

**СТРАТИГРАФИЯ
НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ
БАССЕЙНОВ СИБИРИ**

Г

ЮРСКАЯ СИСТЕМА



<http://jurassic.ru/>

НОВОСИБИРСК • 2000

STRATIGRAPHY OF OIL AND GAS BASINS OF SIBERIA

in nine books

RIPHEAN AND VENDIAN OF SIBERIAN PLATFORM
AND ITS PLAITED BORDER



CAMBRIAN OF SIBERIAN PLATFORM



ORDOVICIAN OF SIBERIAN PLATFORM



SILURIAN OF SIBERIAN PLATFORM



PALEOZOIC OF WESTERN SIBERIA



TRIASSIC SYSTEM



JURASSIC SYSTEM



CRETACEOUS SYSTEM



CENOZOIC OF WESTERN SIBERIA

General editor

Academician A. E. Kontorovich

Editorial Board

Dr. Sci. S. A. Arkhipov, Dr. Sci. V. S. Volkova,
Dr. Sci. F. G. Gurari, Dr. Sci. E. A. Yolkin,
Dr. Sci. V. A. Zakharov, Dr. Sci. A. M. Kazakov,
Corresponding Member of RAS A. V. Kanygin (**associate editor**),
Ph. D. V. I. Krasnov (**associate editor**),
Dr. Sci. N. V. Melnikov, Dr. Sci. N. V. Sennikov,
Academician B. S. Sokolov, Dr. Sci. Yu. I. Tesakov,
Dr. Sci. V. V. Khomentovsky, Ph. D. Yu. Ya. Shabanov,
Ph. D. B. N. Shurygin (**scientific secretary**)

СТРАТИГРАФИЯ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ БАССЕЙНОВ СИБИРИ

в девяти книгах

РИФЕЙ И ВЕНД СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ
И ЕЕ СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ



КЕМБРИЙ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ



ОРДОВИК СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ



СИЛУР СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ



ПАЛЕОЗОЙ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ



ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА



ЮРСКАЯ СИСТЕМА



МЕЛОВАЯ СИСТЕМА



КАЙНОЗОЙ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Главный редактор
академик А. Э. Конторович

Редакционная коллегия

д-р геол.-мин. наук С. А. Архипов, д-р геол.-мин. наук В. С. Волкова,
д-р геол.-мин. наук Ф. Г. Гурари, д-р геол.-мин. наук Е. А. Елкин,
д-р геол.-мин. наук В. А. Захаров, д-р геол.-мин. наук А. М. Казаков,
член-корреспондент РАН А. В. Каныгин (зам. гл. редактора),
канд. геол.-мин. наук В. И. Краснов (зам. гл. редактора),
д-р геол.-мин. наук Н. В. Мельников, д-р геол.-мин. наук Н. В. Сенников,
академик Б. С. Соколов, д-р геол.-мин. наук Ю. И. Тесаков,
д-р геол.-мин. наук В. В. Хоментовский, канд. геол.-мин. наук Ю. Я. Шабанов,
канд. геол.-мин. наук Б. Н. Шурыгин (ученый секретарь)

B. N. Shurygin, B. L. Nikitenko, V. P. Devyatov,
V. I. Ilyina, S. V. Meledina, E. A. Gaideburova,
O. S. Dzyuba, A. M. Kazakov, N. K. Mogucheva

STRATIGRAPHY OF OIL AND GAS BASINS OF SIBERIA. JURASSIC SYSTEM

Editor
B. N. Shurygin

NOVOSIBIRSK
PUBLISHING HOUSE OF SB RAS
DEPARTMENT "GEO"
2000

Б. Н. Шурыгин, Б. Л. Никитенко, В. П. Девятов,
В. И. Ильина, С. В. Меледина, Е. А. Гайдебурова,
О. С. Дзюба, А. М. Казаков, Н. К. Могучева

СТРАТИГРАФИЯ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ БАССЕЙНОВ СИБИРИ. ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Редактор
Б. Н. Шурыгин

НОВОСИБИРСК
ИЗДАТЕЛЬСТВО СО РАН
ФИЛИАЛ "ГЕО"
2000

УДК 551.762(571.1/5)

ББК 26.33

Ш969

Шурыгин Б. Н., Никитенко Б. Л., Девятков В. П. и др. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Юрская система. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал "ГЕО", 2000. 480 с.

Книга представляет собой новейшую аналитическую сводку по стратиграфии юры Сибири, впервые с большой степенью детальности обобщающую и унифицирующую представления о стратиграфии юры Сибири и смежных территорий (Западная и Восточная Сибирь, Северо-Восток России). Проанализировано состояние стратиграфической изученности юры, приведены новые материалы по био-, литостратиграфии и палеонтологической характеристике системы для обоснования региональных стратиграфических схем Сибири. Создана новая система стратиграфических координат для геологических исследований юрских толщ. Рассмотрена шкала юры, история ее совершенствования и связь Сибирской региональной шкалы с общепланетарной. Аммонитовая зональная шкала юры Сибири стала почти вдвое более подробной; изменена возрастная трактовка и схема их соответствия стандартным для многих зональных подразделений. Существенно преобразованы шкалы по двустворчатым моллюскам, фораминиферам, остракодам, белемнитам. Разработаны и обоснованы принципы создания автономных параллельных зональных шкал по разным группам фауны и флоры и использования их комбинации для корреляций на внутризональном уровне. Впервые определены и проанализированы межрегиональные корреляционные реперные уровни в юре по двустворкам, фораминиферам и остракодам, позволяющие сопоставлять разрезы (зачастую не содержащие аммонитов) циркумбореально. Разработаны новые единые для всей Сибири схемы фациального районирования нижне-среднеюрских и верхнеюрских отложений. Составлены единые стратиграфические схемы Сибири (Западной и Восточной) для нижней, средней и верхней юры. Дана общая литологическая, палеонтологическая и биостратиграфическая характеристика местных стратиграфических подразделений и описан ряд новых свит. Обсуждаются многие дискуссионные вопросы стратиграфии юры Сибири и предлагаются варианты их решения, учитывающие все новейшие сведения по био- и литостратиграфии.

Книга может использоваться как справочное пособие по представлениям о стратиграфии юры Сибири, сложившимся к концу второго тысячелетия. Она рассчитана на геологов, преподавателей вузов, аспирантов, интересующихся мезозойскими отложениями Сибири.

Рецензенты

чл.-кор. РАН А. И. Жамойда, профессор В. И. Москвин, профессор В. М. Подобина,
доцент Г. М. Татьяна

Shurygin B. N., Nikitenko B. L., Devyatov V. P. et al. Stratigraphy of oil and gas basins of Siberia. Jurassic System. Novosibirsk: Publ. house SB RAS, Department "GEO", 2000. 480 p.

This book is the latest analytical review of the Jurassic stratigraphy of Siberia. The notions of Jurassic stratigraphy in Siberia and adjacent territories (West and East Siberia, North-Eastern Russia) are generalized and unified in sufficient details for the first time. This review includes the analysis of present state of the knowledge of Jurassic stratigraphy and also new materials on bio- and lithostratigraphy and paleontology for to substantiate regional stratigraphical charts for Siberia. There was virtually developed new system of stratigraphical coordinates for geological investigations of the Jurassic strata. The Jurassic scale, its history of improvement and the relation between the Siberian regional scale and global scale are considered. Ammonite-based zonal scale for the Jurassic of Siberia became almost twice as detailed; there were changed the age interpretation and the scheme of many zonal units and their correspondence to standard ones. The scales based on bivalves, foraminifers, ostracods and belemnites are essentially modified. The authors have developed and justified the principles of creation autonomous parallel zonal scales based on various groups of fauna and flora and application of their combination in correlation at intrazonal level. Interregional correlational datum levels in the Jurassic are first recognized and analyzed here by bivalves, foraminifers and ostracods, that allows circumboreal comparison of the sections (frequently lack of ammonites). New unified charts for facial zonation of Lower-Middle Jurassic and Upper Jurassic in Siberia are developed. Unified stratigraphical charts of Siberia (Western and Eastern) are composed for Lower, Middle Jurassic and for Upper Jurassic. Local stratigraphical units are given general lithological, paleontological and biostratigraphical characterization and a number of new formations are described. Many debatable problems of the Jurassic stratigraphy in Siberia are discussed and there are suggested versions to solve them with account of all latest data on bio- and lithostratigraphy.

This book can be used as the handbook of notions of the Jurassic stratigraphy of Siberia, which were formed by the end of the second thousand years. It designed for geologists, lecturers, post-graduates who are interested in the Mesozoic of Siberia.

Reviewers

Corresponding Member of RAS A. I. Zhamoida,
Prof. V. I. Moskvina, Prof. V. M. Podobina,
Ph. D. G. M. Tatjanina



Издание осуществлено при поддержке Российского фонда
фундаментальных исследований по проекту 98-05-78141

ISBN 5-7692-0258-0

ISBN 5-7692-0257-2

© ИГНГ СО РАН, 2000

© СНИИГГиМС, 2000

© Кол. авторов, 2000

ПРЕДИСЛОВИЕ

Для развития геологических исследований постоянно необходимо совершенствовать стратиграфические представления, используемые в качестве координат практически при любых геологических работах. Во всем мире периодически (раз в 15–20 лет) издаются сводки по стратиграфии отдельных толщ фанерозоя крупных регионов. В России периодически (через 8–10 лет) публикуются стратиграфические схемы систем по крупным регионам. Принципы детализации стратиграфических представлений, обобщений новых и известных по предшествующим исследованиям стратиграфических материалов постоянно пересматриваются с привлечением новых методик, разрабатываемых специалистами, исследующими разные толщи фанерозоя.

Предлагаемая вниманию читателей монография “Юрская система” является составной частью серии “Стратиграфия нефтегазовых бассейнов Сибири”, включающей также книги по стратиграфии докембрия, кембрия, ордовика, силура Сибирской платформы, триаса и мела Сибири, палеозоя и кайнозоя Западной Сибири, подготовленные в соответствии с планами НИР СО РАН и Министерства природных ресурсов России. В этой серии обобщаются и унифицируются представления по стратиграфии Сибири, сложившиеся к концу второго тысячелетия.

Юра севера азиатской части России в силу большого разнообразия фациальной конструкции разрезов, высокой степени изученности, насыщенности толщ фоссилиями, интенсивности ее всесторонних исследований является полигоном для создания и совершенствования методов и приемов по разработке стратиграфических шкал для бореального мезозоя.

Исследуемая территория охватывает Западную и Восточную Сибирь и сопредельные районы. За время, прошедшее с момента принятия и утверждения последних стратиграфических схем юры, накоплено громадное количество новых материалов по палеонтоло-

гии и стратиграфии, уточняющих, а иногда и коренным образом меняющих существующие представления. Использование современных методов исследования, комплексный анализ био-, лито-, цикло- и сиквенсстратиграфических данных с учетом материалов геофизических методов исследований, тонкой геохимии пород потребовали ревизии всего накопленного материала и переосмысления картины стратификации юрских толщ по-новому. В последние годы особенно интенсивно по материалам бурения исследовались закрытые территории в связи с необходимостью оценки нефтегазоносности. Все эти новые данные опубликованы лишь частично, очень схематично и рассеяны в труднодоступных изданиях. Единых обобщающих сводок пока нет.

В подготовке рукописи участвовали палеонтологи, изучавшие аммониты, белемниты, двустворки, фораминиферы и остракоды, палинологи, литологи и региональные геологи. В итоге составлена монографическая аналитическая сводка, структура и подача материала в которой существенно отличаются от опубликованных в 70–80-е годы обобщений по стратиграфии юры Севера России.

В монографии всесторонне освещается современная система стратиграфических координат, которая используется при различных геологических работах. По детальности проработки данных разных методов исследования с одновременным комплексированием и увязыванием их в единую систему представлений по столь гигантской территории, являющейся одной из ключевых для решения проблем стратиграфии юры, и унификации представлений публикуемая сводка пока не имеет аналогов в мировой литературе по бореальной и суббореальной юре. Авторы надеются, что монография долгое время сможет служить справочным пособием по стратиграфии для всех геологов, изучающих юрские толщи.

Большой новый фактический материал по био- и литостратиграфии, полученный за последние десятилетия, приводится в кни-

ге в сжатом виде, преимущественно на многочисленных рисунках. Комплексный анализ его направлен на обоснование нового поколения стратиграфических схем юры нефтегазоносных бассейнов Сибири, этой основы для всех геолого-съёмочных и нефтегазопроисковых работ. При подготовке материалов авторы использовали сведения о палеонтологической характеристике, биостратиграфии, литологии, геологическом строении изучаемой территории, изложенные в многочисленных публикациях по стратиграфии и геологии как Сибири, так и смежных территорий России.

Структура книги и подача материала в ней организованы таким образом, чтобы специалисты разного профиля могли легко найти в ней необходимые сведения, касающиеся как вопросов о конструкции биостратиграфических шкал юры, их роли в создании циркумбореальных шкал этого интервала, так и био- и литостратиграфии конкретных регионов Сибири.

В списке литературы при описании использованных источников приведен полный перечень всех авторов публикаций с целью включения их в алфавитный указатель, которым снабжена книга. Такой прием позволяет всем интересующимся работами какого-либо специалиста легко найти его коллективные публикации, которые использованы в нашей сводке.

В книге приводится также алфавитный указатель латинских наименований ископаемых остатков и индексов зональных подразделений, упоминающихся в тексте и на рисунках, по которому можно найти всю необходимую информацию о биостратиграфических подразделениях, а интересующийся палеонтологической и биостратиграфической характеристикой конкретных разрезов геолог может отыскать соответствующую информацию по опорным разрезам естественных выходов и керну скважин.

Кроме того, в книге есть алфавитный указатель основных региональных и местных стратиграфических подразделений, дающий общую характеристику горизонтов,

свит, пачек и их положение в конкретных разрезах.

Авторы книги постоянно обсуждали многие дискуссионные вопросы стратиграфии и геологического строения конкретных территорий с академиком А.Э. Конторовичем – инициатором создания серии книг по стратиграфии нефтегазоносных бассейнов. Большое значение имели консультации с председателем СибРМСК Ф.Г. Гурари, дискуссии с которым позволили авторам более точно сформулировать многие представления о литостратиграфии. Консультации с составителем и знатоком Стратиграфического кодекса России членом-корреспондентом РАН А.И. Жамойдой дали возможность более точно выстроить иерархию стратиграфических подразделений. Ценные советы получены от известных специалистов по стратиграфии мезозоя Ю.В. Бладучана, В.А. Захарова, В.М. Подобиной. Большую помощь в уточнении представлений о био- и литостратиграфии юры Западной Сибири оказали обсуждения этих проблем с В.С. Бочкаревым, А.Л. Бейзелем, Л.Г. Вакуленко, Н.К. Глушко, В.М. Кабановой, А.И. Киричковой, В.Г. Князевым, В.К. Комиссаренко, В.А. Конторовичем, О.Н. Костеша, А.И. Лебедевым, Н.К. Лебедевой, М.А. Левчуком, В.А. Мартыновым, В.И. Москвиным, Т.И. Нальняевой, Л.В. Ровниной, З.Я. Сердюк, Л.В. Смирновым, Г.М. Татьяниным, Н.А. Тимошиной, В.А. Федоровой, А.Ф. Фрадкиной, А.Н. Фоминым, Г.Г. Шеминым. В обработке материала по отдельным районам участвовали Л.А. Глинских и Л.К. Левчук.

Всем перечисленным специалистам авторы приносят искреннюю благодарность.

Издание книги оказалось возможным за счет финансирования, полученного целевым назначением от Президиума СО РАН и Министерства природных ресурсов РФ (ГФУП СНИИГГиМС), а также РФФИ, проект № 98-05-78141.

При подготовке отдельных глав книги использованы результаты исследований, полученные при работах, поддержанных грантами РФФИ № 97-05-65298, 00-05-65196, 00-05-65306, 00-05-65405.

До сих пор основная часть нефти, необходимая для экономического развития России, извлекается из резервуаров меловой толщи Западной Сибири. Для сохранения объемов добычи нефти необходим опережающий прирост разведанных запасов. В Западной Сибири еще немало районов, в которых возможно обнаружение крупных скоплений углеводородов в меловой толще. Однако меловой этаж мезозоя основных осадочных бассейнов Сибири за последние несколько десятилетий уже достаточно хорошо изучен и вряд ли следует ожидать здесь значительного прироста запасов. Необходимы поиск и разведка нефти на других этажах. Одной из перспективнейшей в этом отношении считается толща юрских осадочных образований Сибири. В этой толще уже обнаружено не одно крупное месторождение нефти.

Юрская система занимает особое место среди других подразделений фанерозоя. Именно на разрезах юры в Западной Европе разработаны принципы выделения и межрегиональной корреляции основных стратонив от отдела до зоны. На примере юрских отложений в 30-е годы XIX века происходило становление понятия о фациях, а позднее создавались первые палеогеографические карты.

Юрские отложения, широко распространенные в северной половине России (рис. 1), представлены почти исключительно терригенными породами и на большей ее части входят в состав чехла крупных структур древних и молодых платформ (Баренцевоморская платформа, Печорская и Виллюйская синеклизы, Енисейско-Ленский прогиб и т. д.). В конце триаса и юре формировалась уникальная по размерам и особенностям строения Западно-Сибирская плита, чехол которой содержит большие запасы нефти и газа. Бореальные бассейны, являющиеся, по существу, буферными (переходными между Па-

леоатлантикой и Палеопацификой), распространены в юре на обширной циркумполярной территории (Бореальный палеобиогеографический пояс), значительную часть которого занимали имеющие наибольшую специфику биоты арктические акватории (севера Сибири и Азии в целом, Канады, Аляски, Арктических островов). Центральное положение в этой буферной зоне занимали палеобассейны, окружающие Сибирскую платформу с запада, севера и востока (рис. 2). Конфигурация, площадь и положение границ основных бореальных зоохорий во многом определялись не только климатическими условиями, но и очертаниями окружающих массивов суши, палеогеографическими связями морей и палеогеографическими барьерами, площадью зеркала внутренних бассейнов, влиянием течений и даже вариациями солености вод.

История становления и развития сибирских палеобассейнов, положение их в палеогеографической структуре седиментационных бассейнов Арктики, особенности влияния (несомненно, большого) на климатические, гидроциркуляционные, биотические и общепалеогеографические перестройки в течение юры — это интереснейшие проблемы, достоверные результаты по которым могут быть получены только с применением максимально подробной стратиграфической основы. Положение северосибирских осадочных бассейнов в одном климатическом поясе, постоянная связь с центральным арктическим морем (на территории современной Арктики), соседство с крупным массивом суши (Сибирская суша) — источником сноса осадочного материала — определили общность главных характеристик экосистем: широкое распространение терригенного осадконакопления (преобладание песков, алевролитов, глин) и специфического типа биоты — доминирование высокобореальных организмов,

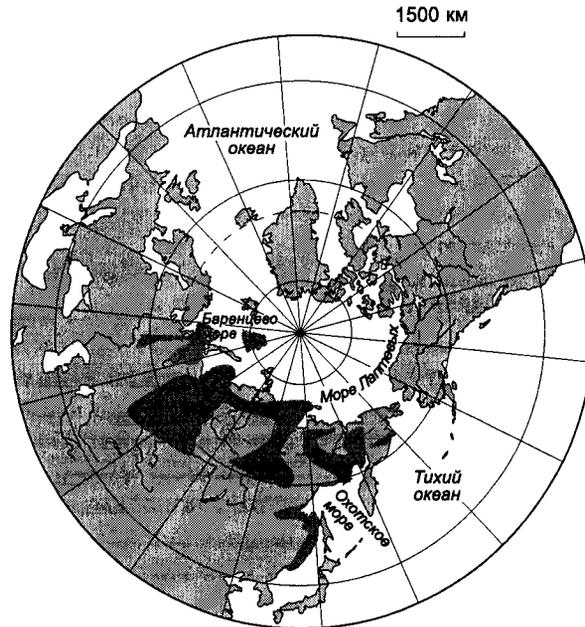


Рис. 1. Юрские седиментационные бассейны (темная заливка).

низкое таксономическое разнообразие, полное отсутствие кораллов, среднеземноморских групп фауны (рудисты, неринеи и др.) и простейших тинтинид, крайняя редкость морских ежей и других нижнебореальных и тетических групп фауны (Палеогеография..., 1983). Именно на примере сибирских юрских палеобассейнов разрабатывались методы оценки топологической структуры катен бентоса, неоднородности которой на площади хорошо показывают изменение глубины по мере удаления от палеоберега, т. е. рельеф дна палеобассейна в зоне расположения катены (Захаров, Шурыгин, 1984, 1985) (рис. 3, 4). Сравнительно-топологический анализ сообществ бентоса позволил оценить различие тектонического режима отдельных районов и связанные с ним изменения рельефа дна палеобассейнов в разные века юры (Каплан и др., 1979; Захаров, Шурыгин, 1979; Шурыгин, 1979).

В целом в юре площадь седиментационных бассейнов севера России постоянно нарастала, увеличивались и размеры областей морской седиментации — юрский этап отличается наименьшим в мезозое развитием пресноводных и солоновато-водных отложений. Судя по распределению морских толщ, основное направление трансгрессий в ранней юре

было восточным, средней — северным, поздней — северным и северо-западным. Юрские бассейны на некоторых этапах характеризовались некомпенсированным осадконакоплением.

Седиментация в бореальных бассейнах юры происходила как в платформенных, так и в геосинклинальных условиях. Платформенные бассейны распространялись в западной и центральной частях севера России, геосинклинальные — занимали восточную часть. Несмотря на разнообразные тектонические режимы бассейнов, в них повсеместно накапливались преимущественно терригенные осадки. Карбонаты образуют заметные пласты лишь на крайнем западе Западной Сибири (некоторые пачки вогулкинской толщи сложены органогенно-обломочными породами). Отдельные заметно обогащенные карбонатом прослои заключены также в баженовской свите Западной Сибири. Общий объем осадков юры, сохранившихся в бореальных юрских бассейнах России, по приблизительным подсчетам равен 8824 тыс. км³, немногим меньше 20 % которых приходится на платформенные бассейны. Объемы ранне-, средне- и позднеюрских толщ в платформенных бассейнах севера составляют 23, 38 и 39 % соответствен-

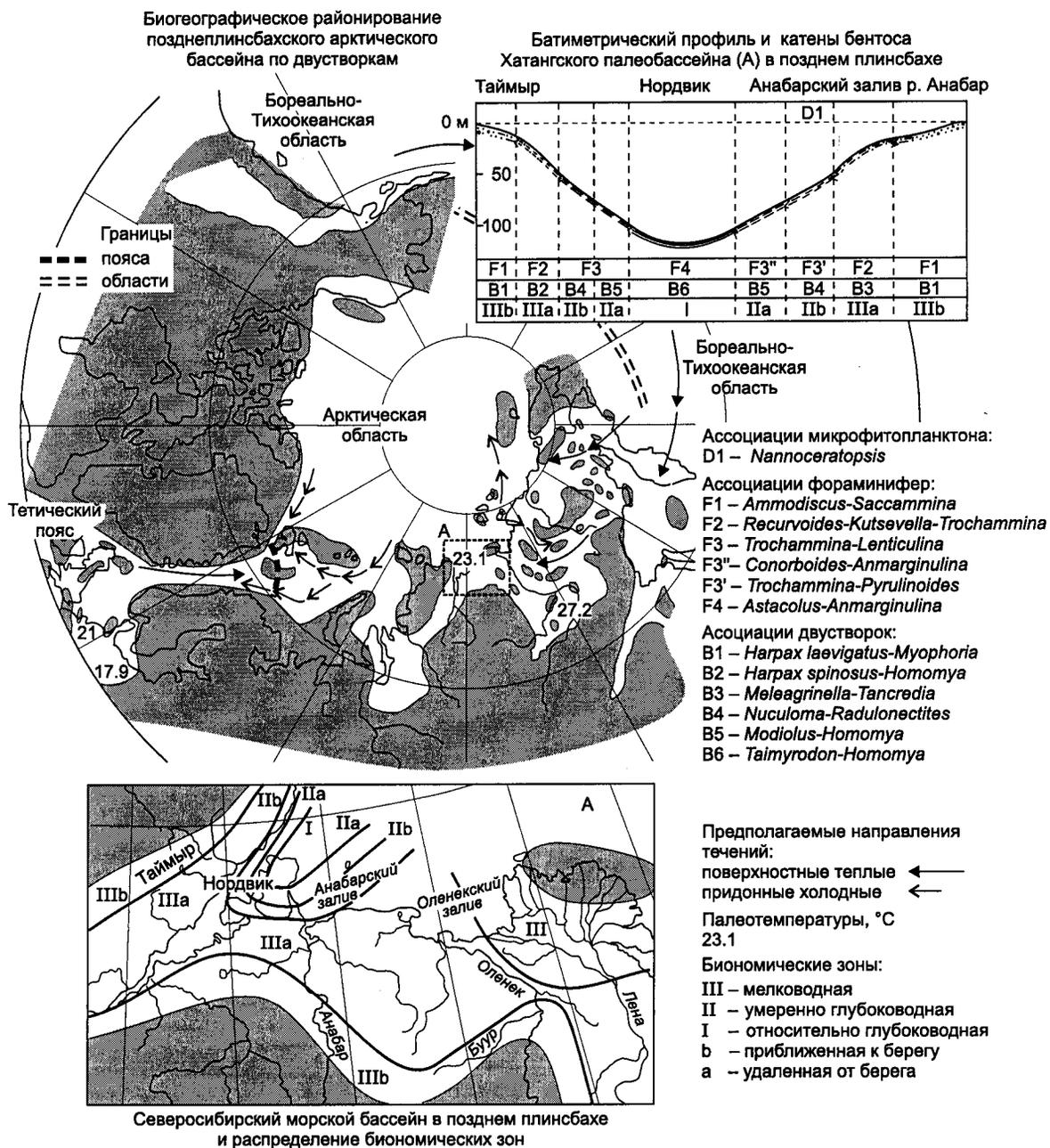


Рис. 2. Биогеография Арктического бассейна в позднем плинсбaxe, биономические зоны и батиметрический профиль северосибирского палеобассейна с распределением ассоциаций микрофитопланктона, фораминифер и двустворок.

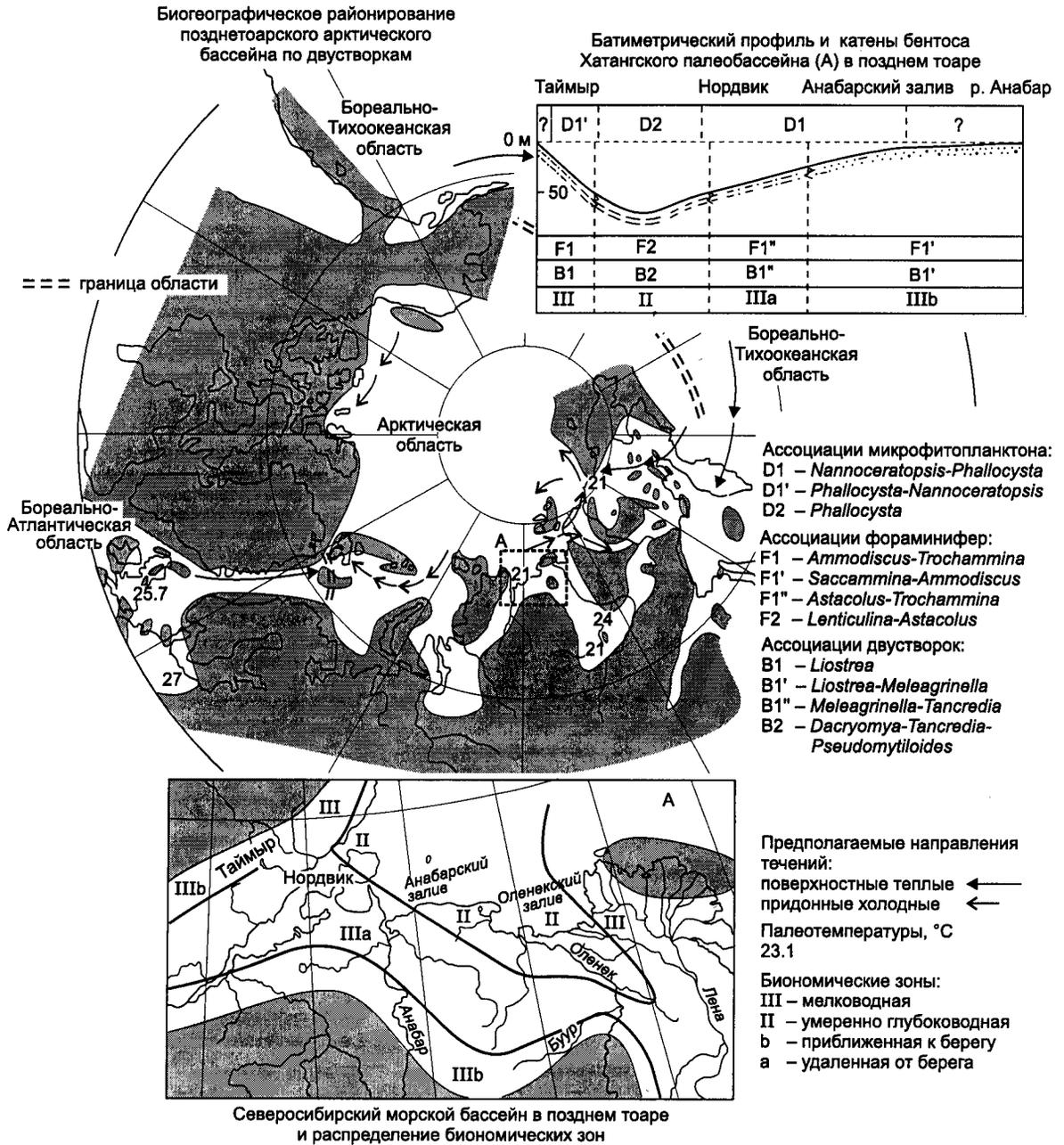


Рис. 3. Биогеография Арктического бассейна в позднем тоаре, биономические зоны и батиметрический профиль северосибирского палеобассейна с распределением ассоциаций микрофитопланктона, фораминифер и двустворок.

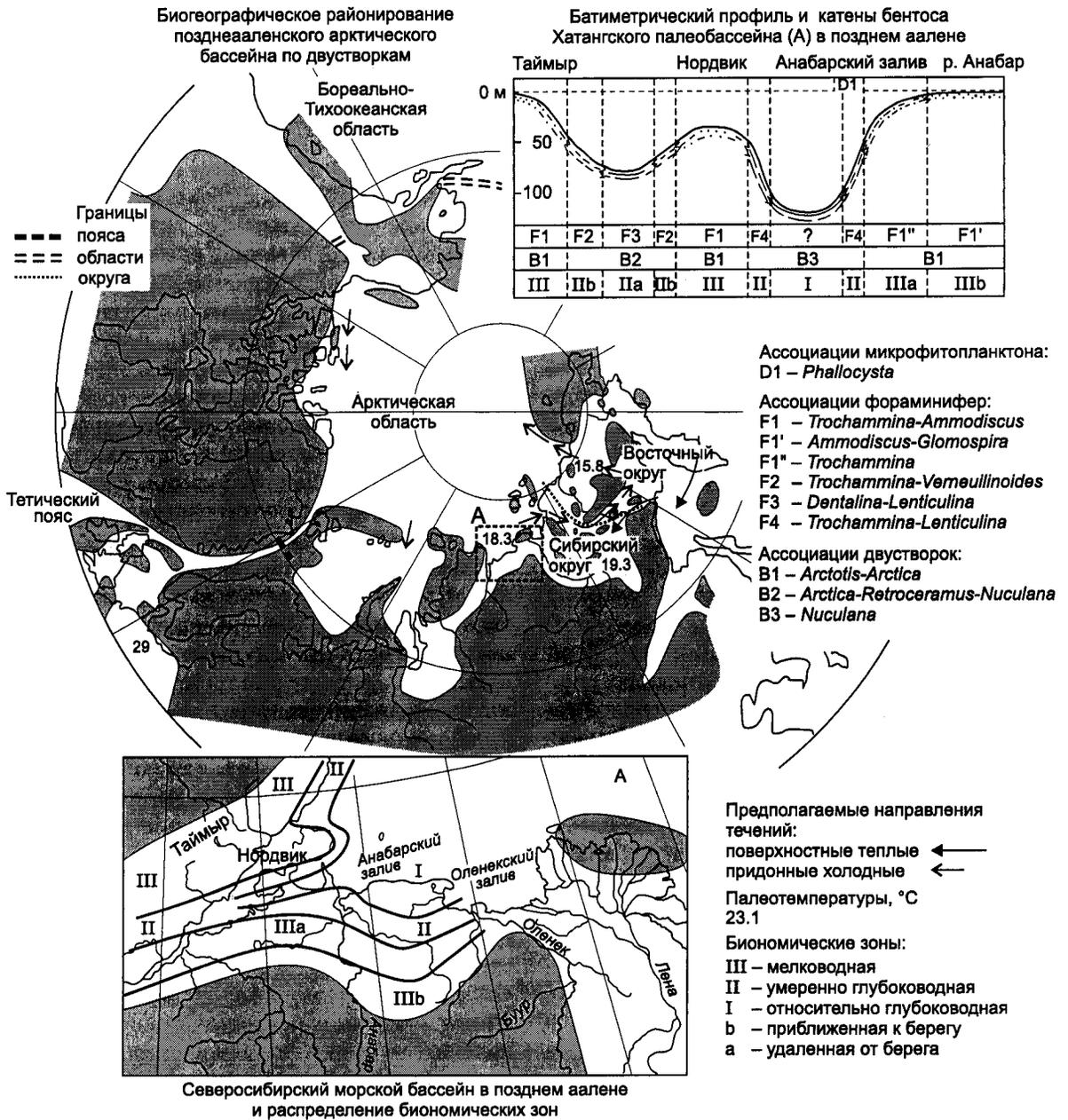


Рис. 4. Биогеография Арктического бассейна в позднем аалене, биономические зоны и батиметрический профиль северосибирского палеобассейна с распределением ассоциаций микрофитопланктона, фораминифер и двустворок.

но. Средние скорости осадконакопления для этих бассейнов оцениваются приблизительно в 0,008 мм в год (Палеогеография..., 1983). В течение ранней и средней юры характер седиментации по векам был нестабильным (с максимумами средней скорости осадконакопления в плинсбахе, средней юре и минимумом в тоаре), в поздней юре в целом наблюдается заметное снижение скоростей осадконакопления в платформенных бассейнах.

По характеру и мощности разрезов юры на севере России различаются три крупные области. В западной (Баренцевоморская платформа, Западно-Сибирская плита) юра имеет относительно четкое двучленное строение — в основании залегают преимущественно пресноводные (континентальные) песчано-глинистые отложения (нижняя—средняя юра), сменяющиеся преимущественно морскими существенно глинистыми келловей-верхнеюрскими осадками. Для всей толщи характерны перерывы, объем которых достигает одного-двух подъярусов. Мощность юры варьирует от 400–600 до 1000–2000 м.

В центральной области (Енисейско-Ленский и Приверхоянский прогибы, Вилюйская синеклиза) нижнеюрская толща сложена преимущественно морскими и прибрежно-морскими сериями терригенных осадков. Среднеюрская толща, имеющая морской генезис в северном и восточном обрамлении Сибирской платформы, в Вилюйской синеклизе представлена чередованием пресноводных и мелководно-морских образований, с сокращением количества последних вверх по разрезу. Верхняя юра остается существенно морской только в Енисейско-Ленском прогибе, а в Приверхоянье и Вилюйской синеклизе верхняя часть юры сложена континентальными часто угленосными осадками. Мощность юры с запада на восток сокращается от 2500 в низовьях Енисея до 600–700 м на Лено-Анабарском междуречье, нарастая в Приверхоянье до 2500 м и вновь сокращаясь до 800–1000 м в Вилюйской синеклизе.

В восточной области России в пределах Верхояно-Чукотской складчатой системы юра развита в контрастных структурах и строение ее здесь очень изменчиво.

Естественно, что в последнее время наибольший интерес исследователей привлекают нефтесодержащие толщи юры западной и центральной областей севера России в пределах платформенных седиментационных

бассейнов, для которых характерен набор формаций, закономерно изменяющийся с запада на восток. В Западной Сибири нижне-среднеюрские отложения ранее рассматривали обычно как континентальную угленосную сероцветную формацию, а верхнеюрские как морскую терригенную сероцветную формацию, обособляя иногда глубоко-водную морскую битуминозную формацию для верхних частей верхней юры (Палеогеография..., 1983; и др.). На юге и юго-востоке Западной Сибири известны и красноцветные отложения (татарская, тяжинская свиты), что дало основание, рассматривая их как свидетельство аридизации, выделять здесь и красноцветную полимиктовую формацию (Ростовцев, 1955; Казаринов, 1958; Боголепов, 1967). На севере Западной Сибири и далее в северном обрамлении Сибирской платформы для нижней и средней юры обособлялись переходная и морская терригенные сероцветные формации. Еще более сложное формационное строение описывалось для юрской толщи Вилюйской синеклизы (Палеогеография..., 1983; и др.).

При создании детальных стратиграфических схем юры Сибири, являющихся основой для всех последующих геологических изысканий, большие затруднения возникали из-за значительной литологической изменчивости отложений, широкого варьирования мощностей одних и тех же стратон (от десятков до тысяч метров), недостаточной изученности биостратиграфических, литологических и структурных характеристик юрских толщ в труднодоступных районах, и особенно в тех, где юра закрыта покровом более молодых толщ. Однако большой объем стратиграфических и палеонтологических исследований, выполненных за последние 40 лет сотрудниками крупнейших в России палеонтолого-стратиграфических коллективов ОИГГМ СО РАН, ВНИГРИ, ЗапСибНИГНИ, Севморгео, ИГиРГИ, СНИИГГиМСа совместно со специалистами производственных организаций Министерства геологии РСФСР и СССР (позже Министерство природных ресурсов России), позволил накопить достаточно надежные, хотя и не исчерпывающие данные о строении и взаимоотношениях юрских толщ Сибири и смежных регионов.

Юрские отложения на территории нефтегазоносных районов Сибири распростра-

нены практически повсеместно, залегая на различных горизонтах триаса, палеозоя и докембрия, иногда с угловым несогласием во внешнем поясе своего развития, где редуцированы те или иные нижние горизонты системы. В центральных частях депрессий (в наиболее полных разрезах) нижние слои юры часто образуют единые литостратоны с верхнетриасовыми (береговая свита? Западной Сибири, кыбыттыгасская свита Приверхоянья и др.). В силу различной постседиментационной истории геологического развития и условий формирования осадков нефтегазоперспективные районы ограничены территорией Западно-Сибирской плиты и мезозойских депрессий севера и востока Сибирской платформы. Заметим, что толща юрских отложений прослеживается в шельфовых зонах Карского моря и моря Лаптевых, где она еще практически не изучена, но весьма вероятно, по аналогии с Баренцевоморским шельфом, также может быть нефтегазонасной.

Наряду с отмеченными выше существенными различиями, строение разрезов, условия развития и залегания юрских отложений в Западной, Средней и Восточной Сибири имеют и очень много общего. Прежде всего это относится к тесной связи верхнетриасовых и юрских отложений, — образующих генетически связанные фациальные ряды в наиболее полных разрезах систем. В значительной мере сходна на всей огромной территории обрамления Сибирской платформы цикличность строения разрезов, обусловленная, возможно, эвстатическими причинами. Для всех сибирских палеобассейнов характерен терригенный седиментогенез и единый тип биоты. Последнее обстоятельство позволило разработать единую для Сибири шкалу региональных горизонтов и комбинацию параллельных зональных шкал по разным группам макро- и микрофауны, применимые на всей территории севера России и в смежных регионах.

Стратиграфические схемы юры составлены по всем крупным регионам севера азиатской части России и в большинстве своем рассматриваются как унифицированные или, в худшем случае, как корреляционные. Последние официально принятые схемы, обосновывающие детальную стратиграфию юры (включая и нефтеносные районы) для севера Средней Сибири, утверждались на

стратиграфическом совещании в 1978 г., а для Западной Сибири — в 1990 г. (Решения..., 1981, 1991).

В последние десятилетия, благодаря общему прогрессу стратиграфии, с одной стороны, и огромному новому материалу, который получили по результатам глубокого бурения и сейсмостратиграфии — с другой, представления о стратиграфии юры Западной и Средней Сибири потребовали коренного пересмотра. За это время региональная шкала юры претерпела значительные изменения, особенно коснувшиеся ниже- и среднеюрской частей схем. Аммонитовая шкала стала существенно более дробной, изменилась трактовка возраста некоторых зон и зонального содержания отдельных подъярусов бореальной юры, пересмотрен объем среднего отдела за счет включения в него келловейского яруса, который на прежних отечественных стратиграфических схемах рассматривался в составе верхней юры. Еще более существенно преобразованы ниже-среднеюрские шкалы по белемнитам, двустворчатым моллюскам, фораминиферам, остракодам, спорово-пыльцевым комплексам, появились новые сведения по литостратиграфии. На современном этапе исследований корректные представления о стратиграфии юры центральных и южных районов Западной Сибири, Вилуйской синеклизы, некоторых районов Енисейско-Ленского прогиба, не противоречащие схемам стратификации относительно детально изученных смежных регионов севера Западной Сибири и Лено-Анабарской впадины, тесно связаны с использованием новейших сведений о положении границ, особенностях расчленения, диапазонах, особенностях географического распределения общих и региональных стратиграфических подразделений в бореальных мезозойских толщах на севере России.

В предлагаемой книге на основании многочисленных новых данных, ревизии всего накопленного палеонтологического материала и стратиграфических схем юрских отложений Западной и Средней Сибири сделана попытка унифицировать представления о положении границ общих и региональных стратиграфических подразделений юры Сибири и соответствующего пересмотра и уточнения литостратиграфии. Проведен анализ и предложены варианты решения ряда спорных и до сих пор нерешенных вопросов рас-

членения и корреляции соответствующих толщ.

Дальнейшие исследования стратиграфии юры нефтегазоносных районов севера России должны идти по пути всестороннего изучения обильных новых палеонтологических материалов, детализации биостратиграфических шкал и их комбинирования для решения задач попластовой корреляции на

внутризональном уровне. Комплексный анализ лито-, био- и сеймостратиграфических данных с адаптацией к нему материалов ГИС, экостратиграфических и сиквенс-стратиграфических исследований — хорошая основа для высокоразрешающей стратиграфии, позволяющей избежать разночтений при индексации и сопоставлении нефтесодержащих пластов.

СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ

Современные представления о детальной стратиграфии мезозоя Сибири и юры, в частности, формировались в течение нескольких десятилетий, и первые работы относятся еще к довоенному периоду (Емельянцева, 1939; и др.). Весьма полный обзор этих публикаций приводится в сводках по стратиграфии юры как Севера СССР в целом (Сакс и др., 1963; Стратиграфия..., 1976; и др.), так и Западной Сибири (Ростовцев, 1958; и др.).

Базой для детального стратиграфического расчленения мезозоя послужили исследования по общей стратиграфии и биостратиграфии юры нефтегазоносных территорий Западной и Восточной Сибири. Большой вклад в эти исследования внесли работы В.А. Вахрамеева, В.И. Бодылевского, Т.М. Емельянцева, Н.С. Воронежца, А.А. Герке, З.З. Ронкиной, Н.В. Шаровской, Н.И. Шульгиной, Л.Г. Дайн, Т.Л. Дервиз, Т.И. Кириной, В.С. Кравец, Г.Я. Крымгольца, Н.Н. Тазихина, В.А. Захарова, И.Г. Климовой, Е.Ф. Ивановой, В.А. Басова, А.С. Турбиной, Н.И. Вячкилевой, З.А. Войцель, Т.Ф. Возженниковой, А.И. Киричковой, Г.Э. Козловой, С.П. Яковлевой, Н.А. Болховитиной, Н.К. Могучевой и многих других.

На формирование современных представлений о стратиграфии мезозоя Сибири большое влияние оказали работы З.Т. Алескеровой, А.Р. Ананьева, А.Д. Архангельского, К.В. Боголепова, Г.К. Боярских, Ф.Г. Гурари, И.Г. Зальцмана, И.В. Лебедева, М.С. Месежниковой, Л.В. Ровниной, Н.Н. Ростовцева, С.Б. Шацкого, В.Н. Сакса, Т.И. Осыко, М.А. Толстихиной, Г.Н. Карцевой, П.Ф. Ли, Ю.В. Брадучана, А.А. Булынниковой, С.П. Булынниковой, Е.Е. Даненберга, Ю.В. Тесленко, В.Я. Шерихоры и других специалистов, еще на самых ранних этапах своих исследований углубленно изучавших юрские толщи, не только вскрытые в естественных выходах, но и по керну скважин на закрытых территориях.

Особое значение для разработки детальной стратиграфии юры на закрытых территориях имели исследования микрофауны и ее распределения в мезозойских толщах Сибири, и здесь следует упомянуть труды В.С. Заспеловой, Е.В. Быковой, Е.В. Мятлюк, В.Ф. Козыревой, Н.Н. Белоусовой, В.И. Романовой, В.И. Левиной, В.К. Комиссаренко, Ф.С. Путря, С.А. Белявской, О.М. Лев, Г.М. Татьяна и др.

За последние два десятилетия накоплено большое количество новых данных о палеонтологической характеристике, лито-, био- и сейсмостратиграфии юры Западной, и Восточной Сибири. За этот период существенно изменены зональные шкалы боральной юры, схемы циркумбореальной корреляции, уточнены объемы ярусов и отделов. На современном этапе исследований необходима унификация представлений о положении границ общих и региональных стратиграфических подразделений в юрских толщах Сибири на основании ревизии всего накопленного материала, пересмотра и уточнения литостратиграфии и схем корреляции.

Основное внимание в нашей работе сосредоточено на изучении нефтегазоносных территорий Сибири и приграничных с ними регионов, где в той или иной степени представлены все ярусы юры. Детальный анализ последних официально принятых стратиграфических схем юры Сибири (Решения..., 1981, 1991) с учетом новейших данных показывает, что как в части общих и региональных шкал, так и в корреляционной части схем, где приведены сведения о нефтегазоносных территориях, имеется ряд недоработок. Много изменений произошло с момента принятия схем и в понимании положения границ общих стратиграфических подразделений (отделов и ярусов) в мезозойской толще Сибири. В значительной мере это касается нижне-среднеюрских отложений и отчасти верхнеюрских.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ПАЛЕОНТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ИЗУЧЕННОСТИ ЮРЫ СИБИРИ

Биостратиграфическое расчленение и корреляция юры Сибири базируются на анализе стратиграфического распространения морских моллюсков (прежде всего аммонитов, белемнитов и двустворчатых моллюсков), микрофауны, динофлагеллат, спор и пыльцы.

В основе региональных стратиграфических шкал юры лежит зональная аммонитовая шкала, разработанная на разрезах морских отложений севера Сибири и соотнесенная (в меру достижимой точности) с международным стандартом по аммонитам. С использованием региональной аммонитовой шкалы в качестве эталона и реперных общебореальных уровней нивелировки бентоса проведена корреляция с международным стандартом всех автономных шкал, основанных для юры на изучении белемнитов, двустворчатых моллюсков, фораминифер, остракод, спорово-пыльцевых комплексов (рис. 5).

На детально изученных (опорных) разрезах, хорошо охарактеризованных аммонитами, устанавливается стратиграфическое положение границ зон автономных (по другим группам фауны и флоры) шкал, которые затем используются для детальных внутри- и межрегиональных корреляций на обширных территориях Западной, Восточной Сибири и Северо-Востока России. Именно комплексное изучение дает возможность датировать не содержащие аммониты интервалы разрезов юры Западной Сибири, устанавливать через автономные зональные шкалы их аналоги в разрезах Приверхоянья и Северо-Востока России, где в соответствующих частях разрезов есть находки аммонитов. Таким образом, с большей или меньшей степенью детальности в настоящее время можно датировать практически любые интервалы нижней и средней юры Сибири. Сочетание взаимоувязанных шкал по различным группам ископаемых резко повышает разрешающую способность биостратиграфической основы геологического картирования. Особо важную роль параллельные автономные зональные шкалы играют при изучении юры на закрытых территориях Западной Сибири, где картирование возможно только по керну, в котором наиболее часто

встречаются остатки спор и пыльцы, иногда микрофауна и раковины двустворок.

Биостратиграфические схемы юры разрабатывались и продолжают совершенствоваться на естественных выходах, имеющих в окраинных частях Сибирской платформы — в Лено-Анабарском районе, на севере Западной Сибири, путем комплексного изучения разрезов. В последнее время региональная биостратиграфическая шкала юры Сибири, особенно нижней и средней, претерпела значительные изменения. Аммонитовая зональная шкала стала почти вдвое более дробной, изменилась возрастная трактовка ряда зональных подразделений. Существенно преобразованы шкалы по двустворчатым моллюскам, фораминиферам, остракодам, белемнитам, которые как автономные шкалы зонального уровня введены в стратиграфические схемы Западной Сибири только в последние годы. Все это результат детального многократного исследования стратиграфически важных разрезов юры, опорных для Сибири, и последующего монографического изучения палеонтологических образцов, проведенных сотрудниками ОИГГМ СО РАН, СНИИГГиМСа, ЗапСибНИГНИ, ВНИИОкеангеология и др. Изменения биостратиграфической шкалы потребовали пересмотра и уточнения возрастных диапазонов региональных горизонтов, отдельных свит и их частей на территории Западной Сибири. На основе восточносибирской эталонной биостратиграфической шкалы по керновому материалу разработана биостратиграфическая шкала для Западной Сибири.

Важным в сравнении с прежними схемами является пересмотр в сторону удревнения интервала разрезов, ранее относимого к бату и низам келловей, зональное расчленение верхнего тоара, новые представления о положении границы нижней и средней юры в опорных разрезах Сибири, включение келловейского яруса в состав средней, а не верхней юры (см. рис. 5). После рекомендации Люксембургских международных коллоквиумов 1962 и 1967 гг. в большинстве стран мира келловей рассматривается как верхний ярус среднего отдела юры. В России до недавнего времени келловей

включался в верхний отдел юры. И хотя вопрос о месте келловея продолжает дискутироваться, Постановлением Межведомственного стратиграфического комитета от 26 января 1989 г. принято решение включить келловейский ярус в состав среднего отдела юры для территории бывшего СССР (Россия и страны ближнего зарубежья), а границу между средним и верхним отделами рекомендовано проводить в кровле келловейского – подошве оксфордского ярусов; между стандартными зонами *Quenstedtoceras lamberti* и *Vertumniceras mariae*.

К настоящему времени имеются существенные достижения в палеонтологических исследованиях основных групп фауны и флоры для обоснования стратиграфических шкал юры Сибири. Монографически изучены (хотя и неполно) практически все стратиграфически важные группы юрской макро- и микрофауны Средней Сибири, благодаря чему значительно изменены представления о системе, разнообразии и стратиграфическом значении этих групп. Из-за малого количества керн и недостаточного исследования хуже монографически изучена макро- и микрофауна юры Западной Сибири.

Аммониты и зональная шкала

Распределение аммонитов в сибирских разрезах весьма неравномерное (рис. 6): в нижнем лейасе известны лишь спорадические находки, а в верхнем плинсбахе и тоаре аммониты многочисленны и относительно разнообразны. К настоящему времени наиболее хорошо монографически изучены аммониты верхнего плинсбаха и нижнего тоара. Следует отметить, что находки верхнеплинсбахских аммонитов в Сибири достаточно разрознены: нет разрезов с полной непрерывной последовательностью аммонитовых комплексов. Наиболее массовые сборы аммонитов из этого интервала сделаны в разрезах Приверхоянья и Вилюйской синеклизы (Князев и др., 1991). Однако в смежных районах Северо-Востока России верхнеплинсбахские аммониты многочисленны и детально изучены (Репин, 1974, 1983; Дагис, 1976; и др.). Это обстоятельство позволило использовать соответствующие шкалы и для сибирских разрезов (Фанерозой..., 1984; Князев и др., 1991; Захаров и др., 1997; и др.). Частично сибирские аммониты верхнего плинсбаха

Рис. 5. Зональная стратиграфия юрской системы Сибири и Северо-Востока России:

1–7 – местонахождение зон бореального стандарта: 1 – север Сибири, 2 – Восточная Гренландия, 3 – Восточно-Европейская равнина, 4 – Северо-Восток России, 5 – Канада, 6 – Приполярный Урал, 7 – Шотландия.

Палинозона 1 – *Dipterella oblatinoides*, *Alisporites pergrandis*, *Camptotriletes cerbriformis*, *Dipteridaceae*, *Quadraeculina anellaeformis*; палинозона 2 – *Cycadopites medius*, *Cycadopites* spp., *Stereisporites infragranulatus*, *Polycingulatisporites triangularis*, *Quadraeculina anellaeformis*, *Protopicea cerina*; слои со спорами и пыльцой 3 – *Cycadopites* spp., *Uvaesporites argenteaeformis*, *Dipterella oblatinoides*, *Paleoconiferus assacatus*; палинозона 4 – *Stereisporites* spp., *Uvaesporites argenteaeformis*, *Cycadopites dilucidus*; палинозона 5 – *Tripartina variabilis*; слои 5а – *Osmundacidites*, *Cycadopites dilucidus*, *Stereisporites*, *Quadraeculina limbata*; слои 5б – *Cyathidites minor*, *Obtusisporis junctus*, *Dipteridaceae*, *Marattisporites scabratus*; палинозона 6 – *Cyathidites*, *Dipteridaceae*, *Marattisporites scabratus*, *Klukisporites variegatus*, *Classopollis*; палинозона 7 – *Piceapollenites variabiliformis*, *Cyathidites minor*, *Osmundacidites* spp., *Dipteridaceae*, *Marattisporites scabratus*; слои 7а – *Cycadopites dilucidus*, *Stereisporites*, *Dictyophyllidites* spp., *Contignisporites problematicus*; слои 7б – *Piceapollenites* spp., *Stereisporites* spp., *Quadraeculina limbata*, *Dictyophyllidites* spp., *Marattisporites scabratus*; палинозона 8 – *Cyathidites minor*, *Osmundacidites jurassicus*, *Piceapollenites variabiliformis*, *Stereisporites* spp., *Sciadopityspollenites multiverrucosus*; палинозона 9 – *Neoraistrickia rotundiformis*, *Lycopodiumsporites intortivallus*, *Dicksonia densa*, *Pinus divulgata*; слои 9а – *Cyathidites minor*, *C. coniopteroides*, *Osmundacidites*, *Lycopodiumsporites* spp., *Leiotriletes adiantiformis*; слои 9б – *Cyathidites australis*, *Microlepidites crassirimosus*, *Hemitelia parva*, *Neoraistrickia truncata*, *Neoraistrickia* spp., *Podocarpidites rousei*, *Monolites couperi*; слои 9в – *Neoraistrickia* spp., *Lycopodiumsporites* spp., *Osmundacidites* spp., *Stereisporites*, *Cyathidites minor*, *Alisporites bisaccus*; палинозона 10 – *Lophotriletes torosus*, *Gleicheniidites*, *Quadraeculina limbata*, *Sciadopityspollenites macroverrucosus*; слои 10а – *Cyathidites* spp., *Piceapollenites* spp., *Gleicheniidites*, *Quadraeculina limbata*, *Sciadopityspollenites macroverrucosus*, *Marattisporites scabratus*, *Classopollis*; слои 10б – *Perotriletes zonatoides*, *Leiotriletes pallescens*, *Osmundacidites* spp., *Perinopollenites elatoides*.

Отдел	Ярус	Подъярус	Стандарт	Бореальный стандарт	Зональные			
					по аммонитам (а-зона)			
Средний	Батский	Верхний	Clydoniceras discus	Cadoceras variable	Слой с <i>Cadoceras variable</i>	<i>Cadoceras barnstoni</i>		
			Oxycerites orbis				<i>Arcticoceras (?) cranocephaloide</i>	<i>Arcticoceras (?) cranocephaloide</i>
			Procerites hodsoni					
		Средний	Tulites subcontractus	<i>Arcticoceras harlandi</i>	<i>Arcticoceras harlandi</i>			
			Procerites progracilis			Слой с <i>Paracephalites (?) belli</i>	<i>Arctoccephalites aff. greenlandicus</i>	
		Нижний	A. tenuiplicatus	<i>Arctoccephalites porcupinensis</i>	<i>Arctoccephalites arcticus</i>			
			Zigzagiceras zigzag					<i>Oxycerites jugatus</i>
						<i>Cranocephalites carlsbergensis</i>		
		Верхний	Parkinsonia parkinsoni	<i>Cranocephalites pompeckji</i>	<i>Cranocephalites gracilis</i>			
	Garantiana garantiana		<i>Cranocephalites indistinctus</i>					
	Strenoceras niortense					<i>Boreiocephalites borealis</i>	<i>Boreiocephalites borealis</i>	
	Нижний	Stephanoceras humphriesianum		Слой с <i>Chondroceras cf. marshalli</i>	Слой с <i>Chondroceras cf. marshalli</i>			
		Otoites sauzei	<i>Arkelloceras tozeri</i>					
		Witchellia laeviuscula				Ps. (T.) fastigatum		
		Hyperlioceras discites					Ps. (T.) fastigatum	
	Верхний	Graphoceras concavum		<i>Pseudolioceras (Tugurites) whiteavesi</i>	<i>Pseudolioceras (Tugurites) whiteavesi, P. (T.) tugurensis</i>			
		Ludwigia murchisonae	<i>Pseudolioceras maclintocki</i>					
	Нижний	Leioceras opalinum		<i>Pseudolioceras beyrichi</i>	<i>Pseudolioceras beyrichi</i>			
			<i>Pseudolioceras falcodiscus</i>			<i>Pseudolioceras falcodiscus</i>		
	Верхний	Dumortiera levesquei		<i>Pseudolioceras wurttenbergeri</i>	<i>Pseudolioceras wurttenbergeri</i>			
		Grammoceras thouarsense	<i>Pseudolioceras compactile</i>					
		Haugia variabilis				<i>Porpoceras spinatum</i>	<i>Porpoceras spinatum</i>	
	Нижний	Hildoceras bifrons		<i>Zugodactylites monestieri</i>	<i>Zugodactylites monestieri</i>			
			<i>Dactylioceras commune</i>					
Harpoceras falciferum		<i>Harpoceras falciferum</i>						
Dactyloc. tenuicostatum						<i>Eleganticeras elegantulum</i>		
Верхний	Pleuroceras spinatum			<i>Amaltheus viligaensis</i>	<i>Amaltheus viligaensis</i>			
	Amaltheus margaritatus		<i>Amaltheus margaritatus</i>					
	Amaltheus stokesi	<i>Amaltheus stokesi</i>						
Нижний	Product. davoei			?	?			
	Tragophyl. ibex		<i>Polymorphites</i>			<i>Polymorphites</i>		
Верхний	Uptonia jamesoni	<i>Angulaticeras colymicum</i>		<i>Angulaticeras colymicum</i>				
	Echloceras raricostatum		<i>Coroniceras siverti</i>					
	Oxynoticeras oxynotum				<i>Coroniceras siverti</i>			
Нижний	Asteroceras oblusum	<i>Arietites libratus</i>		<i>Arietites libratus</i>				
	Caenisites turneri		<i>Schlotheimia angulata</i>					
Верхний	Arnioceras semicostatum	<i>Alsatites liasicus</i>		<i>Alsatites liasicus</i>				
	Arietites bucklandi		<i>Psiloceras planorbis</i>		<i>Psiloceras planorbis</i>			
Нижний	Schlotheimia angulata	<i>Psiloceras planorbis</i>		<i>Psiloceras planorbis</i>				
	Alsatites liasicus		<i>Primasiloceras primulum</i>					

Рис. 5 (начало).

шкалы нижней и средней юры севера Сибири и Северо-Востока России						
по белемнитам	по двустворкам (b-зона)	по фораминиферам (f-зона)	по остракодам (o-зона)	по диноцистам	Палинозоны	
Pachyteuthis subrediviva	Præbuchia anabarensis	Trochammina rostovzevi	Camptocythere micra		10б	10
P. tschernyschewi	Retroceramus vagt	Globulina praecircumplua	?	?	10а	
Cyl. confessa	Retroceramus bulunensis				Camptocythere scrobiculataformis	
P. manifesta	Retroceramus polaris		Dentalina nordvikiana		Camptocythere arangastachiensis	9в
	Retroceramus retrosus		Lenticulina incurvare, Marginul. pseudoclara		praearangastachiensis	9
Paramegateuthis parabajosicus	Retroceramus porrectus	Globulina oolithica, Lingulonod. nobilissima	Camptocythere spinulosa	9б		
Sachsibelus mirus	Retroceramus clinatus	Ammodiscus arangastachiensis	Camptocythere praespinulosa	9а		
	Solemya strigata		Lenticulina nordvikensis	8		
	Retroceramus lucifer	Astaculus zwetkovi	Camptocythere foveolata			
Hastites motorschunensis	Mclearnia kelimyarensis	Verneulinoides syndascoensis	Camptocythere aff. occalata	7б		
	Arctotis marchaensis	Astaculus praefoliaceus, Lenticulina multa	Camptocythere occalata	7		
	Pseudomytiloides marchaensis			Nannoceratopsis gracilis	7а	
Clastoteuthis spp.	Meleagrinnella faminaestriata	Ammobaculites lobus, Trochammina kisselmani	Camp. mandelstami	6		
Nannobelus pavlovi	Dacryomya inflata, Tancredia bicarinata	Recurvodes taimyrensis	Trachycythere verrucosa		5б	
Acrocoelites triscissus	Tancredia kuznetsovi	Anmarginulina arctica	Nanacythere costata	5а		
?	Anradulonectites incertus	Anmarginulina gerkei		Ogmoconcha longula	?	
	Velata viligaensis	Tr. lapidosa, Fr. dubiella				
	Harpax laevigatus	Ammodiscus siliceus	Ogmoconcha buurensis	1		
	Harpax ex gr. spinosus	Trochammina inusitata, Turritella volubilis				
	Otapiria limaeformis	Trochammina sublapidosa				
	Meleagrinnella subolifex, Pseudomytiloides sinuosus					
	Pseudomytiloides sinuosus					

Отдел	Ярус	Под-ярус	Стандарт	Бореальный стандарт		Зональные					
				по аммонитам (а-зона)							
В е р х н и й	Т и т о н с к и й	Верхний	"Durangites"	В о л ж с к и й	Верхний	Craspedites nodiger	С. okensis	Chetaites chetae			
			Paraulacosphinctes transitorius			Craspedites subditus		Craspedites taimyrensis			
						Kachpurites fulgens		Subcraspedites originalis			
		Средний	Microcantoceras ponti		Средний	Paracrasp. oppressus		Virgatites virgatus	Virgatospinctes exoticus	Epilaugeites vogulicus	E. variabilis
			Semiformiceras falluxi			Epivirgatites nikitini		Laugeites groenlandicus			
			Semiformiceras semiforme			Dorsoplanites panderi		Taimyrosphinctes excentricus	Dorsoplanites maximus		
		Нижний	Danubisphinctes palatinum		Нижний	Ilowaiskya pseudoscythica		Dorsoplanites panderi	Dorsoplanites ilovaiskii	Pavlovia iatriensis	
			Franconites vimineus			Ilowaiskya sokolovi		Pectinatites pectinatus			
			Usseliceras parvinodosum			Ilowaiskya klimovi		Subdichotomoceras			
			Dorsoplanitoides triplicatus					Eosphinctoceras			
			Usseliceras tagmersheimense					Oxydiscytes taimyrensis			
			Hybonotoceras hybonotum					Aulacostephanus eudoxus			
	К им е р и д ж с к и й	Верхний	Aulacostephanus autissiodorensis	Aulacostephanus autissiodorensis		Aulacostephanus eudoxus		Aulacostephanus mutabilis			
			Aulacostephanus eudoxus	Aulacostephanus eudoxus		Aspidoceras acanthicum		Aulacostephanus mutabilis			
			Aulacostephanus mutabilis	Aspidoceras acanthicum		Amoeboceras kitchini		Rasenia borealis			
		Нижний	Rasenia cymodoce	Amoeboceras kitchini		Rasenia borealis		Pictonia involuta			
			Pictonia baylei	Amoeboceras kitchini		Rasenia borealis		Pictonia involuta			
				Amoeboceras kitchini		Rasenia borealis		Pictonia involuta			
	О к с ф о р д с к и й	Верхний	Ringsteadia pseudocordata	Amoeboceras rosenkrantzi		Amoeboceras regulare		Amoeboceras serratum			
			Decipia decipiens	Amoeboceras regulare		Amoeboceras serratum		Amoeboceras glosense			
			Perisphinctes cautisnigrae	Amoeboceras serratum		Amoeboceras glosense		Amoeboceras glosense			
				Amoeboceras glosense		Amoeboceras glosense		Amoeboceras glosense			
		Средний	Gregoriceras transversarium	Cardioceras tenuiserratum		Cardioceras tenuiserratum		Cardioceras tenuiserratum			
			Perisphinctes plicatilis	Cardioceras densiplicatum		Cardioceras densiplicatum		Cardioceras densiplicatum			
		Нижний	cordatum	Cardioceras cordatum	Cardioceras cordatum		Cardioceras cordatum		Cardioceras cordatum		
				Cardioceras percaelatum	Cardioceras percaelatum		Cardioceras percaelatum		Cardioceras percaelatum		
				Cardioceras bukowskii	Cardioceras percaelatum		Cardioceras percaelatum		Cardioceras percaelatum		
			Vertumnoceras mariae	Cardioceras gloriosum		Cardioceras gloriosum		Cardioceras gloriosum			
			C. obliteratum, C. scarburgense		C. obliteratum, C. scarburgense		C. obliteratum, C. scarburgense				
	С р е д н и й	Верхний	Quenstedtoceras lamberti	Quenstedtoceras lamberti		Quenstedtoceras lamberti		Eboraceras subordinarium			
			Peltoceras athleta	Peltoceras athleta		Peltoceras athleta		Longaeviceras keyserlingi			
		Средний	Erymnoceras coronatum	Erymnoceras coronatum		Erymnoceras coronatum		Слои с Rondiceras milashevici и Erymnoceras			
			Kosmoceras jason	Kosmoceras jason		Kosmoceras jason		Слои с Rondiceras milashevici и Erymnoceras			
Нижний		Sigaloceras calloviense	Sigaloceras calloviense		Sigaloceras calloviense		Cadoceras emelianzevi				
		Proplanulites koenigi	Cadoceras nordenskjoldi		Cadoceras nordenskjoldi		Cadoceras anabarense				
		Macrocephalites herveyi	Cadoceras apertum		Cadoceras apertum		Cadoceras falsum				
		Cadoceras calyx		Cadoceras calyx		Cadoceras falsum					

шкалы нижней и средней юры севера Сибири и Северо-Востока России							
по белемнитам	по двусторкам (b-зона)		по фораминиферам (f-зона)		по диноцистам		
Lagonibelus gustomesovi	Buchia unshensis		Ammodiscus veteranus, Evolutinella volossatovi		Paragonyaulacysta borealis, Tubotuberella rhombiformis		
Cylindroteuthis jacutica	Buchia obliqua		Dorothia tortuosa Tristix taimyrensis Sigmomorphina taimyrica Lenticulina djabakensis Kutsevella haplophragmoides		Tubotuber. apatela, Pareodin. ceratophora		
	Pachyteuthis mamillaris	Buchia taimyrensis				Trocham. septentrionalis	S. vicinalis, D. tortuosa
		Buchia russiensis					
		Buchia rugosa					
		Buchia mosquensis					
Cylindroteuthis septentrionalis	Buchia ex gr. tenuistriata		?				
Pachyteuthis obesa			Pseudolamarckina lopsiensis				
Pachyteuthis ingens, Cylindroteuthis oweni cuspidata	Buchia concentrica		Haplophragmoides (?) canuiformis				
?	Praebuchia kirghisensis		Recurvoides disputabilis disputabilis		Aldorfia dictyota, Nannoceratopsis pellucida		
			Ammodiscus thomsii, Tolypammina svetlanae		?		
			Trochammina oxfordiana		Clathroctenocystis asaphum, Crussolia sp.		
	Praebuchia orientalis		Conorboides taimyrensis Ammobaculites igrimensis		?		
	?		Lingulina deliciolae				
Pachyteuthis subrediviva	P. anabarensis	Tr. scythica	Recurvoides singularis	Dorothia insperata Kuts. memorabilis, Guttul. tatarensis	Crussolia dalei, Paragonyaulacysta retifragmata		
Gr. leskevitschi							

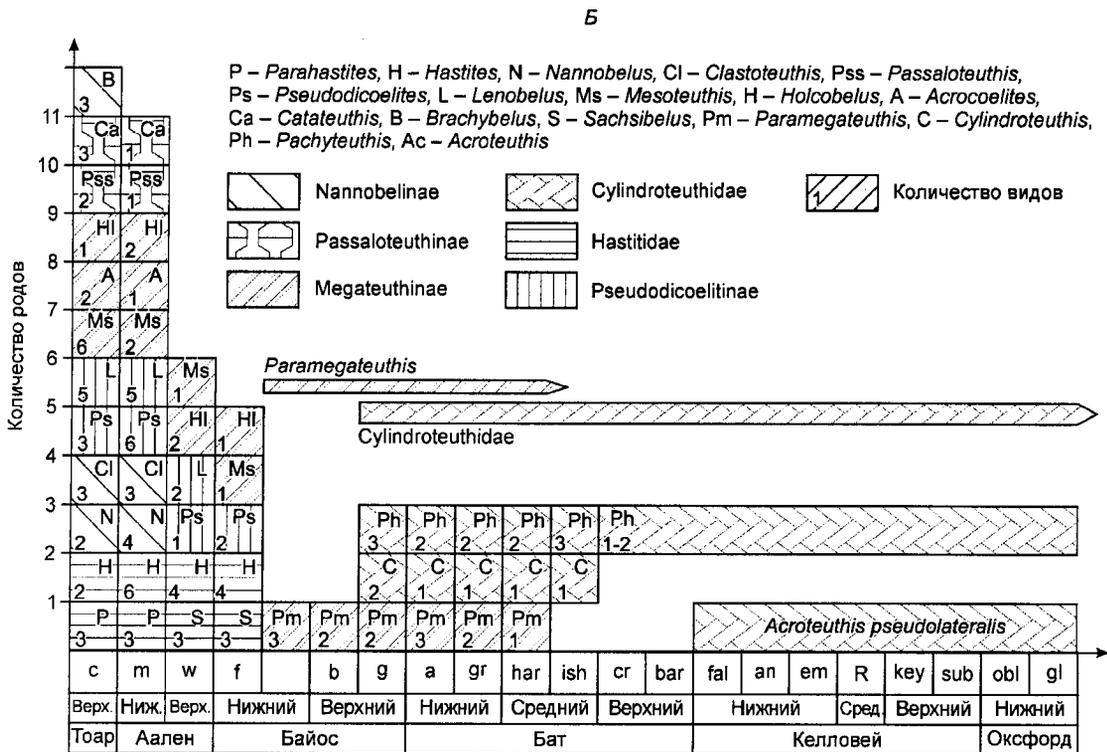
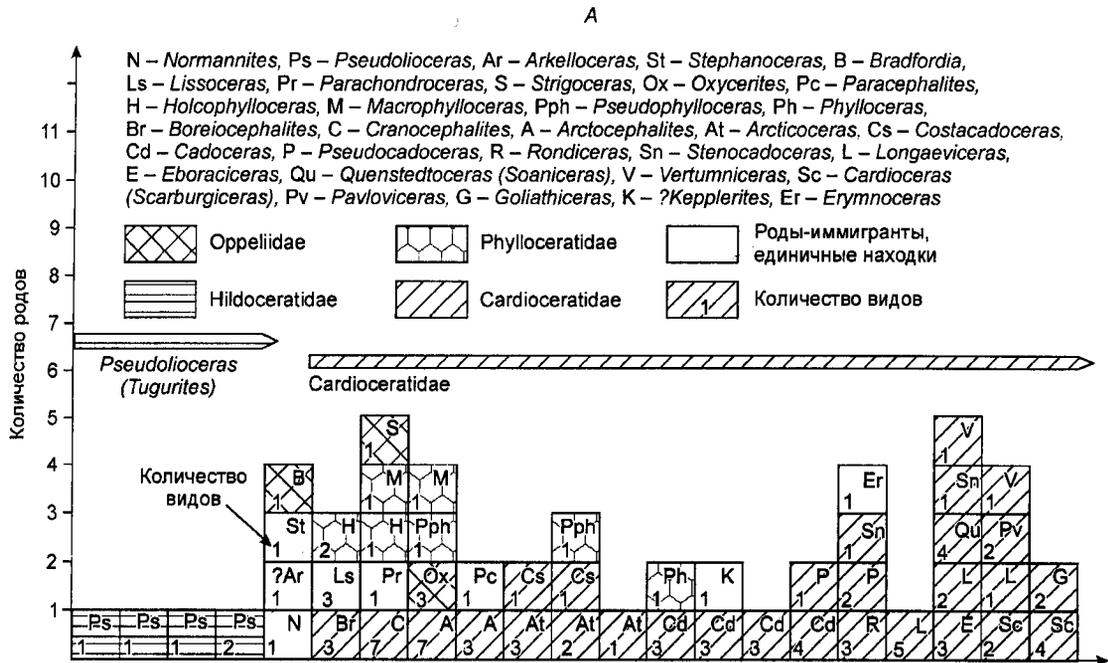


Рис. 6. Характер изменения таксономической структуры арктических среднеюрских комплексов головоногих: А – аммонитов, Б – белемнитов.

Аммонитовые зоны (с...gl) см. рис. 10, 11.

описаны в работе А.А. Дагис (1976). Накоплен значительный материал по основным сибирским разрезам (Анабарская губа, Приверхолянье, Вилюйская синеклиза и др.), который требует монографической обработки и ревизии прежних представлений о таксономическом разнообразии аммонитов и корректировки зональной аммонитовой шкалы верхнего плинсбаха этого региона. Хотя достаточно достоверно установлено положение границы сибирских аммонитовых зон *stokesi* и *margaritatus*, объем а-зоны* *stokesi* до сих пор не ясен в связи с условностью проведения нижней границы зоны в конкретных разрезах, которая обычно проводится по появлению первых представителей *Amaltheus*, но смена комплексов аммонитов в приграничных слоях нижнего и верхнего плинсбаха не фиксируется из-за их отсутствия в подстилающих толщах.

Объем и соответствие стандарту верхней зоны сибирского плинсбаха (*Amaltheus viligaensis*) также пока достаточно условны. Четкая смена комплексов аммонитов в этом интервале известна только в разрезах Северо-Востока России, по аналогии с которыми и выделяется верхняя аммонитовая зона в сибирских разрезах. До сих пор в Сибири не обнаружены разрезы, содержащие непрерывную последовательность аммонитовых комплексов верхов верхнего плинсбаха и низов тоара, соответственно трудно точно оценить объем зоны *viligaensis*. Более того, по нашему мнению, требуется ревизия таксономического состава и монографическое изучение с позиций политипической концепции вида именно сибирских представителей амальтеид из комплексов аммонитов верхней зоны плинсбаха.

Большое количество публикаций в последние десятилетия посвящено аммонитам и зональному расчленению нижнего и верхнего тоара Сибири (Дагис, 1968, 1974; Князев, 1983, 1991; и др.). Наиболее детально изучены аммониты верхней части нижнего тоара. Относительно достоверно удалось установить соответствие стандарту двух верхних зон нижнего тоара (*Dactylioceras commune* и *Zugodactylites braunianus*). Однако массовые сборы дактилоцератид на

разрезах Вилюйской синеклизы показали, что эндемизм сибирских комплексов не столь велик, как это представлялось, а большое количество видов, описываемых ранее из разных местонахождений, возможно, связано с недостатком материала: требуется современная ревизия таксономического состава этих комплексов с точки зрения политипической концепции вида, а значит, и пересмотр многочисленных определений, существующих в геологической и стратиграфической литературе по тоару Сибири и Северо-Востока России.

Объем, соответствие стандарту и палеонтологическая характеристика второй снизу зоны нижнего тоара Сибири (*Harposceras falciferum*) считаются точно установленными. Однако положение нижней границы ее в сибирских разрезах не ясно из-за отсутствия в подстилающих отложениях аммонитов, характерных для зоны *Dactylioceras tenuicostatum* стандарта или ее североазиатского аналога *Tiltoniceras propinquum*, установленного на разрезах Северо-Востока России. Для достоверного решения этого вопроса требуется монографическое изучение и сравнительный анализ коллекций аммонитов из этого интервала разрезов Сибири и Северо-Востока России.

В последнее десятилетие В.Г. Князев и Ю.С. Репин (Князев, 1991; Князев и др., 1991; Репин, Полуботко, 1993; и др.) внесли большой вклад в изучение аммонитов и разработку схем зонального расчленения верхнего тоара Сибири. Многолетние сборы аммонитов (преимущественно представителей *Pseudolioceras*), монографическое изучение последних и сравнительный анализ их стратиграфического распространения в Сибири, в разрезах Северо-Востока России и в стандарте позволили установить трехчленное деление верхнего тоара. Практически одновременно на одних и тех же разрезах для Сибири и Северо-Востока России разработаны две зональные схемы верхнего тоара: одна — В.Г. Князевым (1991, 1997; Князев и др., 1991), другая — Ю.С. Репиным и И.В. Полуботко (1993; Репин, 1991, 1997; Полуботко, Репин, 1994), в которых верхний тоар расчленен на три зоны (по последовательности видов рода *Pseudolioceras*). Однако из-за раз-

*Здесь и далее зоны: а-зона — по аммонитам, b-зона — по двустворкам, bl-зона — по белемнитам, f-зона — по фораминиферам, o-зона — по остракодам.

ного понимания объемов и номенклатуры видов (у Ю.С. Репина и И.В. Полуботко — преимущественно эндемики, у В.Г. Князева — космополиты) номенклатура и объемы зон в этих схемах различны (рис. 7). Обе схемы имеют хождение в настоящее время в геологической литературе, поскольку официально не утверждена ни одна из них*. К сожалению, полная ревизия тоарских и нижнеааленских представителей *Pseudolioceras* Сибири еще не опубликована, поэтому нет ясности в вопросах, вызывающих наибольшие споры: объем наиболее распространенных, важных для стратиграфии и наиболее часто встречающихся в стратиграфических списках видов (*Ps. alienum*, *Ps. maclintocki*, *Ps. beyrichi* и др.). Вероятно, в будущем придется вернуться к ревизии североазиатских представителей рода *Pseudolioceras* для выработки более универсальных представлений об объеме отдельных видов. В этой работе мы используем схему В.Г. Князева, с зональными подразделениями которой увязаны стратиграфические диапазоны комплексов двустворок, фораминифер, спор и пыльцы. В.Г. Князевым обосновано выделение зон *Pseudolioceras compactile*, *Ps. wurttenbergeri* и *Ps. falcodiscus*, более менее достоверно сопоставляемых со стандартом (Князев, 1991; Князев и др., 1991). Хотя стратотипы первых двух установлены в разрезах Северо-Востока России, а последней — в Приверхоянье, в Сибири к настоящему времени доказана полная последовательность зон в перекрывающихся разрезах отдельных интервалов верхнего тоара (Князев и др., 1991; Репин, Полуботко, 1993; Захаров и др., 1997) (см. рис. 5).

Таким образом, даже для наиболее детально охарактеризованного аммонитами и хорошо изученного интервала нижней юры (верхний плинсбах–тоар) остается еще много проблем, требующих решения. Первоочередные из них: монографическое изучение сибирских амальтеид из верхов верхнего плинсбаха, исследование смены аммонитовых комплексов близ границы плинсбаха и тоара (сравнительный анализ на базе материалов по Сибири и Северо-Востоку России), монографическая ревизия сибирских представителей *Pseudolioceras*.

В нижней части нижней юры Сибири (геттанг–нижний плинсбах) находки аммонитов крайне редки. Представления об аммонитовых зонах этого интервала базируются в основном на данных по разрезам Северо-Востока России (Фанерозой..., 1984; и др.). Только в самых низах юры Сибири достоверно установлена аммонитовая зона *Psiloceras planorbis* (Возин, Дагис, 1972; Стратиграфия..., 1976; Князев и др., 1991; и др.), хотя объем ее не совсем ясен. Спорадические и не всегда достоверные находки *Uptonia* и *Polymorphites* обычно указывают на присутствие нижнего плинсбаха (Сакс и др., 1963; Стратиграфия..., 1976; и др.), однако такого рода доказательства нельзя считать достаточно обоснованными. Как правило, присутствие геттанг–нижнего плинсбаха в Сибири связано с находками в разрезах характерных комплексов парастратиграфических групп фауны, которые встречаются совместно с аммонитами в геттанг–нижнеплинсбахских толщах Северо-Востока России, где разработана зональная аммонитовая шкала для этого интервала.

Особенности аммонитов среднего отдела юры в Сибири проявляются не только в их неравномерном распределении в разных его частях (сравнительно редки — в аалене и нижнем байосе, более обильны в верхнем байосе–келловее), но и в том, что аален и низы нижнего байоса охарактеризованы только перешедшим из верхнего тоара родом *Pseudolioceras* (Hildoceratidae), а начиная с верхнего байоса среди аммонитов доминируют представители бореального эндемичного семейства *Cardioceratidae*. Филогенетическая последовательность видов этих семейств положена в основу зональной аммонитовой шкалы средней юры Восточной Сибири.

Нижняя граница ааленского яруса ранее (по схеме 1961 г.) совмещалась с подошвой слоев с *Pseudolioceras alienum*, хотя положение этой части разреза относительно стандарта понималось исследователями неоднозначно. По результатам монографического изучения представителей *Pseudolioceras* В.Г. Князевым (1983, 1991) вид *Pseudolioceras alienum* признан младшим синонимом верхнетоарского *P. compactile*,

*Правильнее, по мнению С.В. Мелединой, не унифицировать северо-восточную схему тоара на всю Сибирь, а принять для Средней Сибири иное деление нижнего подъяруса (см. рис. 7); деление же верхнего подъяруса на три зоны представляется вообще неоправданным.

Ярус	Подъярус	Стандартные зоны	Север Сибири и Северо-Восток России		(Репин, Полуботко, 1996; Репин, 1997)		Подъярус	Ярус
			(Князев, 1997; Захаров и др., 1997)	(Полуботко, Репин, 1994)	Северо-Восток России	Стандартные зоны		
Аален	Нижний	<i>Leioceras opalinum</i>	<i>Pseudolioceras maclintocki</i>	<i>Pseudolioceras maclintocki</i>	<i>Pseudolioceras maclintocki</i>	<i>Leioceras opalinum</i>	Нижний	Аален
			<i>Pseudolioceras beyrichi</i>	<i>Pseudolioceras beyrichi</i>	<i>Pseudolioceras beyrichi</i>			
Тоар	Верхний	<i>Dumortieria levesquei</i>	<i>Pseudolioceras falcodiscus</i>	<i>Pseudolioceras paracompactile</i>	<i>Pseudolioceras paracompactile</i>	<i>Dumortieria levesquei</i>	Верхний	Тоар
		<i>Grammoceras thouarsense</i>	<i>Pseudolioceras wurtenbergeri</i>	<i>Pseudolioceras danilovi</i>	<i>Pseudolioceras danilovi</i>	<i>Grammoceras thouarsense</i>		
		<i>Haugia variabilis</i>	<i>Pseudolioceras compactile</i>	<i>Pseudolioceras rosenkrantzi</i>	<i>Pseudolioceras rosenkrantzi</i>	<i>Haugia variabilis</i>		
	Нижний	<i>C. crassum</i>	<i>Zugodactylites braunianus</i>	<i>Peronoceras spinatum</i>	<i>Peronoceras spinatum</i>	<i>Hildoceras bifrons</i>		
				<i>Peron. fibulatum</i>	<i>Zugodactylites monestieri</i>			
		<i>Dactylioceras commune</i>	<i>Dactylioceras commune</i>	<i>Dactylioceras athleticum</i>	<i>Dactylioceras athleticum</i>	<i>Hildoceras bifrons</i>		

Рис. 7. Сопоставление схем зонального расчленения верхнего тоара Сибири и Северо-Востока России. Жирными линиями отмечены верхняя и нижняя границы верхнего тоара.

благодаря чему слои с *Pseudolioceras "alienum"* перенесены в верхний тоар, а объем нижнего аалена соответственно сокращен. Нижний подъярус аалена приравнивается теперь к единственной лоне *Pseudolioceras maclintocki*, а нижняя граница аалена, являющаяся одновременно и границей нижнего и среднего отделов юры, проводится по появлению подрода *Pseudolioceras (Tugurites)*, сменяющего верхнетоарские *Pseudolioceras s. str.* (Sey et al., 1986). В нижней части этой лоны в бассейнах рек Вилюй и Оленек по находкам древнейшего в подрode вида *P. (T.) beyrichi* выделяются одноименные слои, что отражено в региональной биостратиграфической шкале (Князев и др., 1991).

Верхний подъярус аалена тоже представлен единственной лонной *P. (T.) tugurensis*, сменяющейся вверх по разрезу нижнебайосской лонной *P. (T.) fastigatum*. Данных об ааленских и нижнебайосских аммонитах за последние годы не появилось, а основанные на них подразделения не претерпели изменения за последние 10–15 лет (Фанерозой..., 1984; Захаров и др., 1997). Переизучение разрезов аалена, новые сборы аммонитов и их исследование для болеедробного подразделения яруса остается одной из серьезных задач стратиграфии средней юры.

Наименее охарактеризованный аммонитом остается нижний подъярус байоса над слоями с *P. (T.) fastigatum*. В этом интервале средней юры за последние годы нет новых находок аммонитов. Не исключена возможность присутствия в Восточной Сибири, как на Дальнем Востоке и на Северо-Востоке России, нижнебайосского рода *Arkelloceras* и соответствующего его распространению зонального подразделения, отвечающего стандартной зоне *Otoites sauzei*. Найденные в осыпи на побережье Анабарской губы аммониты, описанные как верхнеааленские *Erycitoides (?)* (Меледина, 1974), по мнению С.В. Мелединой, а также И.И. Сей и Е.Д. Калачевой (1987), могут оказаться представителями рода *Arkelloceras*. Однако для надежного переопределения требуются дополнительные коллекции, лучшие по сохранности, чем имеющиеся отпечатки аммонитов, которые невозможно получить без дополнительных полевых работ. На современной стадии изученности авторы считают допустимым наметить в нижнем байосе слои с *Arkelloceras(?)*.

В последние годы опубликовано монографическое описание редких в Сибири нижнебайосских аммонитов: *Normanites sp.*, *Stephanoceras sp.*, некоторых *Phylloceratidae* (Меледина, 1991a, б), единичные находки которых уже упоминались в стратиграфической литературе, но не были отражены в схе-

ме 1981 г. Однако и эти аммониты по-прежнему не дают полного представления о зональных комплексах и объеме слоев, охарактеризованных ими. Нижний подъярус байоса (без самой нижней его части) остается в Сибири нерасчлененным. Нужно специальное изучение нижнего байоса, прежде всего в Анабарском районе, и поиск аммонитов не только над слоями с *P. (T.) fastigatum*, но и выше, в части разреза, ранее считавшейся верхнебайосской, а теперь отнесенной к верхам нижнего байоса.

Самые значительные изменения произошли за последние годы в части так называемого “бореального бата” — отложенный сибирской юры с древними представителями семейства *Cardiocerata*. Эта часть разреза, охарактеризованная сменяющимися друг друга родами *Boreiocephalites* — *Cranoccephalites* — *Arctoccephalites* — *Arcticoceras*, разделялась на соответствующие зоны с родовыми индексами, три нижние из которых трактовались как батские, а верхняя — как нижнекелловейская. Группой исследователей из ОИГГМ СО РАН проведена большая работа по переизучению среднеюрских отложений на п-ове Юрюнг-Тумус, в Анабарском районе, низовьях р. Лены с последующей монографической обработкой аммонитов, белемнитов, двустворок, фораминифер, остракод, спорово-пыльцевых комплексов (Меледина и др., 1991). В результате аммонитовые родовые зоны распались в большинстве своем на видовые, а новые находки неизвестных ранее в Сибири аммонитов повлекли за собой пересмотр в сторону удревнения самых нижних кардиоцератидовых зон и всей вышележащей их последовательности. Удалось в значительной мере преодолеть существовавшее ранее расхождение во взглядах на зональное расчленение бата и положение границы батского и келловейского ярусов в Сибири по сравнению с восточно-гренландской схемой (см. рис. 5).

Благодаря совместным находкам на п-ове Юрюнг-Тумус *Boreiocephalites borealis* и верхнебайосских *Lissoceras backeri*, *Holcophylloceras costisparsum* и др., уточнен, а именно расширен вниз, объем лоны *Boreiocephalites borealis* (прежде обозначаемой как *B. pseudoborealis*), и возраст ее изменен на позднебайосский (Меледина и др., 1987; Меледина, 1991а, б). В нижнем байосе

рассматривается теперь и следующая лона *Cranoccephalites gracilis* (вместо *C. vulgaris*), подразделенная на две части — *C. gracilis* и *C. carlsbergensis*, а лоны, основанные на видах рода *Arctoccephalites* (*A. arcticus* и *A. aff. greenlandicus*, на которые распалась бывшая лона *A. elegans*), примерно отвечают нижнему бату. Это следует из общей зональной последовательности, а также подтверждается распространением в низах лоны *A. arcticus* представителей рода *Oxycerites*, в частности вида *O. cf. aspidoides*, место которого в стандарте по новейшим данным (Dietl, 1982) — нижний бат, вблизи границы с верхним байосом.

Удревнены и последующие местные зоны. На биостратиграфической схеме 1978 г. (Решения..., 1981) келловейский ярус начинался зоной *Arcticoceras kochi*. В процессе переизучения юрских отложений на п-ове Юрюнг-Тумус, в Анабарском районе и низовье р. Лены, проведенного за последнее десятилетие группой исследователей из ОИГГМ СО РАН, установлена дискретность распределения аммонитов из рода *Arcticoceras* в этой зоне, в результате чего зона подразделена на две: нижнюю — *A. harlandi* и верхнюю — *A. ishmae*. Вследствие передатировок, а именно удревнения нижележащих зон средней юры, зоны с *Arcticoceras* отнесены к среднему бату. Верхний бат заполнили вновь выделенные в Восточной Сибири зоны *Arcticoceras* (?) *cranoccephaloide* и *Cadoceras barnstoni*, а келловей начинается теперь зоной *C. falsum*.

На первом этапе построения новой зональной схемы бата-нижнего келловей к нижнему келловей отнесена также зона *C. barnstoni* (Меледина, 1989, 1991б; Меледина и др., 1991). Однако такая возрастная интерпретация пограничных зон бата и келловей вызвала критику со стороны некоторых исследователей (Сей, Калачева, 1992). Это побудило к проведению видовой ревизии сибирских *Cadoceras* и пересмотру нижнекелловейских аммонитов с Печорского Севера из собранной ранее С.В. Мелединой коллекции, а также коллекции печорских катодератин, переданной ей М.С. Месежниковым. Выводы, полученные С.В. Мелединой при изучении аммонитов с Печорского Севера, оказались весьма важными для стратиграфической интерпретации сибирских данных. На р. Пижме, притоке Печоры, в отложениях,

ранее относимых к зоне *Cadoceras elatmae*, установлена зональная последовательность, свидетельствующая о присутствии здесь верхнего бата и нижнего келловея. Верхний бат представлен зоной *Cadoceras variabile*, известной также из Восточной Гренландии. В Восточной Сибири ей отвечают слои с *variabile* в верхней части зоны *C. barnstoni*. Выше на р. Пижме, как и в Восточной Сибири, встречен вид *Cadoceras falsum* Voron., по которому в Сибири выделена одноименная зона.

На р. Пижме *C. falsum* встречен в сочетании с многочисленными *C. ex gr. elatmae* (Nik.), морфологически весьма сходными с аммонитами, представленными в работах Ф. Квенштедта (Quenstedt, 1849, 1887) и номинально возведенными недавно группой европейских исследователей в ранг нового вида *Cadoceras suevicium* (Callomon, Wright, 1989). В разрезах нижнего келловея Западной Европы этот вид распространен выше слоев с *Keplerites kepleri* (Sow.), фиксирующих основание келловея. Таким образом, и вид *C. falsum* можно считать нижнекелловейским, отвечающим нижней части зоны *Megaceras herveyi*. Зона *C. falsum* на сибирской схеме отнесена теперь к низам келловея, а предшествующая ей зона *C. barnstoni* смещена в верхний бат.

Оппоненты опубликованной ранее сибирской зональной схемы И.И. Сей, Е.Д. Калачева также пришли к выводу о том, что в установленной для Сибири зональной последовательности вид *C. falsum* занимает, очевидно, самый нижний уровень в келловее. При этом они не исключают возможности и еще большего удревнения названного вида и охарактеризованной им зоны — до позднего бата, в соответствии с представлением Дж. Калломона о батском возрасте другого вида *Cadoceras* — *C. calyx* Spath, морфологически близкого к сибирскому виду *C. falsum* и, по всей вероятности, занимающего сходную стратиграфическую позицию.

В результате ревизии раннекелловейские кадоцерасы из разрезов Сибири, определяющиеся ранее Н.С. Воронец (1962) и С.В. Мелединой как *C. elatmae*, отнесены теперь к группе *C. anabarense*. Зона, сменяющая зону *C. falsum* (бывшая *C. elatmae*, по С.В. Мелединой, 1989), названа *C. anabarense* и коррелирует с верхней частью стандартной зоны *herveyi*. Неизменной в региональной зональной шкале келловея осталась

местная зона *Cadoceras emelianzevi*, коррелируемая с другими зонами нижнего келловея стандарта, но, очевидно, без его верхней зоны или ее части. В основании среднего келловея в Восточной Сибири повсеместно прослеживается размыв, а средний келловей имеет сокращенный объем.

Изучение собранной А.Н. Алейниковым из разреза нижнего келловея Восточного Таймыра коллекции аммонитов и переизучение старых сборов из этого разреза позволили С.В. Мелединой и А.Н. Алейникову установить распространение в верхней части нижнего келловея вида *Cadoceras septentrionale* Fieb., ранее известного только в Арктической Канаде, где он используется в качестве зонального индекса, и, соответственно, уточнить зональную разбивку келловея на Восточном Таймыре. Авторами ревизии предложено внести в схему аммонитовых зон келловея Сибири слои с индексом *C. septentrionale* для обозначения соответствующих слоев на Таймыре, оставив *C. emelianzevi* как индекс зоны, установленной в более южном Лено-Анабарском регионе. Зональная схема двух верхних подъярусов келловея за последнее десятилетие не изменилась (Фанерозой..., 1984; Захаров и др., 1997). Средний келловей неделим и обозначен как слои с *Rondiceras milashevici* и *Erymnoceras* sp., верхний — состоит из местных зон *Longaeviceras keyserlingi* и *Eboraceras subordinarium*.

За время, прошедшее с последнего официального обсуждения стратиграфической схемы юры Восточной Сибири (Новосибирск, 1978 г.) и ее утверждения (Решения..., 1981), в зональную схему верхнего отдела юры внесены заметные изменения. Основная заслуга в этом принадлежит М.С. Месежникову, занимавшемуся верхнеюрской зональной стратиграфией и аммонитами оксфордского, кимериджского и волжского ярусов. Некоторые изменения в схему, в частности в зональную разбивку оксфорда Восточной Сибири, внесены А.Н. Алейниковым и С.В. Мелединой.

Практически не изменилась зональная шкала нижнего оксфорда Восточной Сибири, построенная на результатах изучения аммонитов из рода *Cardioceras*. Она разработана В.Г. Князевым (1975) на Восточном Таймыре и р. Анабар, где имеются наиболее полные разрезы оксфорда. В основании окс-

форда, в соответствии со схемой В.Г. Князева, показана местная зона *Cardioceras obliteratedum*, нижняя граница которой рассматривается как нижняя граница оксфорда. А.Н. Алейниковым в 1987 г. на Восточном Таймыре (р. Чернохребетная) в основании зоны *C. obliteratedum* найден аммонит, определенный как *C. (Scarburgiceras) scarburgense* (I. et V.), что позволило этому исследователю вместе с С.В. Мелединой предложить названный вид наряду с *C. (S.) obliteratedum* для индексации нижней зоны сибирского оксфорда. Однако этот вид признан неудачным зональным индексом из-за его морфологической невыразительности, а *C. (S.) scarburgense*, являющийся подзональным индексом в стандарте, был бы, безусловно, предпочтительнее для индексации сибирской зоны нижнего оксфорда. Хотя полностью отказаться от использования *C. (S.) obliteratedum* в качестве зонального индекса пока невозможно, так как находка *C. (S.) scarburgense* единственная. Таким образом, нижнюю зону оксфорда в Восточной Сибири предложено обозначать как зону *C. obliteratedum* и *C. scarburgense*. Выше следует зона *Cardioceras gloriosum* с подзонами *C. praecordatum* (нижней) и *C. gloriosum* (верхней), зоны *C. percaelatum* и *C. cordatum*.

Зональное деление среднего и верхнего оксфорда в Сибири за последнее десятилетие сильно преобразовано. Это связано с новыми находками аммонитов, монографическим изучением оксфордских кардиоцератид из европейской части России, проведенным М.С. Месежниковым, Е.Д. Калачевой и Л.М. Ротките, и соответствующими изменениями зональных схем, предложенных этими авторами (Месежников и др., 1989; Месежников, Калачева, 1989; и др.). Типовым разрезом оксфорда Сибири признан разрез на р. Чернохребетной (Восточный Таймыр), где вскрыты все три подъяруса и все зоны, слагающие оксфорд. М.С. Месежников интерпретировал новую зональную схему среднего и верхнего оксфорда Русской платформы, которая в значительной мере совпадает с бореальным зональным стандартом Северо-Западной Европы (Месежников и др., 1989; Месежников, Калачева, 1989). Пересматривая прежние определения аммонитов на основе современного понимания объемов видов и их диапазонов, М.С. Месежников установил на Восточном Таймыре: средний окс-

форд — зону *Cardioceras densiplicatum*; верхний оксфорд — лону *Amoeboceras alternoides*; слои с мелкими *Amoeboceras*, условно сопоставляемыми со стандартной зоной *A. serratum*, и лону *A. ravni*. Вид *A. alternans*, характеризующий на прежней сибирской схеме нижнюю часть верхнего оксфорда, был (после его ревизии) исключен из стратиграфической номенклатуры.

Более дробное зональное деление среднего и верхнего подъярусов оксфорда установлено для Восточного Таймыра А.Н. Алейниковым и С.В. Мелединой (1991, 1993). В его основу положено изучение новой коллекции аммонитов, собранной А.Н. Алейниковым во время полевых исследований летом 1987 г. Новая зональная схема почти полностью повторяет западно-европейскую стандартную в части подразделения среднего и верхнего оксфорда на зоны и лишь отчасти — на подзоны (см. рис. 5). Монографически описаны виды-индексы из впервые установленных в Восточной Сибири зон и подзон верхнего и среднего оксфорда (Алейников, Меледина, 1993; Aleynikov, Meledina, 1993).

Находки видов-индексов доказывают присутствие в сибирском среднем оксфорде зон *Cardioceras densiplicatum* и *C. tenuiserratum*, а в верхнем — зоны *Amoeboceras glosense* с подзонами: нижней *A. ilovaiskii* и верхней *A. glosense*. Находки вида *A. serratum* подтверждают наличие в верхнем оксфорде одноименной зоны, присутствие которой раньше лишь предполагалось. Представители вида *A. (Paramoeboceras) regulare* Spath в слоях, из которых ранее М.С. Месежниковым (1967) описывались виды *A. (Prionodoceras) freboldi* Spath и *A. (P.) leucum* Spath, позволили отнести нижнюю часть верхнего оксфорда к зоне *A. regulare*, по аналогии с Восточной Гренландией, а его верхнюю часть определить как слои с *A. ex gr. rosenkrantzi* (в бореальном стандарте установлена зона *A. rosenkrantzi*).

Разработка сибирской зональной шкалы кимериджского яруса всецело принадлежит М.С. Месежникову. Вышедшая в свет в 1984 г. монография по кимериджскому и волжскому ярусам Севера СССР является исчерпывающей сводкой, где есть описание наиболее полных разрезов кимериджа и волжского яруса из восточного склона Урала, Западной Сибири, Таймыра, бассейна рек Хатанги и Анабар, низовьев р. Лены; монографически описаны

86 видов кимериджских и волжских аммонитов, обосновано зональное деление кимериджского и волжского ярусов северных районов России и корреляция этих отложений, как на территории России, так и за ее пределами.

Кимериджские и волжские отложения севера России содержат обильные и разнообразные комплексы аммоноидей. С учетом некоторых форм, определенных в открытой номенклатуре, М.С. Месежников упоминал 91 вид из кимериджских, 119 — из нижне-средневолжских и 34 вида аммонитов из верхневолжских отложений. В то же время число родов и семейств невелико. В кимеридже известно 10 родов, принадлежащих к четырём семействам, в волжском ярусе — 25 родов из трёх семейств. Комплексы этих аммонитов образуют ряд достаточно определенных дискретных ассоциаций, что позволило разработать детальные зональные шкалы для каждого яруса и подъяруса. Зональную шкалу кимериджа Восточной Сибири, отраженную в схеме 1978 г. (Решения..., 1981), М.С. Месежников позже несколько детализировал. Нижняя граница кимериджа на севере России повсеместно устанавливается по появлению *Amoeboceras* (*Amoebites*) и на западе рассматриваемой территории (исключая бассейн Печоры) — рода *Pictonia*. Поэтому для западных районов в основании кимериджа выделена зона *Pictonia involuta*, а на востоке (Таймыр, низовья р. Лены, Северо-Восток России) нижнекимериджские отложения объединены в зону *Amoeboceras kitchini*.

Верхняя часть нижнего кимериджа в западных регионах Сибири представлена зоной *Rasenia evoluta* с двумя подзонами: *Rasenia pseudouralensis* (нижняя) и *R. uralensis* (верхняя) (Месежников, 1984). Замена ранее используемого вида-индекса *R. borealis* на *R. evoluta* связана с уточнением номенклатуры и стратиграфического положения *R. borealis*. Верхний подъярус кимериджа состоит из трех зон, объем и обозначения которых по сравнению с принятым в стратиграфических схемах 1978 г. (Решения..., 1981) принципиально не изменялись. Уточнена лишь родовая принадлежность вида-индекса самой верхней зоны кимериджа, которая теперь называется *Oxudiscytes taimyrensis* (ранее *Streblites taimyrensis*).

Зональная биостратиграфическая шкала волжского яруса Восточной Сибири раз-

работана В.Н. Саксом, М.С. Месежниковым, Н.И. Шульгиной к совещанию 1978 г. и с тех пор практически не изменилась. Монографическое описание многих видов и родов волжских аммонитов Сибири выполнено Н.И. Шульгиной (1967, 1969) и М.С. Месежниковым (1984; Захаров, Месежников, 1974).

В волжском ярусе Восточной Сибири установлены три подъяруса. В нижневолжском подъярусе наиболее широко прослежена и отображена на зональной схеме верхняя зона *Pectinatites pectinatus*, рассматриваемая в качестве сибирского аналога зоны *Ilowaiskyia pseudoscythica* стратотипа яруса на р. Волге. М.С. Месежников (1984) указывал находки более древних нижневолжских родов *Subdichotomoceras* и *Eosphinctoceras* лишь из разрезов бассейна р. Хатанги, интерпретируя их как показатель более широкого, чем это представляется сейчас, развития нижних зон нижневолжского подъяруса. Зональные подразделения, для которых характерны эти аммониты, не были введены в региональную часть стратиграфических схем, принятых совещанием 1978 г. (Решения..., 1981). В биостратиграфических схемах роды *Subdichotomoceras* и *Eosphinctoceras* отмечались на соответствующих им зональных уровнях — против стандартных зон *Ilowaiskyia klimovi* и *I. sokolovi* (Месежников, 1984, табл. 4). Названия этих родов, помещенные в фигурные скобки, показаны в цитируемой работе в общей корреляционной схеме и поэтому могут быть, очевидно, вынесены аналогичным способом на унифицированную региональную шкалу Восточной Сибири в графе “подзоны и слои с аммонитами”.

В средневолжском подъярусе выделяются шесть зон, основанных на аммонитах из подсемейства *Dorsoplanitinae*. В четвертой снизу зоне М.С. Месежников сохранил прежнее название *Taimyrosphinctes excentricus* только для западных регионов Восточной Сибири (Центральный и Восточный Таймыр, бассейн р. Анабар), а для восточных (низовья р. Лены и часть Лено-Оленекского междуречья) использовал в качестве зонального индекса вид *Dorsoplanites sachsii* (Месежников, 1984; Jurassic..., 1988). В остальном зональная шкала волжского яруса Восточной Сибири до сих пор сохранена без изменений.

В пределах Западной Сибири верхнеюрские морские отложения развиты чрез-

вычайно широко. Наиболее полные, охарактеризованные фауной разрезы кимериджского и волжского ярусов описаны с Восточного склона Приполярного Урала (Захаров, Месежников, 1974; Месежников, 1989). Зональная схема этих ярусов, в основе которой лежат данные проведенного М.С. Месежниковым монографического изучения аммонитов, полностью сохраняет свое значение и является частью принимаемых схем для Западной Сибири. Благодаря накопившимся за много лет коллекциям аммонитов из кернов скважин и возросшему числу надежных их определений установлено зональное строение верхнеюрской толщи для всей территории Западной Сибири (Брадучан и др., 1984; Баженовский горизонт..., 1986; Решения..., 1991; и др.). Эта зональная схема подкреплена монографическими описаниями большого числа аммонитов и проиллюстрирована их многочисленными изображениями в уже упомянутых выше работах, а также в относительно недавно опубликованной сводке по макрофауне Западной Сибири (Атлас..., 1990).

В мировой и отечественной литературе не прекращается дискуссия о положении границы юрской и меловой систем в разных регионах, напрямую связанной с пониманием объема волжского яруса и его сопоставления с титоном и берриасом. Этому вопросу посвящено множество публикаций российских специалистов, в числе которых и недавние обобщения М.С. Месежникова (Зоны..., 1982; Jurassic..., 1988) и Н.И. Шульгиной (1985). В последнее десятилетие обстоятельный анализ разнообразных представлений, касающихся вопросов сопоставления волжского яруса с ярусами стандарта и положения границы юры и мела в бореальных разрезах, провели И.И. Сей и Е.Д. Калачева (1990, 1993а, б, 1997). Они изучили разрезы пограничных отложений юры и мела в окраинных экотонных районах юрской Бореальной палеобиогеографической области (на Дальнем Востоке и Кавказе), где совместно распространены представители бореальных и тетических аммонитов и бухии (*Bivalvia*), характерные для этого интервала разрезов в Бореальном поясе. Основывая свои выводы на результатах изучения аммонитов и бухиид, на анализе и корреляции серий разрезов переходного типа (от стратотипиче-

ских к субтетическим, суббореальным и бореальным), И.И. Сей и Е.Д. Калачева показывают существующее, по их мнению, несовпадение объемов пограничных ярусов юры и мела в Бореальной и Тетической областях. Нижний и средний подъярусы волжского яруса эквивалентны, как полагают эти авторы, титону, а верхний подъярус они сопоставляют с нижней частью средиземноморского берриаса и рязанским горизонтом Центральной России. Таким образом, И.И. Сей и Е.Д. Калачева предложили границу юры и мела в бореальных толщах проводить по границе среднего и верхнего подъярусов волжского яруса. Этот уровень, как они считают, соответствует или наиболее близок к официально принятой границе юры и мела на рубеже титона и берриаса (Сей, Калачева, 1997) (рис. 8). Приравняв нижний и средний подъярусы волжского яруса к титону, они предлагают унифицировать представления о приграничных ярусах юры и мела и выделять в этом объеме титон в Бореальной области.

Предложение юрской и меловой комиссий по поводу корреляции титонского, волжского ярусов и рязанского горизонта, опирающееся на описанные выше представления И.И. Сей и Е.Д. Калачевой, в последнее время было утверждено МСК России (Постановления..., 1997). Однако среди специалистов главным образом по бореальной юре сохраняются противники упразднения волжского яруса из шкалы общих стратиграфических подразделений. В ряде публикаций отмечаются недостатки аргументации сопоставлений И.И. Сей и Е.Д. Калачевой и сведения, противоречащие такой корреляции. По-прежнему на Русской платформе выделяется волжский ярус с тремя подъярусами (Митта, 1993; Герасимов и др., 1995; Кузнецова, 1998). Обсуждается на международном уровне и два разных варианта проведения нижней границы берриаса и соответственно границы юры и мела (Zakharov et al., 1996).

До решения дискуссионных вопросов положения юрско-меловой границы мы в настоящей работе, как и в предыдущей (Захаров и др., 1997), рассматриваем в качестве терминального яруса бореальной юры волжский ярус в составе трех подъярусов с зональным расчленением, принятым в России (Jurassic..., 1988; Зональная..., 1991).

Белемниты

В исследовании этой группы ископаемых основные достижения последних десятилетий связаны с уточнением диапазонов вертикального распространения отдельных видов в тех разрезах, которые комплексно переизучались сотрудниками ОИГТМ СО РАН в северных районах Восточной и Западной Сибири. Параллельно с детализацией аммонитовой шкалы более четко обозначились виды белемнитов, имеющие ограниченное вертикальное распространение, и виды, проходящие с широким вертикальным распространением; уточнились и географические ареалы эндемичных для Сибири видов.

Основной этап монографического изучения белемнитов сибирской юры был завершен около 20 лет тому назад. Систематически публикуемые монографии (помимо многочисленных статей) В.Н. Сакса и Т.И. Нальняевой (1964, 1966, 1970, 1975 и др.) подытожили сведения о системе сибирских юрских белемнитов, накопленные к тому времени. В последующие годы монографическое переизучение юрских белемнитов, с учетом новых стратиграфических и палеогеографических данных, практически не проводилось, хотя потребность в такого рода работе, безусловно, имеется.

К сожалению, в сибирских разрезах нижней юры белемниты широко распространены, изобильны и разнообразны лишь в тоаре. Имеющиеся свидетельства о более низких находках белемнитов (Стратиграфия..., 1976; Князев и др., 1991) пока не систематизированы и весьма сомнительны. К настоящему времени в Сибири максимальное количество видов белемнитов (до 50), в том числе эндемичных, известно из верхов нижнего тоара. Основу нижнеоарского комплекса составляют представители *Nannobelinae*, *Passaloteuthinae*, *Megateuthinae* (Сакс, Нальняева, 1975, 1979; Месежников и др., 1983; Нальняева, 1986).

В аалене и байосе частота встречаемости белемнитов в разрезах сокращается, несколько увеличивается в верхах байоса и бате и вновь сокращается в келловее. В верхней юре представительство белемнитов в ориктоценозах существенно возрастает по сравнению с келловейским. Вариации комплексов белемнитов в средне- и верхнеюрских тол-

щах Сибири отражают общую этапность развития бореальной биоты этого времени (см. рис. 6). Т.И. Нальняева отмечала два относительно кратковременных этапа, отличающихся своеобразием ассоциаций белемнитов (позднеоарский–раннеааленский и позднеааленский–начальнобайосский), и один длительный (поздний байос–кимеридж) (Меледина и др., 1997).

Значительным достижением можно считать переход в последнее время от стандартной характеристики комплексов белемнитов, свойственных для ярусов и подъярусов, к построению схем зонального расчленения юры Сибири по белемнитам. Такого рода схемы для нижней и средней юры Сибири предложены Т.И. Нальняевой на основе изучения разрезов на р. Анабар, Анабарской губе, п-ове Юрюнг-Тумус, в бассейне рек Вилюй, Оленек и Омолон, низовьях р. Лены (Нальняева, 1986; Меледина и др., 1987, 1991; Меледина, Нальняева, 1991). Позже аналогичные работы на разрезах верхней юры п-ова Нордвик и бассейна р. Хеты провел О.В. Шенфильд (1995). Естественно, что вслед за изменением представлений о стратиграфическом положении и объеме аммонитовых зон меняется и возрастная трактовка биостратонов, выделяемых по белемнитам.

В унифицированной части региональной стратиграфической схемы юры Сибири, принятой совещанием 1978 г. (Решения..., 1981), приводились лишь комплексы белемнитов, характеризующие определенные интервалы келловья и верхней юры. В настоящее время появилась возможность показать в части региональных стратиграфических подразделений схем белемнитовые зоны, чередующиеся со слоями, обозначенными через виды-индексы, охватывающие от одной-двух аммонитовых зон до подъяруса и более.

Так, в последние годы предприняты попытки создать автономную зональную шкалу по белемнитам для тоара Сибири: выделены три биостратона в ранге слоев с белемнитами и зон, границы которых совмещаются с границами аммонитовых зон (внутри нижнего тоара и с границей нижнего и верхнего тоара) (Нальняева, 1986; Меледина и др., 1987; и др.). Однако в приведенной при этом характеристике смены комплексов белемнитов в основном акцентируется внимание на смене родового состава. Фактически (несмотря на бинарные индексы стратонов) — это

тейльзоны родов, что, видимо, связано с отсутствием в последнее время работ ревизионного плана по тоарским белемнитам. Количество родов и видов этих белемнитов, известное в литературе к настоящему времени, таково, что оперировать видами при биостратиграфических построениях стало невозможно. Требуется серьезная ревизия всего накопленного материала с позиций политипической концепции вида. Тем не менее при диагностике геологического возраста слоев по керну скважин белемниты зачастую дают ценную информацию. В средней юре выделены семь биостратонов в ранге зон и слоев по белемнитам (Меледина и др., 1987, 1991; Меледина, Нальняева, 1991), а в верхней юре — шесть (Шенфиль, 1995).

К сожалению, и оперативное использование выделенных по белемнитам биостратонов при непосредственной корреляции весьма затруднено специфическими (именно для этой группы) таксономическими проблемами. Особенно последнее касается верхней юры Западной Сибири, где из толщ васюганского и георгиевского горизонтов (васюганской, георгиевской, абалакской свит и др.) по керну большого числа скважин давно известны многочисленные находки белемнитов (Козырева и др., 1957; Дервиз, 1959; Ли и др., 1960; Сакс, Нальняева, 1964, 1966; Баженовский горизонт..., 1986; и др.). Проблема при изучении верхнеюрских белемнитов, извлеченных из керна, состоит обычно в том, что находки кусков крупных (взрослых) форм обычно ничего не дают в связи с особенностями точной диагностики белемнитов, возможной только по целым рострам. Целые мелкие ростры (часто ювенильных форм) также невозможно точно диагностировать, поскольку видоспецифические признаки часто выражены только на взрослых стадиях. На современном этапе необходима адаптация морфолого-систематических и биостратиграфических представлений о белемнитах Сибири к использованию на материале из керна скважин, прежде всего путем специальных сравнительно-морфологических исследований коллекций, собранных из керна и из естественных выходов.

Двустворчатые моллюски

По частоте встречаемости в разрезах юры эта группа стоит на первом месте (а не редко и единственная) в комплексах макро-

фауны как в кернах скважин, так и в естественных выходах. Именно поэтому в последние годы интенсивно анализировалось стратиграфическое и географическое распределение наиболее широко распространенных таксонов двустворчатых моллюсков. В принятых МСК стратиграфических схемах юры севера Сибири (Решения..., 1981), являющихся до сих пор основой для геологических работ, уже были выделены слои с двустворками. Границы этих слоев проводились преимущественно на основании смены комплексов двустворок и, как правило, совмещались с границами аммонитовых зон. Для схем юры Западной Сибири биостратоны по двустворкам вообще до недавнего времени выделены не были.

В ранней и средней юре Сибири не существовало быстро эволюционирующих автохтонно развивающихся полифациальных групп двустворок, за исключением иноцеромов, по которым разрабатывались на филогенетической основе шкалы, составленные из "иноцеромовых" слоев (Полуботко, Сей, 1981) и зон (Полуботко, 1991). Для отдельных интервалов нижней юры разрабатывались на той же основе шкалы по пектинидам (Полуботко, Милова, 1986; и др.). Однако из-за большой фациальной изменчивости юрских толщ по латерали представительства в комплексах конкретных слоев доминантов разных звеньев катен бентоса, зоогеографической дифференциации бореальных двустворок (см. рис. 3–5) находки видов-индексов филозон весьма редки (особенно в нижней юре). Филозоны трудно прослеживаемы в большинстве районов и тем более на закрытых территориях.

К настоящему времени накоплен обширный материал, свидетельствующий о возможности дробного расчленения нижней и средней юры по двустворкам. Удалось обосновать зональное расчленение этого интервала в Сибири для разрезов разной фациальной природы (Шурыгин, 1986; 1987а, б; и др.). Выделенные биостратоны по своему содержанию — это зоны комплексного обоснования. Для проведения границ зон использовался комплекс приемов: от тейльзонального расчленения до выделения эпибол и зон совместного распространения (Шурыгин, 1989) и иногда экозон в смысле, принятом В.А. Красиловым (1970, 1977; и др.). Выяснилось, что зачастую границы зон по двустворкам (b-зон) не совпада-

ют с таковыми по аммонитам и другим группам макро- и микрофауны. Это обстоятельство позволяет при использовании всего набора шкал (от аммонитовых до микрофаунистических) выделять и коррелировать очень узкие уровни (интервалы перекрытия зон — коинтервалы) (Nikitenko, Shurygin, 1994a; Шурыгин и др., 1995, 1998). В зональной шкале по двустворкам выделены параллельные биостратоны “узкие” и “широкие”, которые опознаются в ниже-среднеюрских толщах разной фациальной природы при недостатке материала, фациальной смене комплексов и т. д. Последовательность биостратонов прослежена на огромной территории вокруг Сибирской платформы как в естественных выходах, так и по керну скважин (Суолемская, Восточная и другие площади).

Так, для нижней и средней юры Сибири удалось создать автономную зональную шкалу, включающую 30 биостратонов в ранге слоев с двустворками и зон, с помощью которой (в зависимости от фациальной природы разреза) можно маркировать от 15 до 25 уровней в этом интервале (Шурыгин, 1986, 1987a, б; Меледина и др., 1987; Князев и др., 1991; и др.).

Наиболее слабо изучены нижнелейасовые двустворки. Серьезных ревизий этих групп на сибирском материале до сих пор нет. Определение таксономического состава комплексов в значительной степени опирается на сведения по систематике, изложенные в ряде работ по Приверхояню и смежным территориям Северо-Востока России (Кошелкина, 1962; Полевой атлас..., 1968; Милова, 1976; и др.). Соответственно пока не детализировано расчленение нижнелейасовых толщ Средней Сибири с той дробностью, которая достигнута для смежных территорий Северо-Востока России (Полуботко, Милова, 1986; и др.).

Лучше исследованы верхнеплинсбахские и тоарские комплексы двустворок Сибири, хорошо представленные на обширной территории в слоях, возраст которых маркируется комплексами аммонитов. Здесь опознаются и широко прослежены четыре биостратона в верхнем плинсбахе, два — в нижнем и три — в верхнем тоаре (Шурыгин, 1987a, б; Князев и др., 1991; и др.) (см. рис. 5). Однако еще не завершена полная монографическая обработка верхнеплинсбахских и тоарских двустворчатых моллюс-

ков и ревизия прежних представлений об их систематическом составе. В связи с последним обстоятельством до сих пор дискуссионны объемы многих наиболее важных для стратиграфии этого интервала видов двустворок. Основные сведения по их систематике базируются на работах 30-летней давности (Кошелкина, 1963; Великжанина, 1966; и др.). Правда в последнее время опубликованы результаты ревизии по некоторым группам нижеюрских пектинид Сибири (Шурыгин, Лутиков, 1991) и некоторым палеотаксондам (Шурыгин, 1983). Слабо изучены и наиболее широко распространенные в комплексах двустворок этого интервала гетеродонты, часто встречающиеся в кернах скважин.

Большие изменения произошли в трактовке объема и стратиграфического положения b-зон приграничных толщ средней юры в связи с новыми находками представителей некоторых западно-европейских иммигрантов в низах средней юры (*Luciniola*, *Sowerbya*), с существенными уточнениями межрегиональной корреляции по последовательности северо-сибирских b-зон и “выводом” их на разрезы, где имеются находки аммонитов, с переизучением аммонитов низов и верхов средней юры и существенной передатировкой соответствующих интервалов (Меледина и др., 1987, 1991; Шурыгин, 1986, 1987b; Князев и др., 1991; и др.).

Насыщенность среднеюрских морских ориктоценозов двустворками достаточно высока во всех интервалах средней юры, однако таксономическое разнообразие не везде равномерно (рис. 9). Так, если для низов средней юры таксономическое разнообразие достаточно велико, то в верхах аалена-низах байоса оно резко сокращается, а в верхнем байосе-бате вновь нарастает. Причем зачастую количественно преобладают в ориктоценозах гетеродонты и десмодонты — эврифациальные группы, представители которых имеют широкий стратиграфический диапазон распространения и малоэффективны для дробного расчленения разрезов. Отметим, что эти группы до сих пор монографически слабо изучены. В литературе встречаются лишь разрозненные описания отдельных видов (Крымгольц и др., 1953; Захаров, Шурыгин, 1978; и др.). Вряд ли имеющиеся на данный момент сведения о родовой структуре комплексов гетеродонт и десмодонт (а соответствен-

но, и о палеогеографических связях и в конечном счете об определении их стратиграфических диапазонов) можно считать корректными. Уже только сравнение с новейшими данными, полученными при изучении верхнеюрско-нижнемеловых гетеродонт Сибири, показало, что таксономическое разнообразие их среднеюрских представителей существенно больше, чем это представлялось ранее. А ведь это одна из наиболее часто встречающихся в кернах скважин нефтегазоносных районов групп макрофауны. Таким образом, требуется специально поставленное тщательное монографическое изучение среднеюрских гетеродонт, десмодонт и таксодонт из естественных выходов для дальнейшего уточнения стратиграфических диапазонов отдельных видов, что, несомненно, повысит разрешающую способность этих групп двустворчатых моллюсков при решении задач расчленения и корреляции толщ на закрытых территориях по керну.

Представители анизомиарий, как одной из наиболее важных для стратиграфии средней юры групп, изучены значительно лучше на материале Сибири и смежных территорий (Крымголец и др., 1953; Великжанина, 1966; Бодылевский, 1968; Полевой атлас..., 1968; Захаров, Шурыгин, 1974, 1978; и др.). Однако и здесь требуется существенная ревизия объемов многих стратиграфически важных видов из родов *Oxytoma*, *Propeatussum*, *Mclearnia*, *Retroceramus*, которые часто приводятся в стратиграфических работах как виды-индексы отдельных биостратонов и изображаются на фототаблицах без тщательного описания особенностей морфологии в конкретных выборках и без оценки диапазонов изменчивости и т. д. (Стратиграфия..., 1976; Захаров, Шурыгин, 1978; Меледина и др., 1991; и др.). Такое положение приводит, по нашему мнению, к указанию до пяти-семи близкородственных видов из единого ориктоценоза, что в дальнейшем ведет к путанице при расчленении и корреляции (Стратиграфия..., 1976).

В последнее время после переизучения аммонитов тоара-аалена (Князев, 1991; Князев и др., 1991) и байоса-бата (Меледина, 1991а, б; Меледина и др., 1991) и исследования таксономического состава ориктоценозов пограничных слоев средней юры с одновременной фиксацией уровней находок аммонитов и двустворок удалось относительно точ-

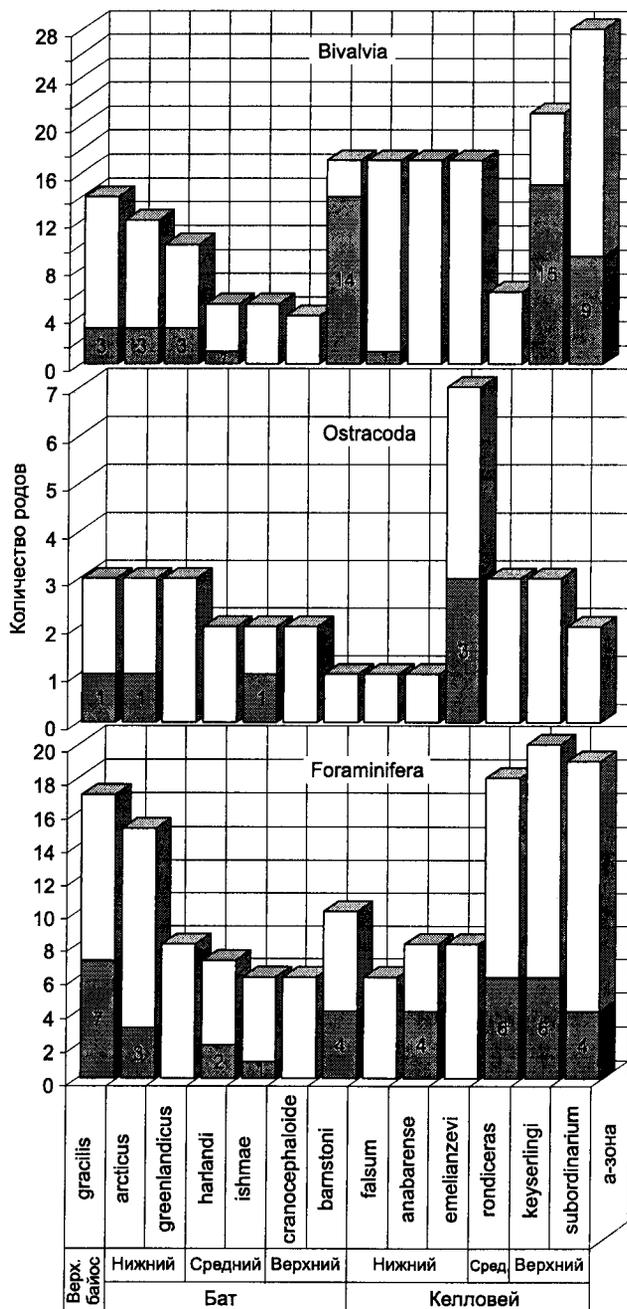


Рис. 9. Изменения таксономической структуры бат-келловейских ассоциаций двустворок, остракод, фораминифер Сибири.

Заливкой показано количество появившихся родов.

но установить в типовых местонахождениях диапазоны распространения многих видов двустворок, ранее трактуемые по-разному. Эти виды нередко являются индексами биостратонов: *Retroceramus bulunensis*, *R. vagt*, *Pseudomytiloides marchaensis*, *Arctotis*

marchaensis и др. При этом доказано, что обычной является ситуация, когда в разрезах граница b-зон не только не совпадает с зональными границами, установленными по другим группам фауны, но и часто не соответствует границам местных стратиграфических подразделений, проходя внутри последних или даже пересекая их (b-зона *lucifer*, b-зона *kelimyarensis* и др.) (Шурыгин и др., 19966).

Установленная последовательность биостратонов по двустворкам хорошо увязана на разрезах Сибири с таковой по микрофауне, спорам и пыльце и т. д. и частично протягивается в северные районы Западной Сибири. В этом крупном нефтегазоносном регионе параллельное использование всех шкал позволяет решить задачи детальной корреляции толщ на обширных территориях. Естественно, что по кернам скважин проводить столь же дробное расчленение по двустворкам как на севере Сибири невозможно. Однако ряд реперных уровней и здесь прослеживается достаточно отчетливо (рис. 10).

В западно-сибирских схемах нижней и средней юры региональной шкалы по двустворкам до сих пор не приводилось. В схемах, принятых на последнем Межведомственном совещании по Западной Сибири (Тюмень, 1990 г.), даны лишь разрозненные определения двустворок в описании свит. При этом обнаруженные в кернах скважин нижне-среднеюрские двустворки до сих пор монографически не изучены, не описаны и не изображены в публикациях. Разработка зональной шкалы по двустворкам для схем нижней и средней юры Западной Сибири, естественно, должна опираться прежде всего на материалы скважин из северных районов Западной Сибири, где соответствующие толщи имеют морской генезис.

К началу 90-х годов накоплено много данных о распределении двустворок в кернах скважин Бованенковского, Харасавэйского, Арктического, Усть-Енисейского, Уренгойского районов и т. д. На некоторых уровнях (например, в вымской свите) здесь встречены и представители двустворок, характерных для неполносоленых, возможно, пресных водоемов. Южнее, в центральных районах Западной Сибири, как раз последние часто встречаются в кернах скважин на определенных уровнях в моновидовых скоплениях. Из представителей морских дву-

створок в нижней и средней юре центральных районов Западной Сибири известны лишь разрозненные редкие раковины *Stenodontidae*, *Arcticidae* и др. Отметим, что часто (по определениям разных авторов) из средней юры этой области (например, в Шаимском, Красноленинском, Уренгойском районах) приводятся двустворки, которые в палеонтологических заключениях фигурируют как *Pronoella?*, *Corbicula?*, *Acyrena*, *Trigoniidae*, *Ferganiconcha* и т. д. (Девятов, Казаков, 1991; и др.). Такое обилие названий вовсе не отражает истинного разнообразия форм двустворок, а является лишь следствием множества мнений авторов определений. Полных монографических исследований гетеродонтных двустворок до сих пор не проводилось не только на материале средней юры Западной Сибири, но и на коллекциях из относительно хорошо изученных разрезов средней юры Северной Сибири. Материал по гетеродонтам сложен для изучения, требует тщательной кропотливой работы в течение длительного времени и больших материальных затрат, не обещающей немедленного практического эффекта. Все эти обстоятельства и приводят к сложившейся в настоящее время ситуации, когда при определении двустворок специалисты-палеонтологи разной квалификации дают не только совершенно различные названия, но и совершенно по-разному идентифицируют среду их обитания (от пресных до морских обстановок). Заключение палеонтологов затем используются для подтверждения предположения о том, что морской бассейн в Западной Сибири продвигался (например, в лайдинское время) далеко на юг или, наоборот, отступал к северу (если использовать иные названия тех же самых двустворок). В южных районах Западной Сибири в кернах скважин из среднеюрских толщ известны находки аналогичных гетеродонт, которых здесь определяют как *Corbula*, *Corbiculidae*, рассматривая их как, вероятнее всего, обитателей не морских вод, а также типично морские двустворки (изредка встречаются в прослоях средней и верхней частей средней юры): *Musculus*, *Malletia*, *Tancredia*, *Arctica*.

По результатам изучения фоссилий из керна скважин северных районов Западной Сибири (Бованенковская, Арктическая, Мессояхская, Новопортовская, Уренгойская

Отдел	Зона	Западная Сибирь		Восточная Сибирь		Общая шкала	
		Юрск	Бат	Юрск	Бат	Юрск	Бат
Средняя юра	Ален	Arctotis leucomela					
		Arctotis leucomela					
	Ален	Arctotis leucomela					
	Ален	Arctotis leucomela					
	Ален	Arctotis leucomela					
	Ален	Arctotis leucomela					
	Ален	Arctotis leucomela					
	Ален	Arctotis leucomela					
	Ален	Arctotis leucomela					
	Ален	Arctotis leucomela					
Нижняя юра	Линск	Amaltheus vilgaensis					
		Amaltheus vilgaensis					
	Линск	Amaltheus vilgaensis					
	Линск	Amaltheus vilgaensis					
	Линск	Amaltheus vilgaensis					
	Линск	Amaltheus vilgaensis					
	Линск	Amaltheus vilgaensis					
	Линск	Amaltheus vilgaensis					
	Линск	Amaltheus vilgaensis					
	Линск	Amaltheus vilgaensis					
Татар	Татар	Psilocerans planorbis					
		Psilocerans planorbis					
	Татар	Psilocerans planorbis					
	Татар	Psilocerans planorbis					
	Татар	Psilocerans planorbis					
	Татар	Psilocerans planorbis					
	Татар	Psilocerans planorbis					
	Татар	Psilocerans planorbis					
	Татар	Psilocerans planorbis					
	Татар	Psilocerans planorbis					

Рис. 10. Региональные стратиграфические шкалы нижней и средней юры Сибири. Заливкой показаны существовавшие горизонты. Палинозоны и слои со спорами и пыльцой см. рис. 5.

площади, Усть-Енисейский район и др.) установлено, что последовательность комплексов разных групп макрофауны и их сочетание хорошо сопоставимы с таковыми севера Средней Сибири, где они увязаны с подразделениями общей стратиграфической шкалы (Ильина, 1985; Шурыгин, 1986, 1987а, б; Никитенко, 1991, 1992, 1994; и др.). Таким образом, появилась возможность ввести автономную шкалу по двустворкам в региональную часть стратиграфических схем Западной Сибири (Девятов и др., 1994; Шурыгин и др., 1995) (см. рис. 10). Так, для нижней и средней юры северной части Западной Сибири выделены 15 биостратонов в ранге слоев с двустворками (Шурыгин и др., 1995), отдельные уровни прослеживаются и в южные районы.

Существенно лучше до недавнего времени были изучены верхнеюрские двустворки, и более высоко, чем у среднеюрских, оценивалась разрешающая способность их комплексов при решении биостратиграфических задач на верхнеюрских толщах. После серии целенаправленных обобщений по основным крупным группам верхнеюрских двустворок Сибири (*Anisomyaria*, *Astartidae*, *Arcticidae*, *Buchiidae*), выполненных за последние 30 лет специалистами ОИГГМ СО РАН (Захаров, 1966, 1970, 1981; Санин, 1976; Санин и др., 1984; Язикова, 1993; и многие другие), таксономическое разнообразие и стратиграфическая роль верхнеюрских двустворок были хорошо определены. Разработанная В.А. Захаровым на филозоноальной основе шкала верхней юры Сибири по бухиям до сих пор широко используется в стратиграфических схемах, подвергаясь лишь небольшим корректировкам со стороны ее автора. Поскольку значительная часть территории Западной Сибири в поздней юре представляла собой морской бассейн, напрямую соединяющийся со среднесибирским, все сведения о двустворках верхней юры Средней Сибири в полной мере применимы к Западной Сибири (рис. 11). Именно на основе этих положений разработанная для верхней юры и неокома севера Сибири шкала по бухиям в последнее десятилетие была адаптирована В.А. Захаровым совместно с А.И. Лебедевым (Захаров,

Лебедев, 1986; Лебедев, 1987) применительно к западно-сибирским схемам этого интервала и вошла в официально принятые стратиграфические схемы (Решения..., 1991).

Полные сведения по верхнеюрским двустворкам Западной Сибири, включая монографическое описание наиболее важных таксонов, данные об их стратиграфическом (с использованием шкал как общих, так и местных стратонов) и фациальном распространении на закрытых территориях, обобщены В.А. Захаровым, А.С. Турбиной, А.И. Лебедевым в "Атласе моллюсков и фораминифер..." (1990). Как уже отмечалось выше, в качестве верхнеюрской шкалы по двустворкам применяется филозоноальная бухиевая шкала. Однако при исследовании конкретных разрезов нередко ситуация, особенно при изучении керна скважин, когда обнаруживаются только представители других (а не этой архистратиграфической) групп двустворок. Часто это гетеродонты, другие (не бухииды) анизомиирии, десмондонты, ктенодонтиды. Для оперативного комплексного стратиграфического расчленения и корреляции верхней юры по материалам из скважин явно не достает шкалы политаксонных комплексных зон и слоев, которую можно было бы использовать параллельно с бухиевой шкалой.

Другие группы макрофауны

В ориктоценозах некоторых интервалов юрских разрезов Сибири довольно обильны и другие группы макрофауны. Так, в верхнем плинсбахе и верхней юре часты брахиоподы, в плинсбахе, тоаре и верхней юре — гастроподы, в нижнем лейасе, верхнем плинсбахе и верхней юре — офиуры. Не очень давно стало известно об уникальных для юры севера России находках представителей *Polyplacophora* (в верхнем плинсбахе на побережье моря Лаптевых) (Меледина и др., 1987).

Систематическое изучение большинства представителей этих групп, монографическое их описание и ревизия пока не проводились. Детально исследованы лишь верхнеюрские брахиоподы (Дагис, 1968), но оценка стратиграфического значения их к настоящему времени уже существенно устарела, а

Рис. 11. Региональные стратиграфические шкалы келловей и верхней юры Сибири. Темной заливкой показаны существенно глинистые горизонты.

новых ревизий до сих пор нет. Относительно свежие данные монографического изучения верхнеюрских представителей гастропод Сибири приведены А.Л. Бейзелем (1983), но, к сожалению, они не адаптированы к изменениям, которые произошли с тех пор представлениям о стратиграфической разбивке верхней юры Сибири. Заметим, что находки представителей вышеперечисленных групп, как правило, достаточно редки, разобщены по разрезу, часто приурочены лишь к специфическим фациям, что не дает возможности пока проанализировать их в смысле обособления стратиграфически важных комплексов. Обычно эти находки фиксируются в общих комплексах макрофауны при описании стратиграфии разрезов. Определение таких групп делается с учетом палеонтологических описаний сходных форм, известных из смежных с Сибирью территорий России и зарубежья по литературе тридцати-сорокалетней давности (Атлас..., 1947; Бодылевский, 1953; Полевой атлас..., 1968; и др.). Тем не менее не редко удается использовать и эти группы при комплексном обосновании геологического возраста пород и для корреляции, но последнее чаще всего путем учета их при тафономической характеристике слоев для близких корреляций.

Микрофауна

Первые сведения о фораминиферах и остракодах юры Сибири получены в конце 30-х годов в связи с началом разведочного бурения мезозойских и верхнепалеозойских отложений на нефть и газ. На п-ове Юрюнг-Тумус (Нордвикский структурно-фациальный район) Е.В. Мятлюк установила микрофаунистические "зоны", обеспечивающие сопоставление двух скважин, и кратко описала нескольких характерных видов фораминифер (Мятлюк, 1939). Несколько позднее, Е.Г. Шарاپова (1940) описала из среднеюрских отложений этого же района четыре вида рода *Cytherissa* (= *Camptocythere*) и три вида рода *Orthonotacythere*. В последующие годы публикации о юрской микрофауне носили спорадический характер (Мятлюк, 1947; Шарাপова, 1947; Василенко, 1951). Однако по мере развертывания поискового бурения и накопления материала, уточнения стратиграфических диапазонов распространения видов совершенствовалась корреляция удаленных разрезов скважин по микрофауне. В 1953 г. вышла работа А.А. Герке, посвященная распределению

микрофауны в мезозойских отложениях Енисейско-Ленского края. Выделенные этим автором микрофаунистические "горизонты" и "зоны", несмотря на слабую разработанность стратиграфических схем по макрофауне, успешно использовались при корреляции юрских отложений, вскрытых скважинами внутри Нордвикского района. Была проведена увязка микрофаунистических стратонамов с ярусами и литостратонами местных разрезов. Отмечая таксономическую бедность и значительную степень эндемизма юрской микрофауны Сибири, А.А. Герке, тем не менее, установил для средней юры четыре микрофаунистические "зоны" (например, "зона" с грубозернистыми аммодискусами). К сожалению, в этой крупной сводке даны только списки видов фораминифер и остракод, большинство из которых были определены в открытой номенклатуре или под номерами, без описания и изображений (Герке, 1953). Аналогично приведены только списки микрофауны для юры Усть-Енисейского района в монографии В.Н. - Сакса и З.З. Ронкиной (1957).

В 1940–1961 гг. в связи с развернутым бурением опорных скважин крупномасштабные исследования верхнеюрской микрофауны Западной Сибири параллельно проводились коллективами ВНИГРИ (Л.Г. Дайн, В.С. Заспелова и др.), ВСЕГЕИ (Р.Х. Липман) и ЗапСибнефтегеология (В.Ф. Козырева и др.). За это время были изучены верхнеюрские фораминиферы главным образом из южных районов Западной Сибири (Омская, Барабинская, Тюменская, Уватская и другие опорные скважины). Результаты этих исследований частично опубликованы (Стратиграфия..., 1957; Решения..., 1959, 1961; и др.) и широко использовались при расчленении опорных разрезов верхней юры юга Западной Сибири (Алескерова и др., 1960а; Ли и др., 1960а; и многие др.). К сожалению, основная часть материалов изложена в неопубликованных отчетах. В качестве основы для биостратиграфического анализа при составлении отчетов брались сведения о таксономических особенностях и стратиграфических диапазонах фораминифер в разрезах юры Русской платформы. Верхнеюрская микрофауна некоторых районов (в основном юго-востока Западной Сибири), где бурились опорные скважины (Омская, Барабинская и др.), изучалась В.Ф. Козыревой. В конечном счете были сконструированы первые схемы расчленения верхней юры Западной Сибири по комплексам микрофауны, зачастую не увязанные с таковыми по макрофауне (Стра-

тиграфия..., 1957). Несколько позже интенсивные исследования микрофауны из кернов скважин проводились во ВНИГРИ, и общая биостратиграфическая схема юры по микрофауне была составлена в начале 60-х годов (Решения..., 1961). В схеме использовались данные в основном по разрезам западной части Западной Сибири, а также сведения по распределению микрофауны в естественных выходах верхней юры Приполярного Зауралья, где стратиграфические диапазоны комплексов микрофауны определялись с учетом аммонитовой шкалы.

Заметим, что этапы становления биостратиграфических исследований верхнеюрской и ниже-среднеюрской микрофауны Сибири существенно различны. Исторически сложилось так, что зональная шкала верхней юры Сибири по микрофауне изначально разрабатывалась на материалах по скважинам, сконцентрированным в центральной и западной частях Западной Сибири, а затем выделенные биостратоны прослеживались в естественных выходах синхронных толщ на севере Средней Сибири. Однако в кернах скважин аммониты встречались и встречаются довольно редко и часто имеют плохую сохранность, затрудняя точное определение стратиграфического объема установленных по фораминиферам зон и слоев. Более того, из-за спорадичности отбора керна всегда стоит проблема отсутствия в конкретных разрезах смыкаемости границ фораминиферовых биостратонов, искажающая картину полной последовательности. Большие трудности возникали и из-за сильного субъективизма таксономических определений при отсутствии опубликованных сводок с монографическими описаниями микрофауны. Первые статьи, посвященные монографическому описанию юрской микрофауны, появились в конце 50-х и начале 60-х годов. Среднеюрские виды фораминифер и остракод из Усть-Енисейского, Нордвикского, Лено-Оленекского районов описали Н.В. Шаровская (1957, 1958, 1960) и О.М. Лев (1961).

По результатам монографического изучения собранных коллекций аммонитов, белемнитов и двустворок было предложено зональное расчленение ярусов нижней и средней юры севера Средней Сибири (Воронец, 1962; Меледина, Нальняева, 1972; Меледина, 1973; и др.), разрабатывалась свитная разбивка юрских толщ (Карцева и др., 1974; Сакс и др., 1978; Шурыгин, 1978), уточнялись стратиграфические объемы свит, а соответственно, и положение комплексов микрофауны. В

эти годы списочные данные о распределении микрофауны в ниже- и среднеюрских отложениях приводились в многочисленных публикациях: по Анабарскому району (Сакс и др., 1959, 1963; Лев, 1966; Басов и др., 1967; Левчук, 1985; и др.), по Якутии (Рунова, 1961, 1980; Кирина, 1966; Сапьяник, 1986), по Лено-Оленекскому (Емельянцева и др., 1960; Басов, Соколов, 1983) и Усть-Енисейскому районам (Карцева и др., 1971, 1974).

Накопленный к середине 70-х годов материал по юрской микрофауне Сибири был обобщен А.А. Герке с соавторами и О.М. Лев (Стратиграфия..., 1976). На основании этих данных в принятых на межведомственных совещаниях по мезозою и кайнозою (1976 и 1978 гг.) для Западной Сибири и для севера Средней Сибири стратиграфических схемах нижней и средней юры показаны комплексы фораминифер, характерные для отдельных интервалов.

Так, в стратиграфических схемах нижней и средней юры севера Сибири приведены следующие характерные комплексы фораминифер (Решения..., 1981): для геттанга-синемюра — с *Ammodiscus ex gr. asper*, *Pseudonodosaria dea*; для нижнего и нижней части верхнего плинсбаха — с *Trochammmina lapidosa*, *Nodosaria nordvikensis*; для большей части верхнего плинсбаха — с *Marginulinopsis hatangensis*, *Discorbis? buliminoides*; для нижнего тоара — с *Saccammmina inanis*, *Ammodiscus glutaceus*; для нижнего аалена — с *Ammodiscus glutaceus*, *Riyadhella syndascoensis*; для верхнего аалена — с *Saccammmina ampullacea*, *Lenticulina nordvikensis*; для нижнего байоса — с *Ammodiscus pseudoinfimus* forma *granulata*; для верхов нижнего и верхнего байоса — с *Trochammmina praesquamata*, *Marginulina septentrionalis*; для бата — с *Recurvovoides anabarensis*, *Globulina praecircumphlua*. Параллельно показаны комплексы остракод: с *Ogmococoncha tigjanica* и др. (геттанг-синемюр), с *O. olenekensis* и др. (нижний и нижняя половина верхнего плинсбаха), с *O. ovata* и др. (верхи верхнего плинсбаха — а-зона *viligaensis*), с *Camptocythere porrecta*, *C. mandelstami* (нижний тоар), с *C. occalata* (нижний аален), с *C. aff. adiki* и с *C. nordvikensis* (верхний аален), с *Orthonotocythere(?) schweyeryi* (нижний байос), с *Camptocythere solida* (верхи нижнего и верхний байос), с *C. dextra* (нижний-средний бат), с *Pyrocytheridea(?) pura* (верхний бат) (Решения..., 1981). Нетрудно заметить, что выделенные комплексы фораминифер и остракод характеризовали подъярусы общей стратиграфической шкалы,

реже аммонитовые зоны. Более того, в связи с изменением стратиграфического положения границ свит, которое было сделано на основе анализа макрофауны, часть комплексов микрофауны в корреляционной части схем оказались не в свойственных для них толщах (Региональные... схемы..., 1981; Никитенко, 1991, 1992, 1994; и др.).

Вообще до недавнего времени во многих публикациях стратиграфическое значение микрофауны оценивалось весьма своеобразно. Обычно описывались комплексы фораминифер, характеризующие ярусы, подъярусы либо выделенные по аммонитам или другим группам макрофауны биостратоны. Фактически давалась микропалеонтологическая характеристика более или менее опознаваемых подразделений общей или местной (свит, пачек) стратиграфической шкалы, и только для верхней юры Западной Сибири были обособлены самостоятельные биостратоны по фораминиферам (Региональные... схемы..., 1981; Решения..., 1981; и др.).

В 1967 г. коллективом авторов из ВНИГРИ, ЗапСибНИГНИ, СНИИГГиМСа и производственных организаций Мингео и Минтопэнерго впервые составлена унифицированная биостратиграфическая схема по микрофауне для Западной Сибири. В последующие годы углубленные исследования биостратиграфического значения микрофауны и прежде всего фораминифер дали массу новых детальных сведений, значительная часть которых получена сотрудниками ЗапСибНИГНИ и СНИИГГиМСа. В верхней юре Западной Сибири многочисленные и разнообразные фораминиферы встречаются в широком спектре фаций (от солоноватых до нормально-соленых). С точки зрения практической стратиграфии эта группа постоянно привлекала и привлекает внимание исследователей (Стратиграфия..., 1957; Стратиграфо-палеонтологическая основа..., 1972; Фораминиферы..., 1972; Татьянан, 1979а, б, 1985, 1988; Биостратиграфия..., 1982; Атлас..., 1990; Практическое руководство..., 1991; и др.). Разрабатывались биостратиграфические схемы по фораминиферам для отдельных районов, учитывающие фациальные особенности конкретных комплексов. В унифицированной части региональных стратиграфических схем верхней юры Западной Сибири показывались единые слои по фораминиферам, параллельно которым для отдельных структурно-фациальных районов приводились слои с фораминиферами с разной номенклатурой, отражающей в значительной степени не эволюционные, а биотопичес-

кие и, в какой-то мере, тафономические вариации ассоциаций и комплексов фораминифер. По объему слои соответствовали подъярусу или нескольким аммонитовым зонам.

Несмотря на широкую публикацию списков определений микрофауны, фактически на протяжении последних двух десятилетий систематического монографического изучения и ревизии ранее выделенных таксонов почти не проводилось. Лишь в некоторых работах описывались отдельные группы фораминифер Якутии и Оленекского района (Рунева, 1980; Соколов, 1985; Сапьяник, 1991), выделялись слои с фораминиферами (Басов, Соколов, 1983; Практическое руководство..., 1991; Сапьяник, 1991).

Углубленные монографические исследования фораминифер из отдельных интервалов юры Сибири проводились сотрудниками ОИГГМ СО РАН. Обычно они сосредоточивались на границах отделов и систем. Так, детальному изучению подвергались сибирские фораминиферы келловейского (Лутова, 1981) и волжского ярусов (Иванова, 1973; Бокова, Иванова, 1991). Однако даже на прекрасно обнаженных и насыщенных макро- и микрофауной разрезах на севере Средней Сибири полного анализа биостратиграфической последовательности комплексов и этапности развития микрофауны в юре до недавнего времени не проводилось. Именно поэтому составленная по фораминиферам шкала юры Средней Сибири, вошедшая в последние официально принятые стратиграфические схемы этого региона (Решения..., 1981), весьма сходна с таковой западно-сибирских схем, повторяя все недостатки последней.

За последние два десятилетия схема биостратиграфического расчленения юры Сибири по микрофауне принципиально не менялась — повышался ранг биостратонов от слоев с характерными видами к зоне, менялись виды-индексы и т. д. Палеонтологическая характеристика и обоснование объемов зон, предложения по изменению номенклатуры зон приведены в многочисленных публикациях (Комиссаренко и др., 1970; Левина, 1970; Фораминиферы..., 1972; Биостратиграфия..., 1982; Практическое руководство..., 1991; и др.). С небольшими уточнениями это зональное расчленение по микрофауне показано и в последней официально принятой региональной стратиграфической схеме верхней юры Западной Сибири (рис. 12). Здесь для верхней юры и некома приведена последовательность из 19 биостратонов в ранге зон и слоев с фораминиферами

Общая стратиграфическая шкала			Региональные стратиграфические подразделения (Решения..., 1991)				Предлагаемые изменения			
Отдел	Ярус	Подъярус	Местная зона, слои с аммонитами	Слои с бухидами	Зона, слои с фораминиферами	Горизонт	Горизонт	Зона, слои с фораминиферами		
Верхняя юра	Волжский	Верхний	maurynjensis, pulcher	Buchia unshensis	Ammodiscus veteranus, Evolutinella volossatovi	Бухидовский	Бухидовский	Ammodiscus veteranus, Evolutinella volossatovi		
			C. taimyrensis							
			C. subditus	Buchia obliqua						
	K. fulgens	okensis								
	Средний	Vogul.- Groen.	Buchia mosquensis, Buchia russiensis	Spiroplectam. vicinalis, Dorothis tortuosa						
		Crendonites spp.								
		Dors. maximus								
	Нижний	Dors. Ilovaiskij	Buchia mosquensis	Ps. vollaensis						
		Pavlov. iatriensis								
		P. pectinatus								
	Киммеридж	Верхний	A. autissiodorensis	Buchia ex gr. tenuistriata	Pseudolamarckina lopsiensis			Тюбинский	Тюбинский	Pseudolamarckina lopsiensis
			A. eudoxus							
Нижний	Нижний	R. evoluta	Buchia concentrica	H. (?) canuiformis	Тюбинский	Тюбинский	Haplop. (?) canuiformis			
		P. involuta						kitohini	omskensis, graciosus	
Оксфорд	Верхний	pseudo-cordata	Buchia concentrica, Praebuchia kirghisensis	Recurvodes disputabilis disputabilis	Верхний	Верхний	canuiformis			
		Amoeboceras spp.						Recurvodes disputabilis		
	Средний	C. tenuiserratum	Praebuchia orientalis	A. pseudoinfirmus, T. svetanae			Ammodiscus thomsi, Tolyppamina svetanae			
		C. densiplicatum								
	Нижний	Нижний	Cardioceras s. str.	Praebuchia orientalis			A. tobolskensis, T. oxfordiana	Тюбинский	Тюбинский	Ammobac. tobolskensis, Trocham. oxfordiana
			Cardioceras (Scarburgiceras) spp.							
Келловей	Верхний	Q. lamberti	Meleagrinnella ex gr. echinata	Dorothis insperata, Trochammina rostovzevi	Верхний	Верхний	Ammodiscus uglicus			
		E. subordinarium						Dorothis insperata, Trochammina rostovzevi		
	Longaeviceras keyserlingi	Kutsevella memorabilis, Guttulina tatarsis								
Средний	Средний		R. milashevici, K. ex gr. jason	Meleagrinnella ex gr. echinata	Dorothis insperata, Trochammina rostovzevi	Тюбинский	Тюбинский	Ammodiscus uglicus		
		Sigaloceras spp.								
Нижний	Нижний	Cadoceratinae	Meleagrinnella ex gr. echinata	Dorothis insperata, Trochammina rostovzevi	Тюбинский	Тюбинский	Ammodiscus uglicus			

Рис. 12. Сопоставление региональных стратиграфических шкал келловей и верхней юры Западной Сибири.

(Решения..., 1991). Кроме общих для Западной Сибири биостратонов по фораминиферам в последних схемах параллельно показано для конкретных районов большое количество местных зон и слоев, отличия которых друг от друга отражают, по мнению их авторов, местные фациальные особенности комплексов фораминифер (Фораминиферы..., 1972; Решения..., 1991; и др.). Шкала уже широко используется при геологических работах. Однако ана-

лиз литературных данных о распределении фораминифер по разрезу с позиции современных знаний о биостратиграфии верхней юры и неокома и результаты изучения поступающего нового материала заставляют вносить существенные коррективы в представления об объеме и положении границ ряда фораминиферовых биостратонов. На стратиграфической схеме, утвержденной МСК (Решения..., 1991), границы фораминиферовых зон (f-зон) и сло-

ев в большинстве случаев совпадают с границами а-зон, т. е. аммонитовые биостратоны просто “наполняются” фораминиферовыми комплексами, которые часто бывают одинаковыми в приграничных интервалах смежных а-зон. Совпадение границ биостратонов, выделенных по столь разным группам фауны, вряд ли можно считать естественным: аммониты и фораминиферы, несомненно, имели разные темпы эволюции, разные этологию и скорость миграции, по-разному реагировали на изменения абиотических факторов и т. д.

К настоящему времени накоплен материал, свидетельствующий о возможности более дробного расчленения нижней и средней юры по фораминиферам и остракодам, чем это отражено на схемах 1991 г. На основе тех же принципов, что и по двустворкам, для нижней и средней юры Сибири разработаны автономные параллельные зональные шкалы по фораминиферам и остракодам (Никитенко, 1992; Nikitenko, Shurygin, 1994a; Шурыгин и др., 1995; и др.).

Последовательность выделенных биостратонов как по фораминиферам, так и по остракодам прослеживается на огромной территории обрамления Сибирской платформы, в Западной Сибири, на Северо-Востоке России, севере европейской части России. Более того, изучение распределения юрской микрофауны на севере Сибири дало возможность наметить ряд реперных уровней, позволяющих проводить межрегиональную, циркумбореальную корреляцию. Отдельные реперные уровни сибирских шкал по микрофауне прослежены в разрезах юры на Аляске (Tarpan, 1955), в Арктической Канаде (Wall, 1983; Basov et al., 1992), на Баренцево-Карской плите (Басов и др., 1989), в Северном море (Nagy, Johansen, 1991; и др.), в Англии (Copestake, 1984; Copestake, Johnson, 1981) и Германии (Riegraf, 1985; и др.). Таким образом, разработанные шкалы по микрофауне могут служить стандартом для всего бореального бассейна и могут быть включены в качестве региональных подразделений в стратиграфические схемы Западной Сибири.

Остракоды

Первые сведения о юрских остракодах Сибири принадлежат Е.Г. Шараповой (1940) и А.А. Герке (1953). Позже микропалеонто-

логическая характеристика юрских толщ Енисей-Хатангского прогиба и низовьев р. Лены и монографическое описание ряда типичных видов приводились в работах О.М. Лев (1958, 1961, 1966). В итоге в принятых для севера Сибири стратиграфических схемах (Стратиграфия..., 1976; Решения..., 1981) установлено несколько комплексов остракод, характеризующих аммонитовые зоны и ярусы общей стратиграфической шкалы. Следует отметить, что этим комплексам остракод свойствен набор близких видов, и комплексы часто слабо отличаются друг от друга, особенно нижнеюрские (Решения..., 1981). Причем ряд характерных для комплексов видов не был монографически изучен. В схемах юры Западной Сибири до недавнего времени материалы по остракодам вообще не рассматривались (Региональные... схемы..., 1981; и др.).

Остракоды в нижне-среднеюрских отложениях Сибири встречаются значительно реже, чем фораминиферы. Тем не менее последовательности видов рода *Ogmoconcha* в нижнем и среднем лейасе и рода *Camptocythere* в верхнем лейасе и средней юре хорошо выдержаны на всей территории. Остракоды часто эврифациальны и имели относительно высокие темпы эволюции. В особенности это касается представителей рода *Camptocythere*.

Распределение остракод в нижне-среднеюрских отложениях Сибири весьма неравномерное как в таксономическом отношении, так и по частоте встречаемости экземпляров. Так, в нижнем геттанге найдены редкие представители родов *Ogmoconcha*, *Ogmoconchella* и *Paracypris*. В вышележащих толщах (верхний геттанг–нижний плинсбах) таксономическое разнообразие снижается, обнаружены только единичные *Ogmoconcha longula*. В верхнем плинсбахе (а-зона *Amaltheus stokesi* — нижняя половина а-зоны *A. viligaensis*) вновь становятся относительно многочисленными представители родов *Ogmoconcha*, *Nanacythere*, “*Mandelstamia*” и редкие *Ogmoconchella*. Следует отметить, что представители плинсбахских “мандельштамий” остаются слабо изученными, хотя имеют достаточно узкое стратиграфическое распространение и поэтому весьма информативны в плане стратиграфии. Огмоконхи исследованы гораздо лучше, хотя и эта группа требует ревизии объемов ряда видов. В верхах верхнего плинсбаха и низах нижнего тоара

(верхи а-зоны *Amaltheus viligaensis* — а-зона *Tiltoniceras propinquum*) таксономическое разнообразие и количественная представительность остракод вновь снижается: обнаружены лишь единичные *Ogmosconcha* и *Ogmosconchella*. Близ границы а-зон *Tiltoniceras propinquum* и *Harpoceras falciferum* нижнего тоара комплексы остракод резко меняются: полностью исчезают и не встречаются в вышележащих отложениях представители ниже-среднеплейстоценовых родов *Ogmosconcha*, *Ogmosconchella*, *Nanacythere*. На смену им приходят виды родов *Trachycythere*, *Kinkelina*, *Polycythere*, "*Monoceratina*" и многочисленные *Camptocythere* (*Camptocythere*). Интересно отметить, что в разрезах Западной Европы, Канады примерно на этом же уровне (верхи а-зоны *Dactyloceras tenuicostatum* — низы *Harpoceras falciferum*) происходит сходная структурная и таксономическая перестройка комплексов остракод (Bate, Coleman, 1975; Riegraf, 1985; и др.). По-видимому, это связано с общебореальным позднеплейстоценовым — раннеплейстоценовым кризисом биоты, фиксируемым по различным группам фауны (Хэллем, 1978; Nikitenko, Shurygin, 1994b; и др.). В вышележащей толще нижнего тоара — низов нижнего плейстоцена комплексы остракод резко обеднены: обнаружены только *Camptocythere* (*Camptocythere*). В нижнем плейстоцене (а-зона *Pseudoliosceras maclintocki*) таксономическое разнообразие остракод вновь несколько повышается, однако количественно комплексы по-прежнему бедны. Встречены единичные представители *Camptocythere* (*Camptocythere*), *C. (Anabaro-cythere)*, *Procytherura*, *Paracypris*, *Orthonotacythere*. В верхнем плейстоцене и низах нижнего байоса (а-зоны *whiteavesi* и *fastigatum*) комплексы остракод постепенно обедняются, достигая минимума в низах нижнего байоса. Во второй половине нижнего байоса (слои с *Normannites*) резко возрастают количественная представительность и таксономическое разнообразие остракод. Становятся обильными *Camptocythere* (*Camptocythere*), *C. (Anabaro-cythere)*, многочисленными *Orthonotacythere*, частыми "*Monoceratina*", *Pycocytheroidea* и др. В верхнем байосе и нижнем бате остракоды хотя и редки, но по-прежнему относительно разнообразны. До сих пор остаются практически не изученными представители среднеюрских орthonотацитер, пирокитероидей, про-

цитерур, моноцератин, хотя они достаточно часто встречаются в кернах скважин нефтегазоносных районов. Таким образом, для дальнейшей детализации схем расчленения юры по остракодам требуется специально поставленное монографическое изучение ниже-среднеюрских "мандельштамий", орthonотацитер, пирокитероидей и др. как из естественных выходов, так и прежде всего из толщ на закрытых территориях по керну.

Установленная на разрезах Сибири последовательность биостратонов по остракодам увязана с зональными шкалами по макрофауне, фораминиферам и с палинозоны и прослежена на севере Западной Сибири. До сих пор в западно-сибирских схемах региональной шкалы по остракодам не приводилось (Решения..., 1991). Обнаруженные здесь остракоды монографически не изучались и не приведены в публикациях. Накоплен материал по распределению остракод в кернах скважин Бованенковской, Харасавэйской, Арктической площадей и Усть-Енисейского района. Причем на некоторых уровнях (например, в леонтьевской, китербютской свитах) их количественная представительность нередко больше, чем у фораминифер. Изучение комплексов остракод нижней и средней юры Западной Сибири позволило выделить пять биостратонов в ранге слоев с остракодами и впервые ввести их в региональную часть стратиграфических схем Западной Сибири (Девятов и др., 1994; Никитенко, 1994; и др.) (рис. 13).

Имеются хорошие возможности для межрегиональной циркумбореальной корреляции юры по остракодам. Комплексы остракод среднего плейстоцена севера Сибири и Западной Европы содержат общие роды, такие как *Ogmosconcha*, *Ogmosconchella*, *Nanacythere*. Тоарские слои с *Trachycythere verrucosa*, о-зона *Camptocythere mandelstami* и слои с *Camptocythere occalata* Сибири хорошо сопоставляются с аналогичными одновозрастными биостратонами в Западной Европе, благодаря наличию общих видов, стратиграфически узко распространенных (Bate, Coleman, 1975; Exton, Gradstein, 1984; Riegraf, 1985). Циркумбореальные сопоставления среднеюрских отложений по остракодам пока затруднены, хотя отмечаются определенные реперные уровни, как, например, в аалене (слои с *Camptocythere foveolata*), бате, которые могли бы послужить в будущем основой такой корреляции.

Общая шкала		Унифицированная стратиграфическая шкала Западной Сибири (Решения..., 1991)				Унифицированная стратиграфическая шкала Западной Сибири (Шурьгал и др., 1995) с уточнениями				Общая шкала	
Лрус	Подъярус	Региональные стратиграфические подразделения				Региональные стратиграфические подразделения				Общая шкала	
		Слои с фораминиферами	Слои со спорами и пыльцой	Горизонт	Горизонт	Слои с остракодами	Слои с фораминиферами	Слои с двустворками	Подъярус	Лрус	
Б а т	Верхний	Resurvoides alpinensis, Globulina praesculpturifera	Cyathoides spp. - Scabrosporus affinis - Lophofitellites ferosus - Gleichenioides sp. - Classopollis	Малышевский	Валковский	Самп. листа	Tracham. rostrivazey	Præburchia	Верхний		Б а т
	Средний			Малышевский	Малышевский	Globulina praesculpturifera			Средний		
	Нижний			Малышевский	Малышевский				Нижний		
Б а к о с	Верхний	Trachammina praesquamata	Cyathoides spp. - Neosarcinella praesculpturifera - Lycopodium spores - Infratrilites - Gleichenioides sp. - Dickinsonia densa	Валковский	Валковский	Campitocythere arangastachensis			Верхний	Б а к о с	
	Нижний			Валковский	Валковский				Нижний		
А л е н	Верхний	Riyadhella syndascoensis	Cyathoides minor - Ostrumundocidites Arassicus - Piceopollenites variabiliformis - Gynokoussacop-hyulus - Scabrosporus	Валковский	Валковский				Верхний	А л е н	
	Нижний			Валковский	Валковский				Нижний		
Т о в а р	Верхний	Ammodiscus glutimacaeus	Piceopollenites variabiliformis - Cyathoides minor - Samundocidites - Saccam. inanis - Adiantosporites scabratus - Dipentidaceae	Верхний	Надоковский				Верхний	Т о в а р	
	Нижний			Верхний	Надоковский				Нижний		
Л и н с к а х	Верхний	Trachammina lapidosa	Cyathoides minor - Maratisporites scabratus и др. - Tripartita variabilis	Средний	Шаргазовый				Верхний	Л и н с к а х	
	Нижний			Нижний	Шаргазовый				Нижний		
С и н е м о р	Верхний	Text. aeorplectis, Troch. inusitata	Disacoides - Сусадорпелес spp. и др.	Земный	Земный				Верхний	С и н е м о р	
	Нижний			Земный	Земный				Нижний		
Г е т а н	Верхний			Земный	Земный				Верхний	Г е т а н	
	Нижний			Земный	Земный				Нижний		

Рис. 13. Сопоставление региональных стратиграфических шкал нижней и средней юры Западной Сибири.

Фораминиферы

Эта группа — одна из важнейших для юрской биостратиграфии. Фораминиферы наиболее многочисленны в широком спектре фаций, начиная от типично морских и кончая неполносолеными. В официально принятых схемах юры для Сибири выделены комплексы с фораминиферами, характеризующие подъярусы (реже аммонитовые зоны) общей и региональной стратиграфических шкал (Региональные... схемы..., 1981; Решения..., 1981; и др.). Для схем юры Западной Сибири в последнее время установлены биостратоны в ранге слоев с фораминиферами, соответствующие ярусам, реже подъярусам (Решения..., 1991).

Фактический материал, накопленный к настоящему времени, дает возможность более подробно расчленять юру по фораминиферам, которые достаточно многочисленны по всему разрезу юры, но таксономическое разнообразие не везде равномерно. Так, ориктоценозы геттанг-синемюра обеднены в таксономическом отношении, в плинсбахе разнообразие постепенно нарастает, вновь снижаясь лишь к концу позднего плинсбаха. Для тоарских комплексов фораминифер характерно относительно невысокое разнообразие видов и родов, количество которых возрастает в аалене, резко сокращается в низах и самых верхах нижнего байоса, в нижнем бате вновь нарастает и постепенно снижается к среднему-верхнему бату. Количественно преобладают в ориктоценозах представители аммодисцид, литуолид, трохаминид, вернеуилинид, аммосфероидинид и в ряде случаев полиморфинид, цератобулиминид, нодозариид и вагинулинид. Последние особенно важны для зональной биостратиграфии, так как имеют достаточно высокие темпы эволюции и слабо зависят от фаций.

Следует признать, что представления об объеме видов из родов *Lenticulina*, *Astacolus* и др., сложившиеся к настоящему времени, нуждаются в серьезной ревизии. Например, изображенные ранее без должной оценки изменчивости многочисленные виды тоарских лентикюлид (Герке, 1961; Сапьяник, 1991) приводятся из единых ориктоценозов (по 5–7 близких видов), что соответственно создает путаницу при дальнейшем расчленении отложений и корреляции по комплексам видов этих родов. Аналогичная ситуация и с трохаминидами. Новейшие

данные, полученные при изучении нижне-среднеюрских вагинулинид Сибири, показали, что таксономическое разнообразие их существенно больше, чем это представлялось ранее. Так, при исследовании только нижнеюрских вагинулинид определены представители родов *Saracenaria* Defrance, 1824, *Palmula* Lea, 1833, *Citharina* d'Orbigny, 1839, ранее неизвестные из нижней юры Сибири.

В составе нодозариид определен род *Grigelis* Mikhalevich, 1981, представители которого в верхнем плинсбахе и аалене севера Сибири до последнего времени определялись как виды из рода *Nodosaria* Lamarck, 1812. Установлено, что *Grigelis* отличается от *Nodosaria* шаровидными, эллипсоидными камерами, последовательно соединяющимися между собой длинными тонкими шейками (Никитенко, Ядренкин, 1998). В серьезной ревизии нуждается систематический состав рода *Marginulina* d'Orbigny, 1826. Так, Б.Л. Никитенко (1992), благодаря изучению внутреннего строения раковин сибирских фораминифер, удалось выделить новый род *Anmarginulina*, для которого характерны сильная объемлемость камер типа псевдонодозариевой, лучистое устье и другие типичные признаки. Этот род, по-видимому, следует относить к нодозаридам. При исследовании других представителей маргинулин можно выделить группы видов, которые, возможно, окажутся родами или, по крайней мере, под родами.

Ревизия только некоторых представителей нижне-среднеюрских северосибирских литуолид, вернеуилинид, аммосфероидинид, полиморфинид, цератобулиминид позволила впервые установить в Сибири ряд родов, широко распространенных в других районах Бореального бассейна, что значительно расширяет возможности межрегиональной корреляции. Удалось обосновать зональное расчленение нижней и средней юры в Северной Сибири для разрезов разной фациальной природы. В типовом для Нордвикского структурно-фациального района разрезе установлены зоны и слои с фораминиферами, прослеживающиеся в разрезах юры Анабарского района, низовьев р. Лены, Приверхоянья, Вилюйской синеклизы, Северо-Востока России как в естественных выходах, так и в кернах скважин (Никитенко, 1990, 1991, 1992; Меледина и др., 1991; Nikitenko, Shurygin, 1994a, b). Выделенные биостратоны — это

зоны комплексного обоснования (Никитенко, 1990, 1992; Шурыгин и др., 1998; Nikitenko, Shurygin, 1994a) или же монотаксонные фораминиферовые зоны (Сапьяник, 1991).

Результаты изучения распределения микрофауны на севере Сибири позволили наметить ряд f-зон, реперных для межрегиональной, циркумбореальной корреляции (Шурыгин, Никитенко, 1996). Таковы, например, комплексы северосибирских верхнеплинсабахских f-зон *buliminoides-taimyrensis*, сопоставляемых с западно-европейской f-зоной *Saracenaria sublaevis* (Copestake, 1989). Нижнетоярская сибирская f-зона *lobuskisselmani* прослеживается в разрезах Западной Европы, Аляски, Арктической Канады (Wall, 1983; Riegraf, 1985; и др.). Нижнеааленская f-зона *Verneuilinoides syndascoensis* надежно устанавливается на Аляске, в Арктической Канаде (Wall, 1983) и Северном море (Западная Европа) (Nagy, Johansen, 1991). Отмечались находки *Lenticulina nordvikensis* и сопутствующего комплекса в верхнем аалене Арктической Канады. Следующий хорошо опознаваемый репер — f-зона *Riyadhella sibirica*, прослеживаемая в разрезах юры на Баренцевоморском шельфе, в Арктической Канаде, на Аляске и др. (Никитенко, 1991; Basov et al., 1992; и др.). В вышележащих отложениях хороший корреляционный уровень отмечается появлением *Lenticulina galeatha* в низах среднего бата на севере Сибири, в Арктической Канаде, Англии (Никитенко, 1991; Copestake, Johnson, 1981; Basov et al., 1992).

К настоящему времени доказано, что разработанная на разрезах севера Средней Сибири автономная шкала нижней и средней юры по фораминиферам хорошо применима в северных районах Западной Сибири, а ряд уровней опознается в центральных и даже южных районах этого региона (Шурыгин и др., 1995). Конечно, расчленение нижней и средней юры Западной Сибири по фораминиферам, столь детальное, как на севере Сибири, вряд пока еще возможно из-за редкого отбора керн в скважинах. Однако связывающие региональные шкалы реперные уровни следятся достаточно отчетливо (см. рис. 10).

Сведения о присутствии морских прослоев в средней юре севера Западной Сибири (п-ов Ямал) получены в конце 60-х годов, когда в керне из скважин на Новопортовской

площади были обнаружены среднеюрские фораминиферы. Позднее приводились данные о нескольких новых находках среднеюрской микрофауны из центральных частей Западной Сибири (Ярайнерская площадь) (Тылкина, Комиссаренко, 1977). Постепенное накопление в 70–80-е годы новых материалов позволило выделить ниже-среднеюрские комплексы фораминифер (Комиссаренко, 1987): с *Textularia areoplecta* и *Trochammina inusitata* (для нижней части плинсабаха), с *Trochammina lapidosa* (для верхней половины плинсабаха), с *Saccammina inanis* и *Ammodiscus glutaceus* (для тоара), с *Riyadhella syndascoensis*, *Ammodiscus glutaceus* (для нижней части аалена); с *Trochammina praesquamata* (для верхней части аалена-байоса); с *Recurvoides anabarensis*, *Globulina praecircumphlua* (для бата). Позднее, на Межведомственном стратиграфическом совещании (г. Тюмень, 1990 г.), впервые для ниже-среднеюрских отложений Западной Сибири были предложены слои с фораминиферами, характеризующие ярусы (реже подъярусы) общей стратиграфической шкалы.

К настоящему времени накоплены новые сведения о распределении фораминифер в кернах скважин Бованенковского, Харасавэйского, Арктического, Уренгойского, Усть-Енисейского и других районов, в которых они встречены по всему разрезу юры и на которые, соответственно, должна опираться разработка обновленной шкалы по фораминиферам для Западной Сибири. Имеющийся материал позволяет уже сейчас предложить гораздо более дробное расчленение нижней и средней юры по фораминиферам, в основе которого лежит зональная шкала, разработанная на разрезах севера Сибири. В центральных и южных районах Западной Сибири фораминиферы обычно встречаются в отдельных прослоях морского генезиса по всей толще нижней и средней юры (в Шаимском, Краснотенинском, Уренгойском, Нюрольском и других районах).

Нижне-среднеюрские фораминиферы Западной Сибири практически нигде монографически не описаны, даже изображений их в опубликованной литературе нет. Это обстоятельство приводит к тому, что на многих стратиграфических схемах и в списках определений в литературе часто фигурируют невалидные названия неопубликованных видов или же ниже-среднеюрские фораминиферы.

ниферы определяются под видовыми названиями, характерными для совершенно иных стратиграфических интервалов (например, в нижнеюрских комплексах указывались совместно виды, типичные для триасовых и неокомских комплексов фораминифер), что, в свою очередь, создает путаницу при расчленении и сопоставлении разрезов скважин (Комиссаренко, 1987; и др.).

Несколько лучше изучены верхнеюрские фораминиферы Западной Сибири. Основные сведения по вертикальному и латеральному распределению их на территории Западной Сибири с указанием приуроченности к конкретным литостратонам, краткими описаниями и изображениями обобщены в "Атласе моллюсков и фораминифер..." (1990). Из известных (в большинстве своем по определениям и таксономическим спискам в стратиграфических работах) в верхней юре и неокоме Западной Сибири более чем 350 видов фораминифер в "Атласе..." кратко описаны и изображены 313 видов. Заметим, однако, что и здесь сведены данные, полученные в разные годы. Монографическая ревизия таксономических определений разных лет на основе современных представлений о номенклатуре фораминифер и синонимизация многих явно излишне выделенных видов до сих пор не проведена. Нет в "Атласе..." ревизии представлений о тейльзонах руководящих видов и оценки стратиграфических диапазонов комплексов на современных, существенно измененных и усовершенствованных шкалах общих подразделений и зональных по аммонитам и бужиям. Вновь большинство границ выделенных по фораминиферам биостратонов (Атлас..., 1990, т. 2, прил. 1, с. 192–198) совмещается, хотя часто и условно, с границами аммонитовых зон региональной стратиграфической шкалы. Все это значительно затрудняет использование упоминаемой выше сводки на практике при расчленении и корреляции разрезов верхней юры конкретных скважин.

Палинология

Палинологические исследования юрских отложений Сибири проводятся уже несколько десятилетий в биостратиграфическом и палеогеографическом аспектах и в значительной степени выполняются для обеспечения нужд нефтяной геологии. Традиционный спо-

рово-пыльцевой анализ является ведущим биостратиграфическим методом при расчленении и корреляции разнофациальных континентальных толщ, широко распространенных в Сибири. Последовательность эталонных палинокомплексов, установленная в морских, фаунистически охарактеризованных отложениях, позволяет увязывать стратиграфическое положение и объем палиностратонов с аммонитовой региональной шкалой юры, а также с параллельными шкалами по двустворкам, микрофауне и другим парастратиграфическим группам ископаемых и служит основой для зонального расчленения юрских отложений и прямой корреляции морских и континентальных толщ палинологическим методом.

В последнее десятилетие для обоснования Региональной схемы стратиграфии юрских отложений Сибири выполняются комплексные палинологические исследования, предусматривающие одновременное изучение как спор и пыльцы наземных растений, так и различных групп микрофитофоссилий, встречаемых в юрских отложениях (цисты динофлагеллат, акритархи, прازیнофиты, зеленые зигнемовые водоросли и др.). Для разработки детальной стратиграфии морской юры наиболее перспективны среди микрофитопланктона цисты динофлагеллат, которые уже давно и успешно используются в нефтяной геологии за рубежом. Находки акритарх, прازیнофитов, зигнемовых водорослей учитываются при палеонтолого-стратиграфической характеристике региональных стратиграфических подразделений и являются особенно полезными для палеогеографических и фациальных реконструкций.

Споры и пыльца наземных растений

Первые исследования спор и пыльцы из юрских отложений Сибири приурочены к концу 30-х годов нашего столетия. Детальный исторический обзор основных этапов развития палинологического метода при изучении юры Сибири приведен в публикациях (Ильина, 1985; и др.).

Нижне- и среднеюрские отложения Сибири на больших площадях представлены континентальными фациями или переходными от неморских к морским. В этом случае для решения задач стратиграфии нефтегазоносных отложений особенно эффективен спорово-пыльцевой анализ, позволяющий расчленять

разнофациальные континентальные отложения и прямо коррелировать их с толщами морского генезиса, насыщенными макро- и микрофауной и детально расчлененными. Таким образом, стратиграфическое положение и объем палиностратонов хорошо фиксируются на аммонитовой зональной шкале и шкалах общих и региональных подразделений.

К 80–90-м годам, благодаря усилиям многих палинологов и прежде всего Н.С. Сахановой, М.М. Одинцовой, С.А. Климова, Л.Г. Марковой, А.Ф. Фрадкиной, Л.В. Ровниной, Н.К. Глушко, В.И. Ильиной и других, была установлена геологическая последовательность характерных палинокомплексов в нижней и средней юре разных регионов Сибири (Решения..., 1981, 1991; и др.). Однако для однозначного понимания объема и стратиграфического положения слоев с эталонными палинокомплексами относительно шкал общих и региональных стратиграфических подразделений был необходим палиностратиграфический стандарт, разработанный на морских, фаунистически охарактеризованных разрезах. Для решения этой задачи детально изучены опорные разрезы морской юры (от геттангского до волжского яруса) на севере Восточной Сибири (Ильина, 1985). В результате создана палиностратиграфическая шкала нижней и средней юры севера Сибири, увязанная с расчленением этого интервала по аммонитам, двустворкам и другим группам морской фауны. В основу обособления палиностратонов шкалы положены обусловленные как филогенезом, так и изменениями климата преобразования флоры, которые отразились в историко-геологической последовательности эталонных палинокомплексов. Эта последовательность прослеживалась в серии разнофациальных ниже- и среднеюрских разрезов разных регионов Сибири и Северного Казахстана, что позволило предложить палиностратиграфическую шкалу нижней и средней юры севера Сибири в качестве автономного биостратиграфического стандарта для расчленения и прямой корреляции в пределах Сибирской фитогеографической области морских и континентальных толщ соответствующего интервала юры (Ильина, 1985, 1997б; Захаров и др., 1997; Пуйна, 1986) (см. рис. 5, 10).

Параллельно на территории Западной Сибири проводились интенсивные палинологические исследования в связи с необходи-

мостью расчленения и корреляции континентальных ниже-среднеюрских толщ как самостоятельного объекта поисков и разведки углеводородов. Широкий размах глубокого бурения послужил источником нового материала для палинологической характеристики ниже- и среднеюрских отложений различных разведочных площадей Западной Сибири (Маркова, Скуратенко, 1983; Ровнина и др., 1978, 1985, 1989, 1990; Глушко, Шейко, 1987; Пуртова, Игнатова, 1987; Шейко, Шатова, 1987; Ильина, 1988а, б; Костеша и др., 1990, 1991; и др.).

Принципиально важным моментом для разработки схемы стратиграфии юры Западно-Сибирской плиты стало вскрытие буровыми скважинами мелководно-морских отложений нижней и средней юры на п-ове Ямал (Арктическое, Бованенковское и Новопортовское месторождения) и детальное расчленение их на основе изучения комплексов фораминифер (Комиссаренко, 1987; Решения..., 1991). Вслед за этим детально палинологически исследованы ряд скважин Новопортовской площади, в результате чего установлены палинокомплексы верхнего плинсбаха, тоара, аалена, байоса и бата, стратиграфическое положение которых контролировалось находками в тех же слоях фораминифер (Глушко, Шейко, 1987; Ровнина и др., 1989).

В 1988–1989 гг. на палинологических коллоквиумах специалисты ЗапСибНИГНИ, ИГиРГИ, ОИГГМ СО РАН, СНИИГГиМСа и других организаций определили геологическую последовательность характерных комплексов спор и пыльцы нижней и средней юры Западной Сибири и оценили прослеживаемость ее в разных структурно-фациальных районах региона. На этой основе выделены палиностратоны в ранге слоев со спорами и пыльцой, которые включены в качестве региональных стратиграфических подразделений в Региональную схему стратиграфии юры Западной Сибири (Решения..., 1991). Стратиграфическое положение установленных для Западной Сибири палиностратонов относительно подразделений общей шкалы определялось по стандартной палиностратиграфической шкале Сибири, увязанной с зональным расчленением по аммонитам, двустворкам и фораминиферам (Ильина, 1985), а также путем сопоставления с одновозрастными палинокомплексами из разрезов п-ова Ямал,

где они датированы по находкам двустворок и фораминифер.

Общие для всей территории Сибири закономерности развития флоры, связанные с флуктуациями климата в течение ранней и средней юры, обусловили одинаковую последовательность палинокомплексов в разных ее регионах. Наиболее четко выделяются палиностратоны, отражающие этапы перестройки флоры, вызванные климатическими событиями разного масштаба, такими как позднеплинсбахское похолодание, раннетюрское потепление и последовавшее за ним постепенное похолодание с пессимумом в аалене, байосская гумидизация климата и потепление в бате (Ильина, 1985, 19976).

Конструкция региональных сибирских шкал верхнеюрских палиностратонов, принятая в опубликованных стратиграфических схемах, существенно отличается от таковой нижней и средней юры (Решения..., 1991). Известно, что начиная с батского века на территории Сибири наметилась широтная дифференциация флоры, отражающая климатическую зональность и особенно резко выраженная в келловее и поздней юре. На этом этапе развитие сибирской флоры проходило в сложной климатической и палеогеографической обстановке, приведшей к коренным преобразованиям флоры и резкой дифференциации ее на территории Сибири. Соответственно для интервала келловей–верхняя юра оказалось возможным определение биостратонов по спорам и пыльце, латеральная протяженность которых находится в пределах одного или двух структурно-фациальных районов и, следовательно, прямая корреляция по ним ограничена провинциальным уровнем.

Палинологическая характеристика келловей и верхней юры Сибири изучена с разной степенью детальности и полноты. На севере Восточной Сибири опорные разрезы келловей и верхней юры в морских фациях в основном приурочены к обрамлению Сибирской платформы. Палинологические исследования этих отложений были начаты в 60-е годы (Кара-Мурза, 1954, 1958, 1960; Болховитина, 1956, 1959). В Усть-Енисейском районе по керну скважин установлены палинокомплексы оксфордского и волжского ярусов (Бондаренко, 1971; Левина и др., 1972). Позже последовательность палинокомплексов келловейского, оксфордского и волжско-

го ярусов изучалась по разрезам на побережье Анабарской губы и п-ове Пакса (Ильина, 1985, 1988а). Хорошо известны по литературным данным и спорово-пыльцевые комплексы из континентальной верхней юры Якутии, для которых определены очень широкие стратиграфические диапазоны, позволяющие датировать отложения только с точностью до отдела или крупных его частей. Интервалы, для которых эти комплексы приводились как характерные, приближенно отвечают флористическим горизонтам, установленным по крупномерным остаткам растений (Болховитина, 1956; Фрадкина, 1967; Киричкова, 1982; Петрова, 1983).

Более детально келловей–верхнеюрские толщи изучены в Западной Сибири. В разных районах из разрезов многочисленных скважин указывались палинокомплексы, приуроченные к келловейскому, келловей–оксфордскому, кимеридж–волжскому и волжскому ярусам. Детальная характеристика этих палинокомплексов приведена в серии публикаций (Ильина, 1968, 1988а; Глушко, 1970; Маркова, 1971; Ровнина, 1972; Ровнина и др., 1978, 1985, 1989, 1990; Глушко, Пуртова, 1980, 1987; Пуртова, Игнатова, 1987; и др.). Большая часть этих материалов использована для обоснования палиностратонов в Региональной схеме стратиграфии келловей и верхней юры Западной Сибири (Решения..., 1991). Отметим, что в последнее десятилетие особое внимание уделяется детальному изучению ниже–среднеюрских континентальных толщ Западной Сибири, рассматриваемых как самостоятельный объект для поисков углеводородов (Конторович и др., 1994б, 1995а, б, 1998).

Цисты динофлагеллат

Одноклеточные планктонные водоросли – динофлагеллаты – широко распространены в микрофитопланктоне мезозойских морей. Такие события, как трансгрессия и регрессия моря, эвстатические колебания уровня мирового океана, потепление–похолодание климата, существенно влияли на распределение динофлагеллат. Температура и соленость воды, удаленность от береговой линии моря являлись определяющими факторами в развитии ассоциаций динофлагеллат в юрских морских бассейнах. В ископаемом состоянии сохранились только оболочки цист ди-

нофлагеллат (диноцисты), по систематическому составу, количественной представительности, латеральному и вертикальному распределению которых в морских разрезах юры можно получить представление о развитии этой альгофлоры в морях юрского периода.

Впервые на территории Сибири диноцисты обнаружены в верхнеюрских отложениях Приенисейской части Западно-Сибирской плиты и монографически описаны Т.Ф. Возженниковой (1967) как новый род *Imbatodinium*. В 70-е годы широкое распространение диноцист в юре Сибири было обосновано находками их во многих местонахождениях при палинологическом анализе образцов. Монодоминантный комплекс с *Fromea* установлен в келловее Шаимского нефтегазоносного района Западной Сибири (Затонская, 1975). На севере Восточной Сибири при палинологических исследованиях верхнего плинсбаха и тоара на побережье Анабарской губы, на р. Анабар, в Вилюйской синеклизе обнаружены многочисленные экземпляры диноцист рода *Nannoceratopsis* (Ильина, 1969, 1971, 1973; и др.). Эти исследования носили рекогносцировочный характер. Специальное и планомерное изучение диноцист в юрских отложениях Сибири для биостратиграфических целей начато совсем недавно (Затонская, 1983; Глушко, 1987; Ильина, 1985, 1988а, 1989; Поспелова, 1995; Никитенко, Поспелова, 1996; Пуина, 1986, 1996; и др.).

Послойное изучение морской юры Сибири показало, что диноцисты распределены по разрезу неравномерно. Проникновение и распространение динофлагеллат в морские бассейны Сибири связаны с периодами крупных трансгрессий, когда в условиях нормального газового режима и солености вод в палеобассейнах в моменты потепления климата они были наиболее развиты. В Сибири первые динофлагеллаты появились в конце плинсбаха, процветали в тоаре, в момент климатического оптимума, и затем постепенно редуцировались в сибирской биоте на рубеже тоарского и ааленского веков (Ильина, 1985, 1989; Поспелова, 1995).

Именно в последние годы особое внимание уделялось изучению нижнеюрских диноцист. Повышенный интерес к ним связан с уточнением положения границы между плинсбахом и тоаром и проблемой присутствия верхнетоарского подъяруса в разре-

зах Сибири. В результате детальных исследований верхнеплинсбахских и тоарских диноцист монографически описаны и изображены (с использованием светового и сканирующего электронного микроскопов) четыре вида и три подвида *Nannoceratopsis*. Доказана валидность *Nannoceratopsis deflandrei* Evitt emend. Пjina и выделены три подвида этого вида (один из них новый). Стратиграфическая последовательность комплексов диноцист, отражающая развитие динофлагеллат в ранней юре севера Сибири, использована как основа для разработки зональной шкалы по диноцистам для верхов плинсбаха и тоара этого региона (Ильина и др., 1994; Захаров и др., 1997; Пуина, 1996). Шкала в качестве автономного биостратиграфического стандарта способствовала уточнению положения границы между плинсбахом и тоаром. Изучение стратиграфического распределения диноцист в нижней юре Анабарского района было продолжено В.Ю. Поспеловой (1995; Pospelova, 1996), а на территории Вилюйской синеклизы — Г.В. Касаткиной (1998), которая в разрезах скважин в верховьях р. Мархи установила зональный комплекс верхнетоарской динозоны (Ильина и др., 1994). В аалене Сибири диноцисты до недавнего времени не были обнаружены. В качестве одной из причин их отсутствия рассматривалось связанное с этим временем похолодание климата (Ильина, 1985). Однако сейчас появились первые сведения о находках диноцист в верхнем аалене Анабарского района (Никитенко, Поспелова, 1996). Из морских толщ байоса и бата Сибири известны лишь единичные находки цист динофлагеллат (Ильина, 1985).

Распределение диноцист в келловее и верхней юре на севере Восточной Сибири изучалось по опорным разрезам на побережье Анабарской губы, на р. Анабар и на ове Бегичев (Ильина, 1985; Пуина, 1996). В результате исследований установлено, что наиболее массовая представительность динофлагеллат в комплексах и их наиболее широкое распространение в келловей-верхнеюрской толще на севере Сибири приурочены к слоям, фиксирующим раннекелловейскую и поздневожжскую трансгрессии моря. Более того, в верхневожжских глубоководных отложениях на мысе Урдюк-Хая подмечена рекуррентная зависимость распределения и ритмичной смены комплексов диноцист и празинофитов, связанная с ритмичным че-

редованием типов фаций. Комплекс динофлагеллат приурочен к голубовато-серым глинам умеренно глубоководных фаций с нормальным газовым режимом, а комплекс с обилием празинофитов — к темно-серым битуминозным прослоям с фосфатными конкрециями более глубоководных фаций с недостатком кислорода. В непрерывном разрезе верхов юры и бореального берриаса на п-ове Пакса установлен комплекс с многочисленными *Paragonyaulacysta borealis* (Brid. et Fisher) Stover et Evitt, *Tubotuberella rhombiformis* Vozzhen. и другими бореальными видами диноцист (Ильина, 1985, 1988а). В мелководных и лагунных отложениях волжского яруса на р. Анабар и в Западной Якутии (сытогинская свита) обнаружен комплекс с обилием микрофоссилий *Laevigatisporites lenaensis* Frad. (Ильина, 1985, 1989).

Диноцистовые комплексы юры Западной Сибири пока еще слабо изучены. До недавнего времени имелись только разрозненные сведения о находках диноцист и других групп микрофитопланктона в ниже-среднеюрских отложениях этого региона. Единичный экземпляр *Nannoceratopsis* cf. *deflandrei* обнаружен в тогурской свите нижнего тоара в Ханты-Мансийской синеклизе (скв. 6, инт. 3202–3220 м) (Ильина, 1985). Следы кратковременных морских ингрессий во время формирования битуминозных аргиллитов тогурской свиты отмечены по наличию акритарх *Micrhystridium* в разрезе скв. Пономаревской-2 и других на территории Нюрольской впадины и Приколтогорского мегапрогиба.

В среднеюрских отложениях байосские комплексы с многочисленными *Micrhystridium* встречены в скважинах Олымской-9060 и Вишьенской-10055, пробуренных в Шаимском районе. Морские прослои с акритархами *Micrhystridium* и *Veryhachium* обнаружены и в бате Шаимского района, а также в разрезе скв. 2797 на Талинском месторождении Красноленинского свода. В Северо-Демьянском нефтегазоносном районе в разрезе скв. 194 (инт. 2870–2860 м, 1,8 и 4 м от начала керна) найден комплекс с многочисленными *Nannoceratopsis spiculata* Stover и редкими *Chlamydophorella* — подобными цистами на фоне акритарх *Micrhystridium*, *Pterospermella*, *Veryhachium*. Геологический возраст этих отложений спорный. По составу диноцист и спорово-пыльцевому комплексу он может быть

определен как батский (заключения В.М. Кабановой и В.И. Ильиной). Массовое проникновение *Nannoceratopsis spiculata*, распространенного в западно-европейских морях, возможно, произошло в момент крупной трансгрессии, сопровождаемой потеплением климата, в начале бата (время *Arctoceratites*). В то же время, согласно заключению В.В. Сапьяника, определившего в том же интервале скважины фораминиферы, эта часть разреза рассматривается как байосская, хотя, по мнению Б.Л. Никитенко, соответствующий комплекс фораминифер не исключен и в бате-келловее. В Шаимском районе на Узбекском месторождении (скв. 9075) в верхних частях тюменской свиты, относимых к бату, встречены единичные диноцисты *Fromea tornatilis* (Drugg) Lentin et Williams и *Pareodinia* sp. В перекрывающих отложениях выделен комплекс диноцист с многочисленными *Fromea tornatilis*, приуроченный к слоям *Cadoceratinae* нижнего келловее.

В последние годы особое внимание уделяется изучению келловей-верхнеюрских диноцист Западной Сибири, на территорию которой в конце юрского периода сместился основной морской бассейн Сибири (Ровнина и др., 1989, 1990; Ильина, 1997а, 1998; Плына, 1998). Целью этих исследований является разработка зональной динофлагеллатовой шкалы в качестве биостратиграфического стандарта для расчленения и корреляции морских разрезов верхов средней и верхней юры Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна (см. рис. 5, 10, 11).

В результате палинологического изучения материалов глубокого бурения установлены комплексы диноцист в нижнем и верхнем келловее, оксфорде и нижнем кимеридже Шаимского и Северо-Демьянского районов. Разнообразные по составу нижне- и среднеоксфордские комплексы диноцист, сходные с одновозрастными ассоциациями динофлагеллат Северо-Западной Европы, обнаружены В.И. Ильиной в разрезе скв. Западно-Новогодней-210, Стахановской-910 и других на северо-востоке Западно-Сибирской плиты (Ильина, 1997а, 1998; Плына, 1998). Комплексы диноцист из верхов кимериджа-средневожского подъяруса установлены в разрезе скв. Вездеходной-4 на юго-востоке Западной Сибири. Стратиграфическое положение многих из указанных комп-

лексов диноцист в конкретных разрезах скважин определялось нахождением в тех же слоях характерных аммонитов, двустворок и фораминифер. Верхневолжские комплексы диноцист найдены также в баженовской свите на Чуэльской площади (Ровнина и др., 1990). В ряде разрезов, вскрывших баженовскую свиту, диноцисты отсутствуют, а микрофитопланктон представлен ис-

ключительно празиофитами *Leiosphaeridia* и *Pterospermella* spp., что может указывать на формирование этих осадков в аноксидных условиях.

Таким образом, уже наметилась перспектива создания зональной автономной шкалы по диноцистам в качестве стандарта для расчленения и корреляции отдельных интервалов морской юры Сибири.

СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА, ЛИТОСТРАТИГРАФИЯ И МЕСТНЫЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ СИБИРИ

Приведенный выше обзор предшествующих биостратиграфических исследований свидетельствует о том, что к началу 90-х годов создана новая, хотя и не во всем еще совершенная, принципиальная биостратиграфическая основа для детализации региональных стратиграфических схем Сибири.

При изучении истории осадочных бассейнов Сибири с самого начала было очевидно, что ранне-среднеюрский и позднеюрский этапы развития палеобассейнов принципиально различны в смысле закономерностей формирования осадочных толщ. Последний этап обычно рассматривался в качестве единого с неокомским, а начало его связывалось с позднеюрской трансгрессией, фиксируемой для всего бореального бассейна и захватившей почти 1,5 млн км² территории Западной Сибири. Переломный момент (начало трансгрессии) в Сибири ранее обычно датировался началом келловей. Однако новые сведения о положении границы бата и келловей в сибирских разрезах, основанные на сопоставлении местных аммонитовых зон с зонами стандарта, привели к перенесению ряда сибирских зон в приграничных средне-верхнеюрских толщах. Соответственно нижняя граница слоев, фиксирующих начало общебореальной трансгрессии, датируется верхами верхнего бата (Шурыгин и др., 1995, 1996а, б; и др.). Более того, келловейский ярус в России рассматривается, согласно решению МСК, в составе средней юры, как это было ранее принято в зарубежных схемах (см. рис. 5).

Согласно изложенным представлениям, практически начиная с первых региональных стратиграфических схем, в конструкции ко-

торых уже были заложены обособленность и отдельный анализ стратификации (лито- и био-) ниже-среднеюрских и верхнеюрских толщ (Решения..., 1959; и др.), в дальнейшем в многочисленных публикациях, решениях коллоквиумов по фауне и биостратиграфии, в решениях региональных стратиграфических совещаний по Сибири схемы структурно-фациального районирования и региональные стратиграфические, как правило, разрабатывались отдельно для нижней-средней и верхней юры, существенно отличаясь наборами структурно-фациальных зон, степенью палеонтологического обоснования, детальностью региональных шкал и конструкцией (Региональные... схемы..., 1981; Решения..., 1981, 1991; и др.).

Стратиграфическая схема и районирование ниже-среднеюрских отложений Западно-Сибирской равнины разрабатывается с 50-х годов, с момента появления первых геолого-геофизических материалов по ее глубинному строению (рис. 14). На Первом Межведомственном совещании по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири в Ленинграде (Решения..., 1959) нижний и средний отделы юры были объединены в заводоуковскую серию. Считалось, что на большей части территории Западно-Сибирской равнины она представлена угленосной тюменской свитой.

Позже, на совещании в г. Новосибирске, кровля тюменской свиты была включена в келловей, а в Колпашевско-Нарымском районе в нее вошла верхняя часть нижней юры с выделенной в подошве свиты тогурской пачкой черных аргиллитов раннеюрского возраста (Решения..., 1961). На следующем

стратиграфическом совещании в г. Тюмени (Решения..., 1969, 1970) объем тюменской свиты был расширен до геттанга с выделением трех подсвит, а морские ниже-среднеюрские отложения Усть-Енисейского района расчленены на семь свит: зимнюю, левинскую, джангодскую, лайдинскую, вымскую, леонтьевскую, малышевскую в составе большехетской серии. На стратиграфической схеме, утвержденной МСК в 1978 г. (Указания..., 1984), тюменская свита также расчленена на три подсвиты, нижняя и верхняя из них, в свою очередь, подразделяются на ряд пачек. Средняя подсвита показана в объеме тоара.

В Усть-Енисейском районе оставлены свиты большехетской серии. Средний и нижний отделы, по предложению И.И. Нестерова (Конторович и др., 1975), разделены на пять горизонтов: шеркалинский, джангодский, лайдинско-вымский, леонтьевский и малышевский. При подготовке к Пятому Межведомственному региональному стратиграфическому совещанию по Западной Сибири, проведенному в г. Тюмени в 1990 г. (Решения..., 1991), вопросам совершенствования стратиграфической схемы нижней и средней юры было посвящено значительное количество работ (см. ниже дискуссию о расчленении нижней и средней юры Западной Сибири) (Шурыгин и др., 1995). В некоторых из них обсуждались принципиальные вопросы стратификации нижней и средней юры Западной Сибири в целом либо очень крупных ее частей.

Так, Ю.В. Бладучан (1985) тюменскую свиту рассматривает на большей части равнины, а большехетскую серию — в Усть-Енисейском и Ямальском районах. Выделены зимний, левинский, джангодский (с тремя подгоризонтами), лайдинский, вымский, леонтьевский, малышевский горизонты, объединенные в заводоуковский надгоризонт. В работах А.А. Нежданова и В.В. Огибенина (1987; Нежданов и др., 1990) свиты большехетской серии приняты также для Ямало-Гыданского и Усть-Енисейского районов. На остальной территории, разделенной на ряд районов, тюменская свита с тремя подсвитами приведена в объеме средней юры (без низов ааленского яруса). Нижняя юра и часть аалена объединены в шеркалинскую, горелую, котухтинскую, самбургскую и худосейскую свиты, сменяющие друг друга по латерали (см. рис. 14). Одновременно в составе ниже-среднеюрских

отложений Западной Сибири выделены пять региональных циклитов (зимний, левинско-нижнеджангодский, средне-верхнеджангодский, лайдинско-вымский, леонтьевско-малышевский), отвечающих соответствующим свитам большехетской серии.

Иной принцип районирования (палеогеографический в своей основе) и соответствующая конструкция стратиграфической схемы предложены специалистами СНИИГГиМСа. Ими в пределах Западно-Сибирской плиты выделены три крупные фациальные области распространения ниже-среднеюрских отложений: морская Ямало-Гыданская, переходная Обь-Тазовская и континентальная Обь-Иртышская (Гурари и др., 1988а). В первых двух приняты литостратиграфические подразделения большехетской серии, за исключением джангодской свиты, вместо которой предложены шараповская, тогурская и надояхская свиты. В Обь-Тазовской области установлен континентальный аналог зимней свиты — береговая свита. Для Обь-Иртышской области Ф.Г. Гурари предложены шеркалинская, тогурская и тамбаевская (с тремя подсвитами) свиты. В последующей работе А.М. Казакова и В.П. Девятова (1990) для переходной Обь-Тазовской области приведена самостоятельная литостратиграфическая схема (снизу вверх): береговая, таркосалинская, черничная, тогурская, селькупская, перевальная, толькинская, сандибинская и надымская свиты, являющиеся аналогами морских свит Ямало-Гыданской области. В составе тамбаевской свиты Обь-Иртышской области, вслед за Ф.Г. Гурари (Гурари и др., 1988а), показаны три подсвиты, но с другим их вещественным и генетическим содержанием. Эта схема и явилась основой предложенного специалистами СНИИГГиМСа альтернативного варианта региональной стратиграфической схемы ниже-среднеюрских отложений Западной Сибири на Пятом Межведомственном стратиграфическом совещании в г. Тюмени (1990 г.) (см. рис. 14). На основании дополнительных материалов по глубокому бурению, сейсмическим работам, по находкам фауны и флоры впоследствии были уточнены фациальное районирование, стратиграфический диапазон и распространение стратонев (Девятов и др., 1994; Шурыгин и др., 1995).

Необходимо отметить, что в предложенной сотрудниками СНИИГГиМСа схеме вы-

деление единой тогурской свиты (низы нижнего тоара) для морской, переходной и континентальной областей, строго говоря, не отвечает принципам латеральной стратификации, принятой авторами. В северных разрезах (Ямало-Гыданская область) отложения этого возраста представлены преимущественно сероцветными, относительно бедными органическим веществом морскими глинами и аргиллитами. Понятно, что использование для реперной пачки нижнего тоара названия “тогурская свита” для всех трех фациальных областей — это, в известной мере, дань традициям и глубоко укоренившимся среди геологов представлениям о трансрегиональном распространении этой толщи (Шурыгин, 1978; Нежданов, 1984; Девятков, 1987; и др.). Однако тогурские глины и аргиллиты — это отложения крупных озер, периодически сообщавшихся с открытым морем, значительно более богатые планктоно- и бентосогенным органическим веществом, которое обладает на порядок более высоким генерационным потенциалом по сравнению с северными районами. Хотя следует отметить, что типично морская фауна обнаружена в тогурских глинах даже в фациальных районах южных территорий Западной Сибири. Видимо, название “тогурская свита” следует сохранить за глинистой толщей низов нижнего тоара Усть-Тымской, Нюрольской впадин, южной части Колтогорского мегапрогиба и некоторых других районов, где они будут встречены в озерно-ингрессионных фациях и обогащены органическим веществом.

Тогурская свита (первоначально в качестве пачки) была установлена Ф.Г. Гурари в Колпашевско-Нарымском районе (Решения..., 1961), который в настоящее время рассматривается в составе переходной и континентальной областей. В северной (Ямало-Гыданской) фациальной области синхронная пачка морских глин является, вероятно, аналогом широко известного на севере Сибири китербютского реперного горизонта (Емельянцева, 1939а, б; Сакс и др., 1963; Шурыгин, 1978; и др.). Морские отложения этого стратиграфического интервала несут индивидуальные черты относительно спокойноводно-

го седиментогенеза и отличаются тонкодисперсным составом, тонкой слоистостью, зачастую битуминозностью. Ранее в Усть-Енисейском районе эти образования (среднеждангодская толща) назывались еще и “китербютским горизонтом” (Решения ..., 1981). Видимо правильным было бы в Ямало-Гыданской области нижнетоарские аргиллиты именовать китербютской свитой, а понятие “тогурская” сохранить для синхронной толщи переходной и континентальной областей. Однако полное соответствие стратиграфического объема “китербютских” и ямало-гыданских “тогурских” (среднеждангодских в прежних схемах) глин пока не доказано. Судя по последним сведениям по распределению микрофауны и палинокомплексов в ядрах из соответствующего интервала скважин, стратиграфического перерыва, указываемого для севера Средней Сибири на границе плинсбаха и тоара (Шурыгин, 1978; и др.), в Ямало-Гыданской области, по-видимому, нет.

Первые стратиграфические схемы расчленения ниже-среднеюрских отложений на территории Сибирской платформы в современном виде появились еще в 30-е годы. Результаты детальных исследований по материалам скважин и рекогносцировочных маршрутов и оценки перспектив нефтегазоносности севера территории опубликованы в статьях Т.М. Емельянцева, А.И. Берзина, М.К. Калинин при участии В.И. Бодылевского и Е.В. Мятлюк. В послевоенные годы исследования перспективных районов продолжались, однако, как и прежде, ниже-среднеюрские отложения описывались поярусно, или как слои с фауной, при этом отмечались маркирующие горизонты (китербютский) (Емельянцева, 1953). Для Усть-Енисейского района В.Н. Сакс и З.З. Ронкина (1957) в обобщающей работе, описывая стратиграфию поярусно, привели свитное расчленение, обозначая стратоны по преобладающим породам (свита песчаников и глин). Аналогичным образом рассматривалось расчленение разрезов Анабаро-Хатангского междуречья. И лишь в 1956 г., по предложению М. К. Калинин, утверждены первые литостратиграфические подразделения: арангастахская

Рис. 14. Сопоставление схем расчленения нижней и средней юры Западной Сибири (предыдущие исследования и предлагаемый вариант).

Заливкой показаны существенно глинистые горизонты.

и юронтгумусская свиты (Труды..., 1957). Позднее свиты были установлены и для Усть-Енисейского района (Решения..., 1969). Окончательная схема расчленения ниже-среднеюрских отложений этого района опубликована рядом геологов (Байбародских и др., 1968). Учитывая потребности геологической практики, литостратиграфическое расчленение было разработано и для восточной части Енисей-Хатангского прогиба (Карцева и др., 1971, 1974). Для нижней юры приняты те же свиты, что и на западе, для средней — утвержденные совещанием в 1956 г. (арангастахская и юронтгумусская). К Третьему Межведомственному стратиграфическому совещанию литостратиграфия нижней и средней юры севера Средней Сибири пересмотрена и ревизована с учетом новых сведений о ярусной и зональной разбивке этого интервала, уточнено положение границ литостратонов на шкале общих стратиграфических подразделений, определены и описаны новые свиты (Сакс и др., 1978; Шурыгин, 1978). Так, в основании разреза была оставлена зимняя свита, а выше выделены аиркатская и сайбылахская.

На Межведомственном совещании по стратиграфии Сибири в Ленинграде (Труды..., 1957) в ряде докладов содержались сведения о выделяемых в ниже-среднеюрской толще севера и востока Сибирской платформы свитах (хоронгская, чекуровская). До этого в ранге стратиграфических подразделений выступали толщи (например, укугутская), слои (“кардиниевые”, “ледо-белемнитовые”), часто несущие и литологическую, и палеонтологическую нагрузку. В 1961 г. на Межведомственном совещании по стратиграфии Якутии (г. Якутск) утверждена новая схема по восточной части территории. На Третьем Межведомственном региональном стратиграфическом совещании по мезозою и кайнозою Средней Сибири, состоявшемся в г. Новосибирске в 1978 г. (Решения..., 1981), принята стратиграфическая схема, являющаяся последней до настоящего времени из утвержденных МСК по этой территории. Эта схема уже не отражает современного состояния стратиграфических данных по нижней и средней юре Сибири. Заметим, что при подготовке к совещанию были опубликованы материалы по основным выделяемым в рассматриваемом интервале литостратиграфическим подразделениям (Но-

вые данные..., 1978), учтены ранее установленные “литостратоны” и обобщены различные авторские варианты, в результате чего корреляционная часть схемы приобрела современный вид. Позднее литостратиграфическое расчленение ниже-среднеюрских отложений нефтегазоперспективных районов Средней Сибири было дополнено обособлением кыринской свиты Лено-Анабарского прогиба (Девятов, Казаков, 1991). Наступила пора переосмысливания стратиграфии различных районов. Появились публикации, в которых на основе разработки новых зональных шкал и комплексного био-стратиграфического анализа относительно точно на современной шкале общих стратиграфических подразделений определялись объем и положение границ широко известных в литературе свит (Шурыгин, 1986, 1987а, б; Князев и др., 1991; Меледина и др., 1991). Опубликованы новые варианты схем расчленения некоторых интервалов нижней и средней юры для отдельных районов (Репин, 1983; Слассенов и др., 1986, 1991; Галабала и др., 1989, 1990; и др.), подлежащие апробации по материалам других исследователей и увязке с современными био-стратиграфическими шкалами.

Стратиграфические схемы келловей и верхней юры Восточной и Западной Сибири, разрабатываемые параллельно с самых первых лет исследования мезозоя Сибири, всегда считались более детальными и био-стратиграфически лучше обоснованными по сравнению с таковыми для нижней и средней юры. Такое представление базировалось на большей насыщенности верхнеюрских толщ макро- и микрофауной, лучшей обогащенности этих толщ на севере Сибири, более широком распространении и более интенсивном их изучении. Последнее особенно касается территорий Западной Сибири, где келловей-верхнеюрские толщи морского генезиса с изобильными фоссилиями очень широко распространены и вскрываются практически всеми пробуренными скважинами. Трансгрессивный характер этой толщи очевиден еще с самых первых работ по стратиграфии мезозоя Западной Сибири (Ростовцев, 1955, 1956, 1958; и др.). Характерные для отложений этого трансгрессивного этапа развития Западной Сибири черты верхнеюрской толщи (небольшие мощности, преобладание глинистых пород, на-

растающее снизу вверх по разрезу) постоянно отмечались в публикациях, посвященных геологии и стратиграфии этого крупнейшего в России нефтегазоносного региона (Сакс, Ронкина, 1957; Ростовцев, 1958; Решения..., 1959, 1961, 1981, 1991; Брадучан и др., 1968; Конторович и др., 1975; и др.). Детальные исследования конкретных районов послужили основанием для обособления и описания многочисленных литостратонов, образующих единый фациальный ряд (от морских глин даниловской свиты на западе до солончато-водных образований тяжинской и максимоярской свит на юго-востоке) (Стратиграфический словарь..., 1978; Решения..., 1991; и др.). Границы литостратонов обычно рассматривались как относительно изохронные, хорошо следящиеся на огромной территории, что привело в конечном счете к обособлению объединяющих литостратоны по латерали региональных стратиграфических горизонтов, которые использовались преимущественно на территории Западной Сибири (Конторович и др., 1975; Региональные... схемы..., 1981; Решения..., 1991; и др.). Лучшая изученность, многочисленные интенсивные исследования литолого-фациального и биостратиграфического планов верхнеюрских толщ в конкретных регионах (Ростовцев, 1958; Сакс и др., 1963; Стратиграфия..., 1976; и др.) определяли постоянно более детальное структурно-фациальное районирование по сравнению с таковым для нижней и средней юры, значительно большую (иногда, по нашему мнению, излишнюю) пестроту описанных литостратонов. Однако массовость материалов и отсутствие обобщающих ревидий нередко в последнее время приводили к противоречиям в принятых региональных стратиграфических схемах верхней юры. Особенно это касается территорий Западной Сибири. На специально проводимых рабочих совещаниях и коллоквиумах по макро- и микрофауне, спорам и пыльце, макрофлоре (г. Якутск, 1961; г. Новосибирск, 1972, 1977; г. Ленинград, 1976, 1977, 1978; г. Тюмень, 1978, 1990, 1991; и многие другие) постоянно вносились усовершенствования в унифицированную (биостратиграфическую) часть схем. Однако нередко возникала ситуация, когда перемещение границ биостратонов и пределов распространения характерных комплексов, утопленное изо-

билием новых материалов, не учитывалось при последующем составлении корреляционной части региональных стратиграфических схем. Соответственно типичные комплексы, первоописание которых связано с нахождением в реальных геологических телах (определенных в литостратонах), оказывались в региональной части принятых схем на иных стратиграфических уровнях по сравнению с материнскими литостратонами в корреляционной части (см. рис. 12–14). Такая ситуация имеет место, например, в принятых в 1978 г. схемах юры Средней Сибири (Решения..., 1981). Впоследствии подобные ошибки переходили из схемы в схему, дожидаясь серьезных ревидий.

Тщательной ревизии с точки зрения валидности, согласно Стратиграфическому кодексу (1992), требуют представления о литостратиграфическом расчленении некоторых широко известных и постоянно применяемых в схемах подразделений. Сведения по литостратиграфии верхней юры Западной Сибири, накопленные к настоящему времени, настолько обширны, что некоторая путаница, возникшая при составлении и последующей детализации первых стратиграфических схем из-за недостатка материала и несовершенства на первых этапах стратиграфической номенклатуры, просто “тонет” в нем, переходя из одних решений совещания в другие. Положение усугубляется еще и тем, что сторонники плоскопараллельной модели строения верхней юры и неокома предпочитают избегать изображений на стратиграфических схемах скользящих границ литостратонов, тогда как исповедующие клиноформные модели, рисуя многочисленные профили со скользящими границами литостратонов, как правило, не предлагают соответствующих своим моделям стратиграфических схем, отвечающих требованиям Стратиграфического кодекса.

Крайне необходимо к настоящему времени уточнить стратиграфическое положение ряда обычно используемых как реперные литостратонов и их границ. Так, почти повсеместно в Западной Сибири, где развиты морские образования нижнего в верхней юре васюганского горизонта, в разрезах на границе с тюменской свитой устанавливается базальный песчаный пласт, часто содержащий остатки морской фауны,

но плохо отличающийся на каротажных диаграммах от пласта Ю₂ в кровле тюменской свиты. В современных схемах он рассматривается как пласт Ю₂⁰ и выделяется, по предложению геологов из “Новосибирскгеология”, в качестве пахомовской пачки (Атлас..., 1990; Решения..., 1991; и др.). Обычно в схемах его связывают с основанием верхней юры. По современным данным его следует считать среднеюрским (Шурыгин и др., 1995; и др.).

Верхняя граница слоев, отвечающих завершению поздней юрской трансгрессии, также не совпадает с границей юры и мела и обычно рассматривается внутри берриаса или еще выше. Опорный отражающий горизонт Б связывают с наиболее глубоководными отложениями, фиксирующими максимум позднеюрско-раннемеловой трансгрессии. Своеобразие модели строения верхнеюрско-неокомского этажа чехла Западно-Сибирской плиты, постоянно отмечаемое в последнее время в публикациях, связано со специфической картиной сейсмической характеристики, согласно которой площадное распространение отражений сигмоидного типа имеет обрамляющий характер (Решения..., 1991; и др.).

В схемах, утвержденных совещанием 1990 г., наунакская свита включена в полном объеме в состав васюганского горизонта (Решения..., 1991) (верхние границы их совмещены), который с современных позиций рассматривается в объеме верхов верхнего бата-нижней половины верхнего оксфорда (Шурыгин и др., 1995; и др.). Однако анализ макро- и микрофауны, известной из этой свиты, предполагает возрастное скольжение верхней границы наунакской свиты в пределах верхов слоев с *Amoeboceras* spp. — а-зоны gavni.

До сих пор не ясно территориальное соотношение васюганской и наунакской свит. Еще на стратиграфическом совещании 1967 г. высказывалось мнение о нецелесообразности выделения наунакской свиты из-за нечеткого определения ее границ. Довольно обширный район, где соответствующая толща имеет пе-

реходный между наунакской и васюганской свитами характер, на стратиграфических схемах, принятых на последнем совещании, включена в Сильгинский район, для которого показана наунакская свита (Решения..., 1991). Вряд ли такое решение можно считать корректным, поскольку строение разрезов в этом районе не соответствует стратотипическому для наунакской свиты Усть-Тымской впадины.

Требует обсуждения валидность применения названия “марьяновская свита” для толщи пород начиная с верхов верхнего оксфорда, как и ревизия стратиграфического объема стратотипа (в типовом разрезе, использованном Ф.Г. Гурари (1959), баженновской свиты.

До сих пор осталась неопределенность в понимании объема и стратиграфического положения барабинской пачки, в которую первоначально, судя по публикациям, в некоторых районах включали песчаники, в настоящее время рассматриваемые в схемах как пахомовская пачка (Ростовцев, 1955, 1956; Осыко, 1958; и др.).

В качестве региональной шкалы в стратиграфических схемах верхней юры, помимо горизонтов, рассматриваются также подразделения зонального ранга, обособленные автономно по разным группам макро- и микрофауны. Детальные исследования и переизучение известных в Западной Сибири комплексов макро- и микрофауны и новые находки постоянно вынуждают детализировать шкалы и уточнять положение границ биостратонов относительно стандарта, а вслед за ними, и границ местных стратиграфических подразделений. Так, в региональную часть шкал введена в последнее время автономная шкала по бухидам (Решения..., 1991), пересмотрены объемы и номенклатура зон по фораминиферам, предложено ввести автономную шкалу по белемнитам, которые часто встречаются в кернах скважин (Захаров и др., 1998; Шурыгин и др., 1998; и др.).

СОСТОЯНИЕ ШКАЛЫ ОБЩИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ

В мезозойской эратеме юрская система занимает срединное положение. Она разделена на три отдела.

Ярусная и зональная стратиграфические шкалы юры, используемые в качестве международного стандарта, продолжают совершенствоваться благодаря активной деятельности Международной стратиграфической подкомиссии по юрской системе и ее рабочих групп. Работа проводится в направлении уточнения и детализации стандарта, пополнения палеонтологической характеристики стратонов, усовершенствования принципов распознавания, фиксации границ и латерального прослеживания стратонов, что достигается комплексным переизучением стратотипов ярусов и зон, обоснованием региональных парастратотипов, монографическим изучением всех известных в стратотипах и парастратотипах групп ископаемой фауны, уточнением биостратиграфического значения таксонов. Подразделения зонального ранга именуются по выбранному из руководящей группы ископаемой фауны виду-индексу. В юре эта роль отведена аммоноидеям.

Главным принципом совершенствования стандартной шкалы является установление в стратотипе границ (поверхностей, плоскостей) биостратонов. По договоренности определяется нижняя граница каждого подразделения, верхняя — автоматически отвечает нижней границе вышележащего стратона того же ранга. Основание самого низкого члена иерархии (зоны, подзоны) определяется по базальной границе в назначенном типовом разрезе. Посредством такого приема выполняется требование обеспечения реального якоря (точки отсчета) в разрезах для всей иерархической последовательности. Стратотипы стандартных подразделений юры Международной стратиграфической шкалы находятся на территории Англии и Северо-Западной Европы.

В настоящее время для всех ярусов юрской системы разработаны зональные и подзональные шкалы по разрезам Северо-Запад-

ной Европы (международный стандарт, используемый в качестве эталона), которая в юрскую эпоху входила в состав Суббореальной палеобиогеографической области (см. рис. 2–5). Параллельно созданы зональные шкалы для Юго-Восточной Европы, бывшей в юре частью Среднеземноморской палеобиогеографической области. Обе шкалы хорошо увязаны между собой, хотя имеющиеся в шкалах различные обозначения зон и подзон отображают палеобиогеографическую специфику фауны Бореального и Тетического поясов.

Для унификации понимания стандартных подразделений при составлении региональных стратиграфических схем и проведении любых геологических работ на обширной территории бывшего СССР, комиссия по юрской системе при МСК России под руководством Г.Я. Крымгольца на основе анализа и обобщения имеющихся данных составила общую ярусную и зональную шкалы юрской системы и схему корреляции региональных биостратиграфических шкал со стандартом и рекомендовала их для использования при изучении юрских отложений (Крымголец, 1978; Зоны..., 1982).

Однако за прошедшее с тех пор время в стандартную западно-европейскую зональную шкалу юры были внесены заметные изменения, которые следовало учитывать в унифицированной части всех новых стратиграфических схем территории России. Часть новых рекомендаций можно найти в более позднем издании упомянутой книги о зонах юрской системы (Jurassic..., 1988).

Ряд существенных изменений в зональном стандарте юры внесен Международной подкомиссией по юре в самые последние годы. В приведенном ниже обзоре учтены изменения, происшедшие в зональном стандарте за последнее время и освещенные в публикациях зарубежных коллег (Cope et al., 1980; Dietl, 1982; Callomon et al., 1989a,b; Hahn et al., 1990; и др.).

Благодаря тому, что юрские отложения широко развиты в Европе, Азии, Аме-

рике и т.д. и богаты окаменелостями, эта система изучена значительно лучше других. Нижний отдел расчленяется на четыре яруса. Стандартная зональная шкала нижней юры насчитывает к настоящему времени свыше 24 зон и подзон. Хотя положение границы юры и триаса до сих пор не отчетливо. Нижняя граница нижнего отдела юры, а соответственно, и нижняя граница системы в целом до настоящего времени проводилась в основании геттангского яруса по подошве зоны *Psiloceras planorbis*. Эта зона обычно рассматривается как репер в глобальном масштабе (Dean et al., 1961). До сих пор полагали, что именно с этого уровня началось коренное обновление комплексов аммонитов. Однако в разрезах стратотипической местности (Англия, Франция, Германия) ниже слоев с *P. planorbis* и над триасовыми слоями с *Choristoceras marcheri*, *Rhaetavicula contorta* есть слои, лишенные аммонитов. Сходная ситуация наблюдается в разрезах Северо-Востока России (бассейн рек Кедон, Вилига, Гижига). Однако здесь над заведомым триасом и ниже слоев с *Psiloceras cf. planorbis*, *P. viligaensis* обнаружены аммониты, описанные в качестве нового рода и вида *Primapsiloceras primulum* (Полуботко, Репин, 1981). Слои с этими аммонитами широко распространены на Северо-Востоке России и сопоставлены авторами вида-индекса с подпланорбисовыми слоями Англии и слоями с мелкими *Schlotheimia* в Бельгии. Таким образом, И.В. Полуботко и Ю.С. Репин предложили обоснование новой самой древней в геттанге зоны *Primapsiloceras primulum* (Зональная стратиграфия..., 1991; Репин, 1997). Однако в Бур-Оленекском районе Сибири в низах кыринской свиты *Primapsiloceras primulum* найдены совместно с *Psiloceras planorbis* выше находок *P. olenekense*, т. е. в комплексе аммонитов выделяемой здесь зоны *P. planorbis* (Князев и др., 1991). Судя по этим находкам, решение вопроса о положении границы триаса и юры требует дальнейшего детального изучения разрезов Северо-Востока России и Сибири. Международная стратиграфическая подкомиссия по стратиграфии юры не утвердила предлагаемую на Северо-Востоке России для основания нижней юры зону *Primapsiloceras primulum* из-за редкости находок и слабой выразительности зонального комплекса.

В целом геттангский ярус в стандарте рассматривается в составе двух подъярусов и трех зон: *Psiloceras planorbis*, *Alsatites liasicus*, *Schlotheimia angulata*. Единообразия в понимании объема подъярусов в стратерегионе до сих пор нет. Немецкие исследователи проводят границу нижнего и верхнего подъярусов в "черной юре" (Buch, 1839) между зонами *Alsatites liasicus* и *Schlotheimia angulata* (между "черной юрой альфа один и альфа два" Ф. Квенштедта (Quenstedt, 1843)), тогда как в Англии, вслед за Д. Аркеллом, к нижнему подъярису геттанга относят только зону *Psiloceras planorbis*. В настоящий момент принято разделение геттанга на подъярусы в соответствии с последней точкой зрения, т. е. по границе зон *planorbis* и *liasicus* (Зональная стратиграфия..., 1991; Jurassic..., 1988).

Синемюрский ярус делится на два подъяруса, объединяющих по три зоны: нижний — зоны *Arietites bucklandi*, *Arnioceras semicostatum*, *Caenites turneri*; верхний — *Asteroceras obtusum*, *Oxynoticeras oxynotum*, *Echioceras raricostatum*.

Плинсбахский ярус состоит из двух подъярусов: нижний включает зоны *Uptonia jamesoni*, *Tragophylloceras ibex*, *Prodactylioceras davoei*; верхний — *Amaltheus stokesi*, *Amaltheus margaritatus*, *Pleuroceras spinatum*.

Тоарский ярус в последнее время рассматривается в объеме двух подъярусов: нижний состоит из трех зон — *Dactylioceras tenuicostatum*, *Harposeras falciferum*, *Hildoceras bifrons*; верхний — *Haugia variabilis*, *Grammoceras thouarsense*, *Dumortieria levesquei*.

На среднеюрскую эпоху приходится время нарастания изоляции в западном секторе Арктики, обособившей районы стратерегионов ярусов от территорий, примыкающих к Арктическому океану (см. рис. 4). Если в начале средней юры еще сохраняются связи североευропейских палеоморей с арктическими, то во второй половине эпохи в высоких широтах обособилась Бореальная палеобиогеографическая область, охватывавшая север Америки и Евразии (включая северные территории России) и Восточную Гренландию с характерным существенно обедненным составом биоты и высоким эндемизмом таксонов. Среднеюрские отложения в бореальном секторе России и Северо-За-

падной Европе формировались в разных палеобиогеографических областях, и прямая корреляция разрезов средней юры этих территорий не осуществима. Это обстоятельство обусловило необходимость разработки для верхнего байоса, бата и келловей бореальной юры зональной шкалы, отличной от стандартной суббореальной. Впервые подобная шкала была создана в Восточной Гренландии, где в среднеюрских комплексах аммонитов, в отличие от бореальной юры России, имеется большая примесь суббореальных элементов, что обеспечивает достаточно хорошую корреляцию восточно-гренландской шкалы байоса, бата и келловей с западно-европейскими стандартами этих ярусов. Соответственно восточногренландская шкала принята для большей части средней юры за бореальный стандарт, и корреляция средней юры бореальных регионов России со стандартом осуществляется через эту шкалу (см. рис. 5).

Ааленский ярус в стандарте подразделяется на два подъяруса: нижний представлен зоной *Leioceras opalinum*, верхний — зонами *Ludwigia murchisonae* и *Graphoceras concavum*.

В байосском ярусе рассматриваются два подъяруса: нижний включает зоны — *Hyperlioceras discites*, *Witchellia laeviuscula* (выделяется вместо прежней зоны “*Sonninia sowerbyi*”), *Otoites sauzei* и *Stephanoceras humphriesianum*; верхний — *Strenoceras niortense* (вместо выделяемой ранее *S. subfurcatum*), *Garantiana garantiana* и *Parkinsonia parkinsoni*.

Батский ярус состоит из трех подъярусов: нижний представлен зонами *Zigzagoceras zigzag* и *Asphinctites tenuiplicatus*; средний — *Procerites progracilis*, *Tulites subcontractus* и *Morrisiceras morrisi*; верхний — *Procerites hodsoni*, *Oxycerites orbis* (вместо бывшей ранее “*Ox. aspidoides*”, поскольку местонахождение вида *O. aspidoides* Opp., как теперь установлено, — нижний бат, вблизи границы с байосом) и *Clydoniceras discus*.

До недавнего времени келловейский ярус помещался на всех отечественных био-стратиграфических схемах в верхний отдел юры, а граница между средним и верхним ее отделами проводилась между батским и келловейским ярусами. Однако во всех странах мира келловей рассматривался в соста-

ве среднего отдела юры, в соответствии с рекомендацией Люксембургских коллоквиумов по юре 1962 и 1967 гг.

В феврале 1989 г. Постановлением Межведомственного стратиграфического комитета утверждено решение расширенного заседания Бюро юрской комиссии о необходимости рассматривать келловей в средней юре и на территории бывшего СССР прежде всего для удобства корреляции юрских отложений в международном масштабе.

Келловейский ярус состоит из трех подъярусов. В нижнем выделяются стандартные зоны *Macrocephalites herveyi*, *Proplanulites koenigi* и *Sigaloceras calloviense*. В связи с большим объемом проведенных палеонтологических исследований и переизучением стратотипических разрезов келловей уточнены номенклатура и стратиграфическое положение отдельных таксонов, в том числе используемых в качестве зональных и подзональных индексов в стандарте келловей. Именно по этой причине прежняя индексация нижней зоны как *Macrocephalites macrocephalus* заменена на *M. herveyi* (поскольку точное местонахождение первого вида, как установлено, — зона *Proplanulites koenigi*). Зона *Sigaloceras calloviense*, ранее выделявшаяся в нижнем келловее над зоной *macrocephalus*, разделена на две самостоятельные зоны *Proplanulites koenigi* и *Sigaloceras calloviense*, как это в свое время было на схемах, предложенных Д. Аркеллом. Каждая из трех зон нижнего келловей подразделяется на подзоны: по три — в двух нижних и две — в верхней (Callomon et al., 1989a, b).

Зональное деление среднего и верхнего подъярусов келловей в стандарте осталось прежним: зоны *Kosmoceras jason* и *Erymnoceras coronatum* — в среднем и *Peltoceras athleta* и *Quenstedtoceras lamberti* — в верхнем. Все зоны состоят из подзон, в которых установлены горизонты с аммонитами. Однако для корреляции с зонами, выделяемыми в Сибири, столь дробное деление стандартной шкалы несущественно. Поэтому на унифицированной шкале стандарта келловейского яруса показаны только его зоны.

Для нижнего келловей, как и для бореального бата, разработана на разрезах Восточной Гренландии автономная зональная шкала, построенная на аммонитах из семей-

ства *Cardioceratidae* и суббореальных *Keppleritinae*, встречающихся только в этом регионе (см. рис. 6). В последнее время благодаря нахождению *Kepplerites* в верхнем бате Северо-Западной Германии и уточнению диапазонов видов в генетической последовательности рода *Kepplerites* была уточнена корреляция восточно-гренландских зон с зонами западно-европейского стандарта.

Верхний бат в Восточной Гренландии объемлет зоны *Cadoceras variabile* и *C. calaux*, а келловой начинается с зоны *C. apertum*, выше которой показана зона *C. nordenskjoeldi*. Две последние зоны приравниваются к большей части зоны *Macrocephalites herveyi*. Выше, после перерыва в наблюдении, выделяется зона *Sigaloceras calloviense* (Callomon, 1985). В Восточной Сибири установлены специфические виды *Cadoceras*, индексирующие последовательный ряд зон: *C. barnstoni* (со слоями с *C. variabile* в верхней части), *C. falsum*, *C. anabarense*, *C. emelianzevi*. Граница между батом и келловеем проводится в основании зоны *C. falsum*, которая вместе с перекрывающей ее зоной *C. anabarense* приравнивается к нижней зоне келловей *Macrocephalites herveyi* и коррелирует с восточно-гренландскими *Cadoceras apertum* и *C. nordenskjoeldi*. Такое сопоставление несколько условно и не может считаться окончательным.

В среднем и верхнем келловее состав аммонитовых ассоциаций в разных регионах выравнивается, поэтому повсеместно применимой становится зональная шкала международного стандарта.

Зональный стандарт оксфордского яруса разработан, за исключением верхней части среднего подъяруса, на разрезах Англии и Нормандии. Основу зонального разделения составляют аммониты из семейств *Cardioceratidae* и *Perisphinctidae*. В настоящее время оксфорд подразделен на три подъяруса. Относительная однородность комплексов аммонитов в нижнем оксфорде является предпосылкой однообразного понимания объема и зонального содержания этого подъяруса всеми исследователями в Западной Европе (см. рис. 5).

Начиная со среднего оксфорда, все заметнее проявляется межбассейновая дифференциация фаун. Комплексы аммонитов обособившейся в это время Средиземноморской провинции существенно отличаются от та-

ковых страторегии северо-западно-европейского стандарта. В связи с этим для среднего и верхнего оксфорда этой провинции разработана зональная шкала, не похожая на стандартную (Jurassic..., 1988). В стандарте индексация зональных подразделений среднего-верхнего оксфорда закреплена за представителями семейства *Perisphinctidae*. Поскольку они практически отсутствуют в оксфорде арктических и субарктических бассейнов (включая Шотландию), возникла необходимость создания параллельной стандарту аммонитовой шкалы для этих регионов. Шкала, в основе зонального деления которой лежит последовательность комплексов представителей (родов и видов) бореального семейства аммонитов *Cardioceratidae*, предложена Р. Сайксом и Дж. Кэлломоном (Sykes, Callomon, 1979). Она разработана на разрезах Восточной Гренландии и Шотландии. Апробация этой шкалы показала принципиальную возможность ее широкого применения в разных регионах огромной территории: на Русской платформе, в Западной Сибири, на Сибирской платформе (Месежников и др., 1985, 1989; Вячкилева, 1987; и др.) (см. рис. 11). Сейчас эта шкала признана в качестве бореального стандарта оксфорда. Однако шкала, разработанная для суббореальных отложений России (Месежников и др., 1989), имеет, по сравнению с бореальным стандартом, ряд особенностей. В то же время новые находки аммонитов на Восточном Таймыре, сделанные А.Н. Алейниковым, позволили прийти к выводу о полной идентичности смены видов кардиоцератид в среднем-верхнем оксфорде этого региона и Восточной Гренландии. Следовательно, можно считать доказанной возможность применения бореального зонального стандарта для расчленения среднего-верхнего оксфорда Восточной Сибири (Алейников, Меледина, 1991, 1993).

За последнее время и в зональные подразделения западно-европейского стандарта оксфорда внесены некоторые изменения. В нижнем оксфорде выделяются зоны *Vertumnoceras mariae* и *Cardioceras cordatum*. Средний подъярус разделен на две зоны — нижнюю *Perisphinctes plicatilis* и верхнюю *Perisphinctes pumilis* (вместо *Gregoriceras transversarium*). Верхний подъярус состоит из двух зон (вместо прежних трех) — *Perisphinctes cautisnigrae* и *Ringsteadia*

pseudocordata (Sykes, Callomon, 1979; Cope et al., 1980). Все зоны оксфорда подразделены в стандарте на подзоны. Поскольку некоторые установленные в оксфорде на территории Сибири аммонитовые биостратоны сопоставимы именно с подзонами западно-европейского стандарта, целесообразно отражать подзональное деление стандартных зон в соответствующей графе стратиграфических схем Сибири. В зоне *mariae* — подзоны *Scarburgiceras scarburgense* и *Cardioceras praecordatum*; в зоне *cordatum* — подзоны *C. bukowskii*, *C. percaelatum* и *C. cordatum*; в зоне *plicatilis* — *C. vertebrate* и *Perisphinctes antecessens*; в зоне *pumilis* — *P. parandieri* и *Amoeboceras nunningtonense*; в зоне *cautisnigrae* — *P. cautisnigrae* и *P. variocostatus*; в зоне *pseudocordata* — подзоны *R. caledonica*, *R. pseudoyo*, *R. pseudocordata*, *R. evoluta*.

Особо следует остановиться на сложности корреляции зональных подразделений бореальной шкалы со стандартом, поскольку это напрямую затрагивает вопрос корреляции со стандартом подразделений оксфорда севера Сибири. В литературе имеются разные варианты корреляции этих шкал, в частности, пограничных зон среднего и верхнего оксфорда. В значительной мере разные толкования связаны с различным пониманием объема среднего подъяруса оксфорда. Как справедливо указали М.С. Месежников с соавторами, при включении в средний оксфорд зоны *Perisphinctes pumilis* в составе двух подзон становится невозможным сопоставление кровли этой зоны и зоны *transversarium*. При таком понимании среднего оксфорда теряется единственный критерий проведения границы среднего и верхнего оксфорда в бореальных разрезах — по смене *Cardioceras s.l.* на *Amoeboceras*, поскольку в Англии уровень появления *Amoeboceras* оказывается уже в среднем оксфорде в подзоне *A. nunningtonense* (Месежников и др., 1989). Для преодоления этого противоречия было предложено вернуться к пониманию среднего оксфорда в объеме одной зоны *P. plicatilis*, как это предлагали французские исследователи (Enay et al., 1967). В Пуату, на южном обрамлении Парижского бассейна, горизонт с *Cardioceras tenuiserratum* (аналог одноименной зоны в бореальной юре) приурочен к верхней части подзоны *P. antecessens*, т. е. к кровле зоны

plicatilis. Соответственно кровлю этой и бореальной зон *tenuiserratum*, образующих хорошо трассируемый изохронный уровень, предлагается рассматривать как границу среднего и верхнего оксфорда (см. рис. 5, 11). При таком понимании среднего оксфорда зона *Cardioceras tenuiserratum* должна быть сопоставлена только с верхней частью подзоны *P. antecessens*. Однако в Англии средний оксфорд принят в объеме двух зон, а зона *Amoeboceras glosense* помещается английскими исследователями уже в верхний оксфорд (Cope et al., 1980, fig. 11a,b). Поэтому зону *C. tenuiserratum* приходится приравнивать еще и к более высокой зоне *Perisphinctes pumilis*. Более условной является корреляция со стандартом зон верхнего оксфорда: *glosense* и *serratum* — с зоной *cautisnigrae*, а *regulare* и слоев с *Amoeboceras ex gr. rosenkrantzi* — с зоной *pseudocordata*.

Кимериджский ярус до сих пор вызывает много дискуссий как в отношении подъярусного деления, так и в определении его объема. По этим вопросам в литературе имеются два варианта — британский и континентальный. Нижняя граница яруса — в основании зоны *Pictonia baylei*, выделенной Г. Зальфельдом (Salfeld, 1913, 1914), принимается всеми однозначно. Сложнее ситуация с верхней границей яруса. На Втором коллоквиуме по юрской системе, прошедшем в Люксембурге в 1967 г., рекомендовано проводить верхнюю границу кимериджа в основании зоны *Gravesia gravesiana* (Resolution..., 1970). Нижний подъярус кимериджа разделен на зоны *Pictonia baylei* и *Rasenia cymodoce*, верхний — на зоны *Aulacostephanus mutabilis*, *A. eudoxus* и *A. autissiodorensis*. Для английских геологов стратиграфический объем в указанных выше границах является только нижним кимериджем (Cope et al., 1980, fig. 14), тогда как для остальных европейских, в том числе и российских геологов, приведенная сумма зон означает оба подъяруса кимериджа.

Начавшаяся в середине оксфорда дифференциация европейской фауны продолжалась и в кимеридже. Бореальные и тетические ассоциации аммонитов кимериджа весьма различны. Соответственно для Южной Европы создана параллельная международному стандарту и существенно отличающаяся от него зональная шкала. Обе шкалы надежно увязаны между собой в части верх-

него кимериджа; параллелизация же нижне-кимериджских зон севера и юга Европы более условна (Зоны..., 1982).

В наиболее северных районах Бореальной области в кимериджских отложениях из аммонитов встречаются только *Cardiocerata*. Поэтому нижнему кимериджу самых северных территорий отвечает местная зона *Amoeboceras kitchini* (Месежников, 1968, 1984). Для верхнего кимериджа особенностью арктических комплексов является присутствие специфических кардиоцератид — *Euprionodoceras* и *Horlocardioceras*. Слои с представителями названных родов установлены в низовье Енисея, на Земле Франца-Иосифа и Шпицбергене.

В качестве терминального яруса юры в бореальных бассейнах до последнего времени рассматривался волжский. Как указывалось выше, представления о положении верхней границы юры в Бореальной области связаны с пониманием объема волжского и берриасского ярусов в этой области и соответствием их титону и берриасу стандарта. Межведомственный стратиграфический комитет России в последнее время вынес постановление о переводе волжского яруса из категории общих в категорию региональных стратиграфических подразделений в ранге региояруса. Рекомендуются оставить в общей шкале пограничных отложений юры Бореальной области только титонский и берриасский ярусы, относя к верхней юре нижний и средний подъярусы волжского яруса, а верхний подъярус волжского яруса включать в низы берриаса (Постановления..., 1997). Однако далеко не все специалисты по стратиграфии бореальной юры согласны с этим предложением, основанным на представлениях И.И. Сей и Е.Д. Калачевой (1997 и др.), рас-

сматриваются различные варианты корреляции со стандартом, при которых волжский ярус в Бореальной области сохраняет свое значение (Герасимов и др., 1995; Захаров и др., 1997; Zakharov et al., 1996; и др.) (см. рис. 8). До окончательного решения вопроса на международном уровне мы сохраняем в своей работе прежнее представление о волжском ярусе (Зональная стратиграфия..., 1991; и др.).

Волжский ярус выделен на территории России. Зональная шкала этого яруса, разработанная отечественными геологами на разрезах в бассейне р. Волги, за прошедшие 15 лет не претерпела принципиальных изменений. Зональное деление, соответствующее таковому в страторегии волжского яруса, используется в унифицированной части стратиграфических схем Сибири лишь с незначительными коррективами.

Нижневолжский подъярус подразделен на три зоны — *Howaiskyia klimovi*, *I. sokolovi* и *I. pseudoscythica*; средневолжский объемлет зоны — *Dorsoplanites panderi* с подзонами *Pavlovia pavlovi* и *Zaraiskites zaraiskensis*, *Virgatites virgatus* с подзонами *V. virgatus* и *V. rosanovi* и *Epivirgatites nikitini*, которая на подзоны не подразделялась. В этой зоне сначала указывались слои с *E. nikitini* внизу и *E. bipliciformis* вверху (Зоны..., 1982), позднее в нижней части зоны зафиксировано распространение *Epivirgatites*, а в верхней — *Paracraspedites* (Месежников, 1984). В последнем варианте схемы (Jurassic..., 1988) зона *E. nikitini* состоит из подзон *Lomonossovella blakei* и *E. nikitini*, а выше выделяется самостоятельная зона *Paracraspedites oppressus*. Верхневолжский подъярус включает в себя зоны *Kachpurites fulgens*, *Craspedites subditus* и *C. nodiger*.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В процессе исследований применялись методы, принятые для изучения опорных разрезов мезозойских терригенных толщ Сибири (Опорный разрез., 1969, 1981; Меледина и др., 1987, 1991; и др.), использовались указания и методические рекомендации "Стратиграфического кодекса СССР" (1992), специального руководства ВСЕГЕИ "Задачи и правила изучения и описания опорных стратиграфических разрезов" (Предтеченский, 1983). Главной особенностью принятой методики явилось комплексное (одновременное в полевых и камеральных условиях) изучение разрезов специалистами нескольких геологических дисциплин, совместно и автономно решающих как вопросы стратиграфии, так и осуществляющих достаточно обстоятельное литолого-геохимическое, фациально-генетическое и палеонтологическое, палеоэкологическое и биофациальное изучение отложений по основным группам ископаемых (аммониты, двустворчатые моллюски, фораминиферы, остракоды, споры и пыльца, флора).

В части стратиграфических задач последовательно выполнялись следующие операции: а) расчленение изученных разрезов по литолого-фациальным признакам на дискретные геологические тела — свиты, пачки, слои, ближние и дальние корреляции; б) литологическое и палеонтолого-биостратиграфическое изучение выделенных подразделений в частных разрезах, определение обобщенных литологических и палеонтологических характеристик стратиграфических подразделений, обоснование основных корреляционных уровней и в конечном счете местных стратиграфических схем.

В полевых условиях особое внимание обращалось на границы стратиграфических подразделений (постепенные, быстрые, резкие, с размывом), на сопряженность смены комплексов органических остатков со сменой литологических характеристик, на тафономические особенности слоев и их латеральную изменчивость.

Изучение фауны включало сбор и определение палеонтологических остатков с их количественной оценкой, биостратиграфический анализ зонального и внутризонального уровней на основе комбинации параллельных зональных шкал, исследование тафономических особенностей и анализ палеоэкологических характеристик палеосообществ. Выборки окаменелостей по возможности делались максимально обширными.

Корреляции осуществлялись последовательно, вначале для разрезов в пределах одного участка, затем выполнялись корреляции сводных разрезов и, наконец, достаточно удаленных районов. В пределах участков основными коррелирующими признаками служили реперные уровни с надежными биостратиграфическими датировками и интервалы, фиксирующие резкие перестройки биоты, состав и облик пород, последовательность их напластования с учетом данных геофизических методов исследований (особенно в разрезах скважин), тафономические особенности слоев и специфика минеральных включений. При межрайонных сопоставлениях решающее значение приобретали региональные горизонты, циркумбореальные реперные биостратиграфические уровни и рубежи общбореальных биотических кризисов (рис. 15) и перестроек, литологические реперы (региональные глинистые горизонты, последовательность их залегания), особенно общей цикличности коррелируемых толщ.

Исторически сложилось так, что для юры Сибири региональные горизонты обычно рассматривались на основе этапности особенностей осадконакопления, а не на биостратиграфической основе, как это рекомендуется для фанерозойских толщ в Стратиграфическом кодексе (1992, ст. IV. 4). Границы горизонтов, таким образом, отвечают изменениям режима осадконакопления. Единственный способ использовать хорошо опознаваемую циклическую смену таких существенно песчаных и существенно глинистых горизон-

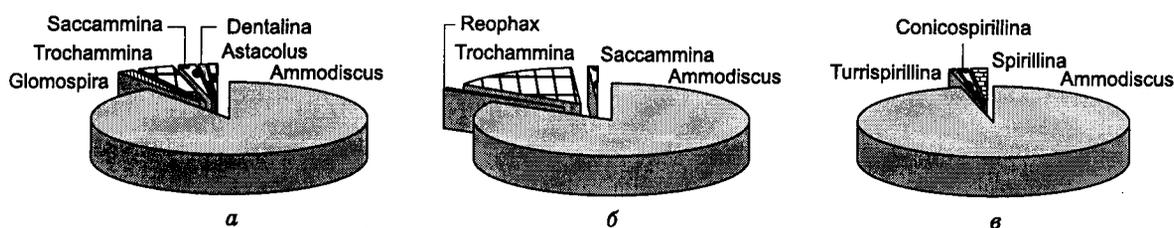


Рис. 15. Таксономическая структура ассоциаций фораминифер низов нижнего байоса (“аммодискусовые фации”) разных районов Бореального бассейна:

а – Анабарский залив, обн. 11, пачка 22, слой 25, низы верхней подсвиты арангастахской свиты; б – Северное море, Statfjord area, well 34/10-1, нижняя часть Rannoch formation (Nagy et al., 1990); в – Англия, Yorkshire coast, SE section, нижняя часть Yons Nab Beds (Nagy et al., 1990).

тов в качестве региональных подразделений, как инструмент для корреляции с относительно изохронными границами — это прослеживание их от стратотипов с фиксированным биостратиграфическим путем объемом.

Определение положения границ и объема стратонов региональных схем относительно шкалы общих (планетарных) стратиграфических подразделений осуществлялось преимущественно с использованием комбинации параллельных зональных шкал и решетки реперных уровней, фиксирующих глобальные и циркумбореальные перестройки биоты (в первую очередь, на основе данных по аммонитам, двустворчатым моллюскам, фораминиферам, спорам и пыльце). Принимались во внимание положение слоев в общей стратиграфической последовательности, сведения по макроцикличности и сиквенс-стратиграфии, теоретической основой которой является концепция эвстатических колебаний уровня Мирового океана различной периодичности. Так, сравнение кривой последовательности средне-позднеюрских трансгрессивно-регрессивных (Т-Р) событий, интерпретируемых по разрезам Ньюольской впадины Западной Сибири и прилегающих районов, с количественной эвстатической кривой юры Русской платформы (Sahagian et al., 1996) показало хорошую корреляцию

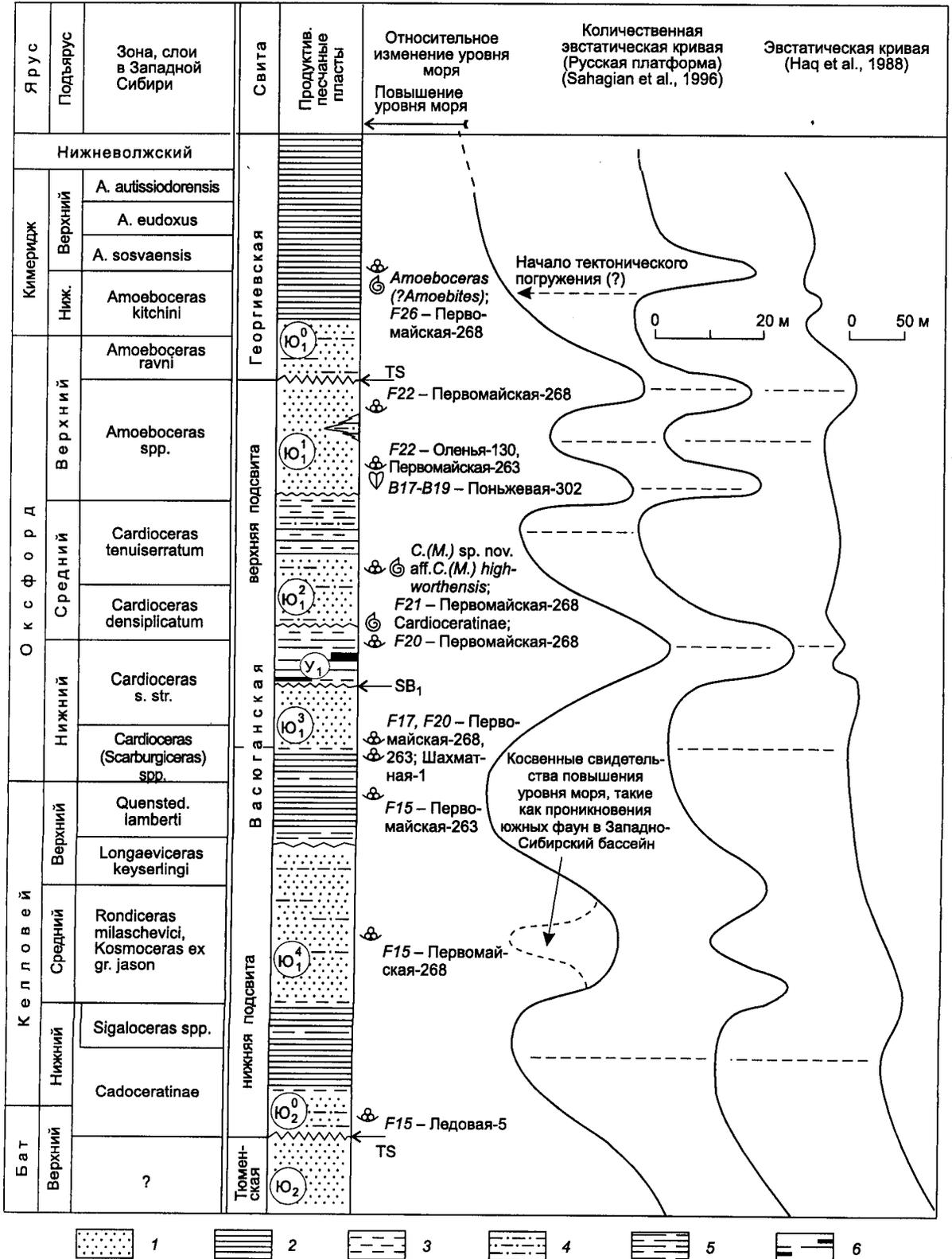
(более 90 %) в сходных временных интервалах (рис. 16, 17). Практически полностью совпадают кривые для оксфорда: три Т-события и три Р-события. Достаточно хорошо коррелируются события и на келловейском этапе (см. рис. 17). Следовательно, можно полагать, что если вариации уровня моря происходили параллельно в достаточно изолированных морях юга Западной Сибири и в центральных частях Русской платформы, то одним из основных факторов, синхронно контролировавших режим осадконакопления в этих бассейнах в течение бата-начале кимериджа, была эвстатика (Захаров и др., 1998). Соответственно эвстатические кривые можно использовать как независимый метод межрегиональной корреляции.

Сиквенс-стратиграфический метод интерпретации осадочных толщ в последнее время широко применяется при стратиграфических исследованиях в нефтегазоносных областях (Mitchum et al., 1993). Корреляционным признаком служит сама последовательность своеобразных осадочных тел (сиквенсов), ограниченных сверху и снизу поверхностями региональных несогласий. Сопоставление последовательностей сиквенсов и системных трактов использовалось нами при корреляции осадочных толщ юры некоторых районов Западной Сибири. Так, для верхней юры юго-востока

Рис. 16. Глинистые (серая заливка) и песчаные горизонты Западной Сибири и вероятные (на основе анализа лито-биофаций, площадей морской седиментации и т. д.) относительные изменения уровня моря в Западной Сибири (в сравнении с эвстатической кривой юры (Nagy et al., 1988)).

Заметны сопряжения некоторых интервалов кривых (но разной амплитуды) и существенные различия в других интервалах.

Отдел	Общая шкала			Западная Сибирь	Относительное изменение уровня моря	
	Ярус	Подъярус	Зона	Горизонт	Западная Сибирь	(Haq et al., 1988)
Средняя юра	Бат	Верхний	<i>Oxycerites orbis</i>	Васюганский		
			<i>Procerites hodsoni</i>	Малышевский		
		Средний	<i>Tulites subcontractus</i>			
			<i>Procerites progracilis</i>			
		Нижний	<i>A. tenuiplicatus</i>			
			<i>Zigzagicerias zigzag</i>			
	Байос	Верхний	<i>Parkinsonia parkinsoni</i>			Леонтьевский
			<i>Garantiana garantiana</i>			
			<i>Strenoceras niortense</i>			
		Нижний	<i>Stephanoceras humphriesianum</i>			Вымский
			<i>Otoites sauzei</i>			
			<i>Witchellia laeviuscula</i> <i>Hyperloceras discites</i>			
	Аален	Верхний	<i>Graphoceras concavum</i>	Лайдинский		
			<i>Ludwigia murchisonae</i>			
		Нижний	<i>Leioceras opalinum</i>			
	Тоар	Верхний	<i>Dumortiera levesquei</i>	Надояхский		
			<i>Grammoceras thouarsense</i>			
			<i>Haugia variabilis</i>			
		Нижний	<i>Hilloceras bifrons</i>			<i>C. crassum</i>
						<i>Peron. fibulatum</i>
						<i>Dactylioceras commune</i>
			<i>Harpoceras falciferum</i>			Китарбютский
			<i>Dactylic. tenuicostatum</i>			
Верхний			<i>Pleuroceras spinatum</i>		Шараповский	
			<i>Amaltheus margaritatus</i>			
	<i>Amaltheus stokesi</i>					
Нижний	<i>Product. davoei</i> <i>Tragophyl. ibex</i> <i>Uptonia jamesoni</i>	Левинский				
Синемюр	Верхний	<i>Echioceras rariocostatum</i> <i>Oxynotoceras oxynotum</i> <i>Asteroceras obtusum</i>	Зимний			
	Нижний	<i>Caenisites tumeri</i> <i>Amioceras semicostatum</i> <i>Arietites bucklandi</i>				
Геттанг	Верхний	<i>Schlotheimia angulata</i> <i>Alsaites liasicus</i>				
	Нижний	<i>Psiloceras planorbis</i>				



Западной Сибири определены четыре сиквенса, в которых четко выделяются трансгрессивные, низкого и высокого стояния системные тракты (Шурыгин и др., 1999) (рис. 18). При этом довольно хорошо опознаются и индексируются песчаные пласты, иногда перепределяется генетическая и стратиграфическая приуроченность песчаных толщ в редуцированных последовательностях. Малоомощность описываемых литостратонов часто не дает возможности обособить группы парасиквенсов, что иногда сильно затрудняет опознавание индивидуальных системных трактов. Однако границы сиквенсов и трансгрессивные поверхности в большинстве случаев хорошо фиксируются в разрезах и прослеживаются по латерали.

Таким образом, расчленение и корреляция юры Сибири базировались на результатах выявленных закономерностей строения разрезов, анализа стратиграфического распространения морских моллюсков (прежде всего аммонитов и двустворок), микрофауны, динофлагеллат, спор и пыльцы, оценки этапности развития экосистемы бореальных бассейнов. Три известных принципа стратиграфии лежат в основе используемой стратиграфической методики: последовательность напластования (принцип Стенона), гомотаксальность стратиграфических признаков (принцип Гексли) и хроностратиграфическая взаимозаменяемость признаков (принцип Мейена) (Мейен, 1989). В качестве основных рабочих литостратонов использовались слой, пачка, свита. Рабочими биостратонами являлись слои с конкретной группой фоссилей и зоны по группе фоссилей, определенные самыми разными способами (филозоны, тейльзоны, эпиболы, комплексные зоны и т. д.). В основу выделения биостратонов положено определение последовательности и фиксация границ вертикального распределения как специфических комплексов биофоссилей, так и оригинальных (даже при сходных таксономических наборах) особенностей структуры био-

ты и неповторимой последовательности перестроек этой структуры во времени. Все разнообразие зон рассматривается не только в качестве ступеней к обоснованию зоны (= хронозоны) как части яруса, но и как операционная биособытийной природы комбинация шкал, используемая непосредственно при биостратиграфическом расчленении, опознавании реперных горизонтов (точек отсчета) для расчленения по каротажу, цикло- и сейсмостратиграфическом анализе, внутри- и межрегиональной корреляции юры Сибири как в естественных выходах, так и по керну скважин.

Циркумбореальная корреляция региональных биостратиграфических шкал по разным группам и их сопоставление с подразделениями стандарта обычно подразумевает использование в качестве корреляционного инструмента зональной аммонитовой шкалы. Значительно чаще, чем аммониты, особенно это касается закрытых территорий, в юре Сибири встречаются парастратиграфические группы: двустворчатые моллюски, микрофауна, споры и пыльца и др. Находки представителей этих групп известны и в прослоях морского генезиса в "переходных" (от морских к континентальным) толщах нижней и средней юры, широко распространенных в Западной Сибири и являющихся одним из важнейших резервуаров нефти и газа (шеркалинская, тюменская свиты и др.). Соответственно для зонального расчленения и оперативной детальной корреляции юрских отложений в пределах единых палеобассейнов при геолого-съёмочных и поисково-разведочных работах (в том числе и на закрытых территориях) большую роль играют шкалы по этим группам, составленные в основном из политаксонных зон по двустворкам (*Bivalvia*), фораминиферам (*Foraminifera*), остракодам (*Ostracoda*), палинозон, зон по диноцистам и др. Это могут быть зоны совместного распространения, тейльзоны, экозоны либо комплекс параллельных филозон и т. д. (Шуры-

Рис. 17. Строение верхов средней и верхней юры юго-востока Западной Сибири и кривая относительных изменений уровня моря в келловее и поздней юре Западной Сибири в сравнении с количественной эвстатической кривой поздней юры Русской платформы и эвстатической кривой юры (Haq et al., 1988):

1 – песчаники; 2 – глины, аргиллиты; 3 – алевролиты; 4 – песчаные алевролиты, алевритистые песчаники; 5 – алевритистые глины и глинистые алевролиты; 6 – углисто-глинистые толщи. Обозначения находок макро- и микрофауны и индексы биостратонов см. рис. 10, 11; TS – трансгрессивный системный тракт, SB₁ – граница сиквенсов первого типа между сиквенсами; обозначения фауны см. на рис. 18, 88, 102.

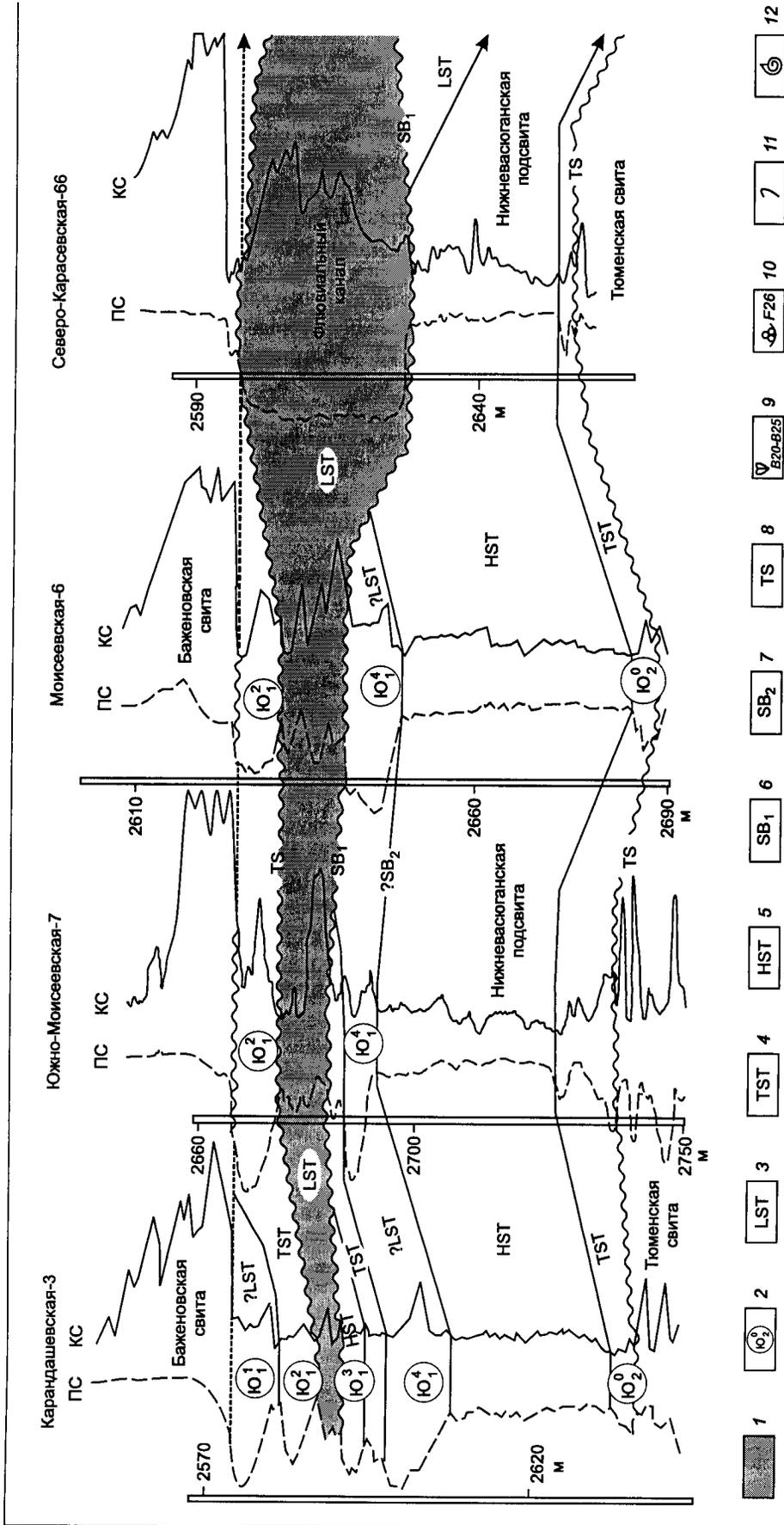


Рис. 18. Сиквенс-стратиграфическая интерпретация и корреляция разрезов келловей и верхней юры по профилю скважин Карандашевская-3 – Майская-1.

1 – аналоги межугольной толщи; 2 – песчаные пласты; 3–5 – системные тракты; 3 – низкого стояния, 4 – трансгрессивный, 5 – высокого стояния; 6–7 – граница сиквенсов: 6 – первого типа, 7 – второго типа; 8 – трансгрессивная поверхность; 9 – находки двустворок (индексы B20... – см. рис. 2); 10 – находки фораминифер (индексы F26... – см. рис. 10); 11 – находки *Opusites*; 12 – находки аммонитов.

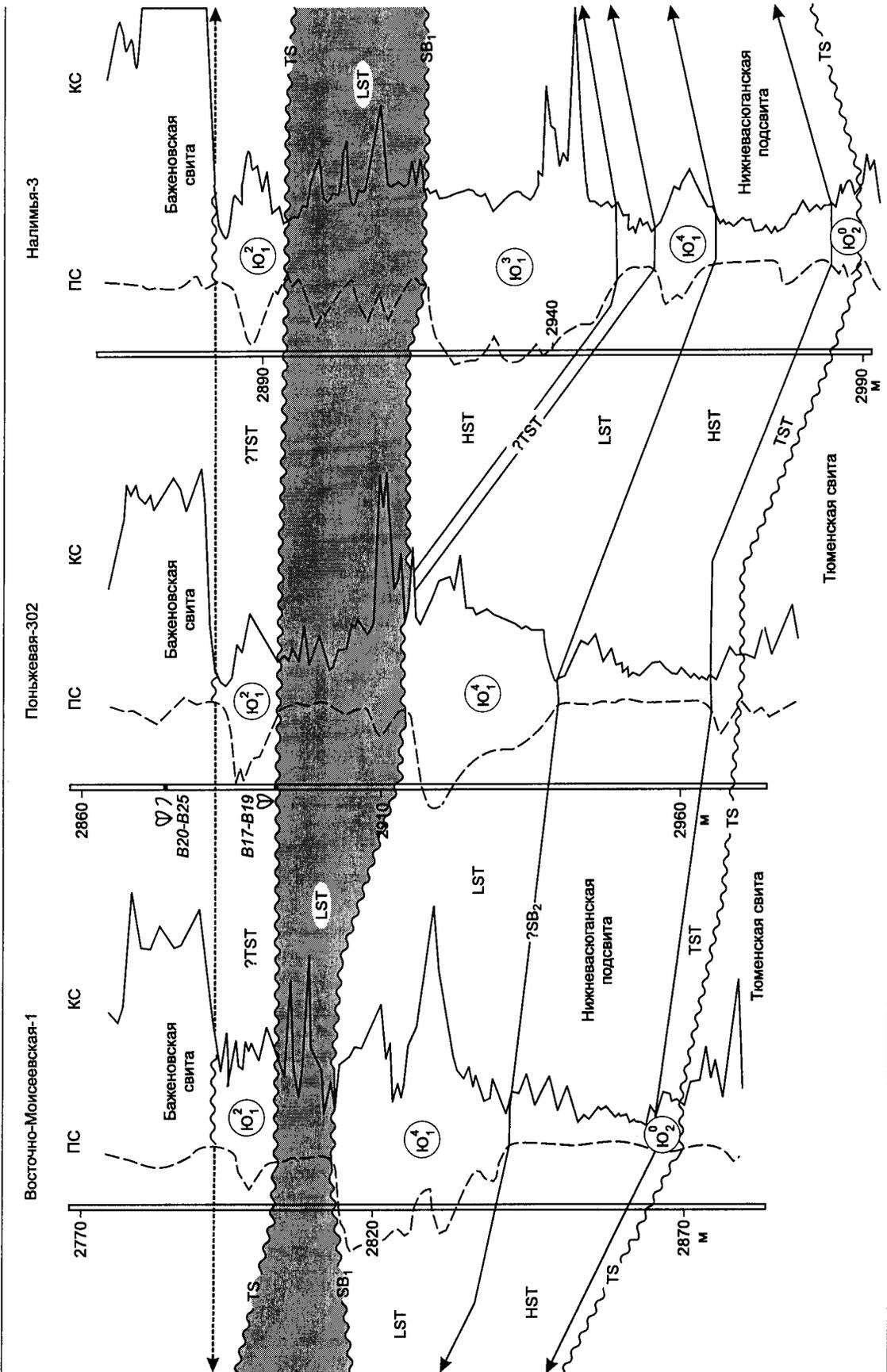


Рис. 18 (продолжение).

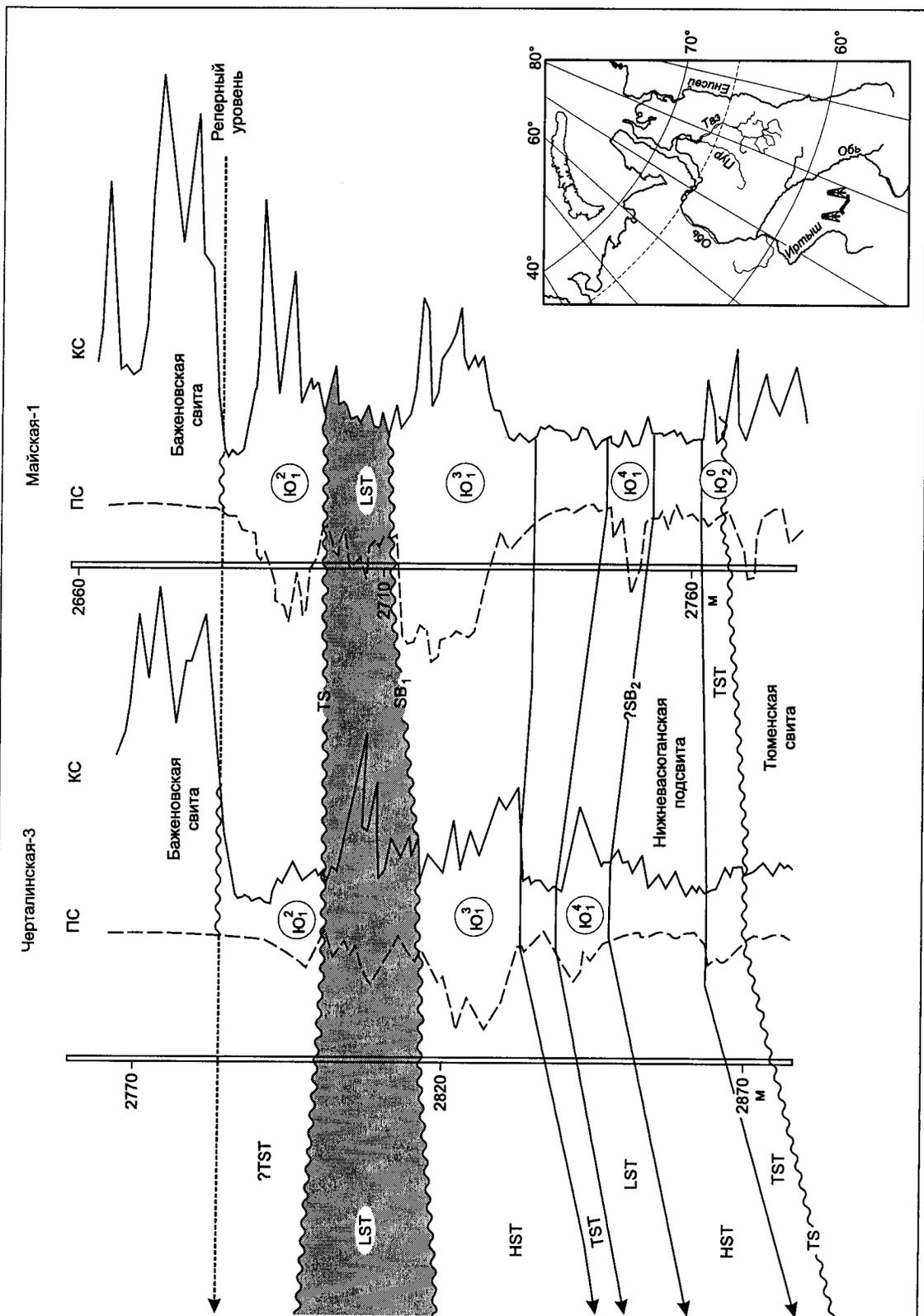


Рис. 18 (окончание).

гин, 1986, 1987а, б; Шурыгин и др., 1995, 1996а, б; Nikitenko, Shurygin, 1994а; и др.). Заметим, что, несмотря на многочисленные к настоящему времени свидетельства циркумбореальной протяженности реперных уровней по парагруппам (Шурыгин, Никитенко, 1996; и др.), до сих пор существует мнение, что прямая межрегиональная корреляция этих шкал как внутри бореального бассейна, так и с разрезами стандартов ярусов не возможна из-за большой фациальной зависимости и вероятного эндемизма бентоса. Усугубляют это мнение и широко распространенные представления о “террейновой” эволюции палеогеографической структуры юрских бореальных бассейнов (Савостин и др., 1984; Белый, Похилайнен, 1990; Churkin, Trexler, 1981; Westermann, 1984; и др.). При палеогеодинамических реконструкциях часто привлекаются сведения о находках экзотических (тетического происхождения) юрских аммонитах в районах предполагаемых “террейновых морей” Омолонии, Охотии, Анюи, Алазеи, и не анализируются структура и состав бентосных ассоциаций, которые практически не отличаются от синхронных в разрезах по окраинам Сибирского кратона (Шурыгин, 1987а,б; Никитенко, 1992, 1994; Nikitenko, Shurygin, 1994а; и др.), типичных для арктического юрского палеобассейна.

Этапы смены как таксонов, так и жизненных форм в катенах бентоса, реконструированных для сибирских палеоморей (Захаров, Шурыгин, 1978, 1984, 1985; Шурыгин, 1979; Палеогеография..., 1983; и др.), обычно не совпадают у разных групп бентоса. Конечно же они не совпадают и с этапами эволюции аммонитов, положенными в основу создания зональной аммонитовой шкалы. Используя общие закономерности эволюции катен бентоса (смена таксонов, жизненных форм и доминантов в отдельных звеньях), автономные зональные шкалы по различным группам бентоса (Шурыгин, 1986; Шурыгин и др., 1996а, б; Nikitenko, Shurygin, 1994а; и др.) могут быть составлены из политаксонных зон (рис. 19). Разработка шкал по парастратиграфическим группам велась путем прослеживания реперных уровней (отвечают моментам нивелировок бореальной биоты) и сопоставления зон, зажатых между реперами (Шурыгин, 1986; и др.). Выделенные таким образом зоны по парастратиграфическим группам по своему содержанию больше всего соответствуют эко-

зонам в понимании В.А. Красиловой (1970, 1977): интервал разреза, охарактеризованный определенной сопряженностью рекурренции фаций и ассоциаций. В принципе полная палеонтологическая характеристика таких зон содержится в элементарном циклите (или литмите, по Ю.Н. Кародину (1976 и др.)) первого типа (проциклит) или в полуциклите третьего типа (про-рециклит). Границы этих зон (обычно нижние) проводятся по появлению новых ассоциаций, новых таксонов (как в результате филогенеза, так и иммиграций) как границы интервалов совпадения эпибол характерных видов (из ядер палеосообществ) и т. д. В операционном плане в разрезах мы фиксируем не поверхности смены таксономического состава (биогоризонты, по Хедбергу), а последовательности слоев (толщ), отличающихся по таксономическому составу, структуре комплексов фоссилий, закономерности смены комплексов в рекуррирующих фациях. Границы между смежными биостратонами в последовательности всегда имеют тот или иной интервал неопределенности.

Датировка зон по парагруппам относительно подразделений общей стратиграфической шкалы и оценка их стратиграфического объема проводились по находкам в них аммонитов и с использованием реперных уровней самих шкал по парагруппам, хорошо сопоставляемых с таковыми в разрезах Западной Европы, Канадской Арктики, Северной Аляски и т.д., где часть выделенных биостратонов непосредственно опознается. Изохронность (естественно в пределах точности метода) реперных уровней, прослеженных на основе сравнительного анализа ассоциаций бентоса, иногда циркумбореально (рис. 20) контролировалась наложением на независимую корреляционную решетку аммонитовой зональной шкалы. Хорошими реперами служат некоторые интервалы разреза юры с удивительно однотипными характеристиками не только комплексов фауны, но и литологическими, прослеживаемыми на гигантских территориях в бореальном бассейне (например, китербютский горизонт в тоаре, тогурская свита Западной Сибири и др.) (Шурыгин, 1978 и др.). Как реперные уровни используются и критические рубежи, которые фиксируют начало резких перестроек сообществ бентоса и хорошо прослеживаются по всему бореальному бассейну. Наиболее резкие перестройки биоты приходились либо

на моменты общебореальных трансгрессий, которые обычно связываются с эвстатикой (кризис первого типа — как, например, в начале тоара), либо на моменты возникновения изоляций в критических для Палеоарктики экотонных зонах (например, районы Северного моря, Гренландии и т. д.) (кризис второго типа — например, байосская перестройка бореальной биоты) (рис. 21, 22). Последнее могло быть связано с локальными тектоническими причинами, но в критической (чаще приграничной) зоне палеобассейна (Шурыгин, Никитенко, 1996; Nikitenko, Shurygin, 1994b; и др.).

Фактически для определения объемов зоны фиксируем последовательность и сочетание событий разной природы (хорологической — проникновение мигрантов; экосистемной — перестройка сообществ, смена доминантов, расцвет какого-либо таксона или жизненной формы; филогенетической — автохтонное появление нового таксона) (см. рис. 19). Параллельно выделяются зоны узкого и широкого диапазонов с разной характеристикой комплексов для разных фаций. Это позволяет сопоставлять разнофациальные интервалы через разрезы переходного типа, индексировать отложения в случае недостатка данных по одной из параллельных частей шкалы и т. п. Обязательно при корреляции сопоставление последовательности биостратонов (например, зон по двустворкам) с последовательностью, а не b-зоны с b-зоной. При таком принципе корреляции (как корреляционный признак используется последовательность событий) вероятность ошибочных сопоставлений существенно уменьшается. Сравнение вариаций ряда геохимических и седиментологических параметров в сибирских и экотонных палеобассейнах (на фоне эволюции сообществ бентоса на критических рубежах) приводит к мысли об общебореальном характере эволюции абиотических факторов, контроли-

ровавших перестройку бентосных сообществ и процессов осадконакопления этого времени (Nikitenko, Shurygin, 1994a, b). Соответственно, при удаленных межрегиональных корреляциях зональные шкалы по бентосу можно рассматривать как “биособытийные” шкалы, в которых реперные интервалы охарактеризованы неповторимой последовательностью результатов сочетаний биологических событий разной природы (филогенетической, хорологической и экосистемной). Именно фиксированная последовательность событий разной (независимой друг от друга) природы имеет, по-видимому, наибольшую вероятность изохронности при опознавании в разных регионах.

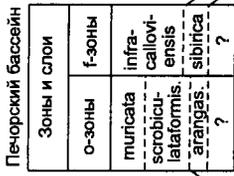
Границы зон, выделенных в комбинации параллельных шкал по разным группам фауны, не совпадают, и это естественно, поскольку темпы эволюции, миграционные и адаптационные способности и т. п. групп неодинаковы. Сочетание всех шкал дает очень дробную последовательность смены комплексов разных групп и их комбинаций, определяющих объемы коинтервалов (как мы их назвали) (рис. 23). Эта последовательность коинтервалов, т. е. интервалов перекрытия зон смежных шкал, является хорошим инструментом для достоверной корреляции на внутризональном уровне (Шурыгин и др., 1998; Nikitenko, Shurygin, 1994a; и др.). Используя интервалы перекрытия биостратонов параллельных автономных шкал, удается очень дробно сопоставлять разрезы естественных выходов и по керну скважин, улавливать выклинивающиеся по латерали интервалы, относительно точно устанавливать объемы выпадений и т. д. (рис. 24).

Роль одних и тех же биостратонов параллельных шкал при определении узких интервалов перекрытия различна на разных стратиграфических уровнях. Каждый биостратон при анализе комбинации параллель-

Рис. 19. Комбинация параллельных зональных шкал (в центре), принцип конструирования шкал с использованием данных анализа распределения бентоса по биономическим зонам (III — мелководная, II — умеренно глубоководная, I — относительно глубоководная), анализ перестройки катен бентоса во времени (правая часть рисунка) и использование комбинации шкал для региональной корреляции (левая часть рисунка).

В правой части рисунка показаны стратиграфические уровни и латеральный диапазон (в звеньях катен) внедрения иммигрантов (усл. обозн. двустворок и фораминифер см. рис. 18) и направления миграции (стрелки); в левой — стандартные литологические обозначения (см. обозн. рис. 17, 88, 102); вертикальная штриховка — стратиграфические перерывы.

Северо-запад Европы		Северное море		Баренцево море		Печорский бассейн		Азиатская часть России				Северная Аляска		Арктическая Канада	
Плоскостная шкала	Зона	Форма	Зоны и слои		Зоны и слои		Зоны и слои		Параллельные Зональные шкалы		Форма	Плоскостная шкала	Форма	Плоскостная шкала	
			б-зоны	ф-зоны	б-зоны	ф-зоны	Зоны по двусторонним фораминиферам (б-зоны)	Зоны по остракодам (о-зоны)							
Верхний Байос	teniplic.	?	?	?	bulun.	Guttulina tatarensis	?	16	Retroceram. retorsus	Camp. scrobiculi.	?	16	?	?	
	zigzag														
Верхний Байос	parkinson.	?	?	?	isognomon.	R. arangastachensis	?	15	R. porrectus	Camp. arangastachensis	?	16	?	?	
	garantian.														
Верхний Байос	niortense.	?	?	?	Arctotis lenensis	R. anababensis	?	14	R. clinatus	Camp. arangastachensis	?	14	?	?	
	humphries														
Верхний Байос	sauzei	?	?	?	Arctotis lenensis	R. arangastachensis	?	13	S. strigata	Camp. arangastachensis	?	13	?	?	
	sowerbyi														
Верхний Байос	concauvm	?	?	?	Arctotis lenensis	R. lucifer	?	12	Retroceram. elegans	Camp. arangastachensis	?	13	?	?	
	murchisonae														
Верхний Байос	opalinum	?	?	?	Arctotis lenensis	Lenticulina nordvikensis	?	11	kelimayensis	Camp. foveolata	?	11	?	?	
	levesquei														
Верхний Байос	thouarsen.	?	?	?	Arctotis lenensis	V. syndascoensis	?	10	Arctotis marchaeensis	Camp. aff. occalata	?	10	?	?	
	variabilis														
Верхний Байос	bifrons	?	?	?	Arctotis lenensis	Astacolus praefoliaceus	?	9	P. marchaeensis	Camp. occalata	?	7	?	?	
	falciferum														
Верхний Байос	tenidocost.	?	?	?	Arctotis lenensis	?	?	8	faminaestriata	Camp. mandalastrami	?	6	?	?	
	spinatum														
Верхний Байос	margantatus	?	?	?	Arctotis lenensis	Trocham. lapidosa	?	7	Dacryomya inflata,	Camp. verrucosa	?	5	?	?	
Верхний Байос		?	?	?	Arctotis lenensis	?	?	6	Tancredia bicarinata	Camp. mandalastrami	?	5	?	?	
Верхний Байос		?	?	?	Arctotis lenensis	?	?	5	kuznetsovi	Camp. mandalastrami	?	5	?	?	
Верхний Байос		?	?	?	Arctotis lenensis	?	?	4	A. incertus	Camp. mandalastrami	?	5	?	?	
Верхний Байос		?	?	?	Arctotis lenensis	?	?	3	viligaensis	Camp. mandalastrami	?	5	?	?	
Верхний Байос		?	?	?	Arctotis lenensis	?	?	2	laevigatus	Camp. mandalastrami	?	5	?	?	
Верхний Байос		?	?	?	Arctotis lenensis	?	?	1	viligaensis	Camp. mandalastrami	?	5	?	?	



1

Рис. 20. Циркумбореальная межрегиональная корреляция нижней и средней юры по бентосу.

Региональные схемы отдельных районов приведены по литературным данным с уточнениями и дополнениями авторов: Арктическая Канада (Wall, 1983 и др.), Северная Аляска (Garraп, 1955 и др.), Печорский бассейн (Лев, Кравец, 1982; Чирва, Яковлева, 1982), Баренцево море (Басов и др., 1989; и др.), Северное море (Nagu, Johansen, 1991; и др.), Северо-Запад Европы (Riegraf, 1985; Sorepstone, 1989; и др.).

При объяснении (см. ниже) реперных уровней: 3 — прослежен на запад, в — на восток, без обозначения — в обе стороны. 1 — двустворки: *Narraq laevigatus*, *Myorphonia ingonensis*, *Schafhaeutia* и др.; фораминиферы: *Trochammina lapidosa* (3), *Ammodiscus siliceus*, *Glotospira* ex gr. *gordialis* и др.; ostracоды *Ogmosoncha* spp.: 1 — двустворки: *Schafhaeutia*, *Velata vilgensis* (3) и др.; фораминиферы: *Ichthyolaria spinata interrugia*, *Denticulina terquemii*, *Nodosaria* spp. и др.; 2 — двустворки: *Kalentera* (в), *Anradulonecites* (в) и др.; фораминиферы: *Saracenaria sublaevis* (3), *Involutina laessica* (3), *Ichthyolaria terquemii* (3), *Grigelis arphelitolocula*, *Pyruulinoides anabarensis* (в) и др.; 3 — фораминиферы: *Rescurtoides taimyrensis* (3) и др.; 4 — фораминиферы: *Reinholdella pachyderma* (3), *Thurammina subfarosa* (3) и др.; 5 — общебореальный раннеюрский кризис биоты (кризис первого типа); двустворки: *Dactyotoma inflata*; фораминиферы: *Trochammina kasselmani*, *Ammodiscus lobus*, *Bulbobaculites strigosus*, *Ammodiscus canningensis*, *Globulina sibirica*, *Triplasia kimgakensis* (в), *Palmula deslongchampsii* (3) и др.; ostracоды: *Trachycythere verrucosa* (3), *Kinkelinnella sermoisensis* (3) и др.; 6 — двустворки: *Pseudomytiloides* ex gr. *mytiliformis* (3); фораминиферы: *Lenticulina multa* (3), *Astacodus praeformosus* (3), *Nodosaria pulhra* (3), *Palmula* ex gr. *tenuistriata* (3) и др.; ostracоды: *Campocythere ossalata*; 7 — двустворки: *Pseudomytiloides* ex gr. *marchaensis* (3); фораминиферы: *Lenticulina d'Orbigny*, *Reinholdella drecheri* (3) и др.; 8 — двустворки: *Luciniola* (3); 9 — фораминиферы: первое появление *Verneulinoides syndascoeensis* (3); 10 — фораминиферы: эпибола *Verneulinoides syndascoeensis*; ostracоды: *Campocythere foveolata* (3); 11 — двустворки: *Milearnia kelimgarensis* (3), *Arctotis* ex gr. *lepaensis* (в), *Orytoma jacksoni*; 12 — фораминиферы: *Lenticulina nordvikensis* (3), *Citharina clathrata* (3); ostracоды: *Orthonotacythere* spp. (3); 13 — “аммодискусовые фауны” (кризис второго типа); 13' — двустворки: *Retroserratulus lucifer* (в); 14 — двустворки: *Solemya* (в); фораминиферы: *Riyadhella sibirica*, *Rescurtoides anabarensis*, *Lenticulina incurvate* (3), *Globulina oolithica* (3), *Marginulimopsis pseudoclara* (3); 15 — двустворки: *Isognomon isognomonoides* (3), *Musculus* ex gr. *czekanovskii* (3); ostracоды: *Campocythere arangastachiensis* (3); 16 — двустворки: *Meleagrinnella* ex gr. *ovalis* (3); фораминиферы: *Lenticulina galeatha*, *Pseudomodosaria sowerbyi* (3), *Guttulina tatarensis* (3), *Cyclogyra* sp. (3); ostracоды: *Campocythere scrobiculataformis* (3); 17 — двустворки: *Retroserratulus bulunensis*.

ных шкал может выступать в качестве значимого (определяющего объем и опознавание узкого интервала в комбинации — коинтервала), как сам по себе (например, b-зона *marchaensis* верхнего тоара), так и в сочетании с одним или несколькими биостратонами по другим группам, даже если речь идет о биостратоне широкого стратиграфического диапазона (например, нижняя комбинация нижнего тоара: b-зона *inflata*–*bicarinata* + f-зона *taimyrensis* + o-зона *longula* на рис. 23). Тот же биостратон может выступать в других коинтервалах лишь как дополнительная характеристика комбинации. Обычно значимым в комбинации биостратон становится в пограничных интервалах своего стратиграфического диапазона и дополнительной характеристикой — в центральной части диапазона (см. например, b-зона *laevigatus* на рис. 10, 19, 23: в двух случаях как значимый в комбинации стратон и в четырех — дополнительный). Некоторые комбинации вообще не включают значимых биостратонов и могут быть опознаны лишь в последовательности при определении выше- и нижележащих комбинаций со значимыми биостратонами. Однако они же могут выступать как значимые для более широких диапазонов.

Естественно, что не в каждом разрезе можно опознать всю последовательность узких интервалов перекрытия биостратонов. Однако комплексный анализ параллельных шкал по разным группам, как правило, дает результат большей разрешающей способности, чем по каждой шкале отдельно. Здесь возможно большое разнообразие различных сочетаний. Метод апробирован на примере корреляции разрезов юры (естественных выходов и по керну скважин) Анабарского района и дал хороший результат (Nikitenko, Shurygin, 1994a). Полный комплексный анализ керна опорных скважин, вскрывших юру в Западной Сибири, позволил определить в их разрезах стратиграфическое положение коинтервалов с высокой (внутризональной) точностью, как, например, по скв. Западно-Новогодней-210 (рис. 25) (Шурыгин и др., 1998). Определенные в разрезах скважин коинтервалы принимались при дальнейшей корреляции по каротажу за реперные уровни — точки отсчета для определения стратиграфических диапазонов продуктивных пластов и перекрывающих их глинистых толщ. Точное определение положения гра-

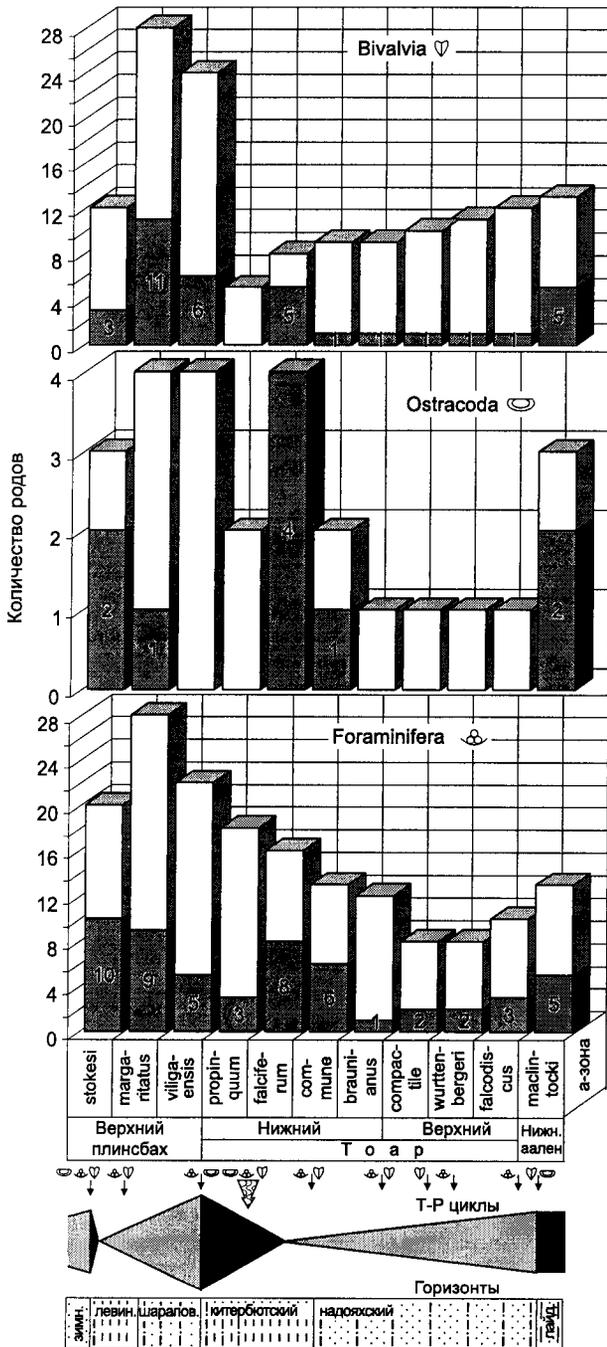


Рис. 21. Изменения таксономической структуры плинсбах-гоарских ассоциаций двустворок, остракод, фораминифер Сибири и трансгрессивно-регрессивные (Т-Р) циклы.

Зачернено – количество появившихся родов, стрелками показаны моменты иммиграции макро- и микробентоса, стрелка с волнистой заливкой – кризис биоты первого типа. Существенно глинистые и песчаные региональные горизонты см. рис. 10.

ниц основных глинистых горизонтов позволило строить достоверные схемы изопахит отдельных толщ и положения поверхности основных горизонтов.

Таким образом, использование комбинации шкал позволило хорошо увязать разрезы внутренней части Арктической России, в том числе и в Западной Сибири и Виллюйской синеклизе при отсутствии аммонитов (Шурыгин и др., 1996а; и др.). В настоящее время с большей или меньшей степенью детальности удается датировать практически любые интервалы юры Сибири.

Биостратиграфические схемы юры разрабатывались и продолжают совершенствоваться на естественных выходах и по керну скважин разрезов морских толщ, имеющих в окраинных частях Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы — в Лено-Анабарском районе, Приверхоанском краевом прогибе, в бассейне р. Виллюй, путем комплексного изучения разрезов по разным группам ископаемой фауны и флоры. С учетом восточно-сибирской шкалы разработана и продолжает совершенствоваться биостратиграфическая основа для Западной Сибири. Созданная под руководством М.С. Месежникова шкала по аммонитам охватывает юру от келловейского до волжского яруса. Нижняя и средняя юра Западной Сибири (за исключением отдельных интервалов верхнего байоса и келловей) может быть установлена, расчленена и скоррелирована лишь с помощью двустворчатых моллюсков, микрофауны и палинологических данных (см. рис. 10). Естественно, что биостратиграфические шкалы по парастратиграфическим группам, основанные на материалах из керна, имеют зачастую меньшую дробность, чем восточно-сибирская (например, шкала по двустворкам). Шкалы постоянно уточняются по мере поступления новых данных и кернового материала. С помощью комбинации увязанных между собой параллельных шкал осуществляется в последнее время корреляция и оценка возрастного диапазона литостратонов юры в Западной Сибири (Девятков и др., 1994; Шурыгин и др., 1995, 1996б; и др.).

Литостратификация для корреляционной части региональных стратиграфических схем изначально опирается на литологическое изучение разрезов, начиная с описания керна и

обнажений, визуального определения пород, текстур, структур, минеральных и органических включений. Опробование пород производилось по возможности так, как это рекомендуется при исследовании опорных стратиграфических разрезов (Предтеченский, 1983). В лабораторных условиях осуществлялось уточнение диагноза пород, особенностей их состава и строения посредством петрографического изучения в прозрачных шлифах, гранулометрического и минералогического анализов алевритовой и пелитовой фракций, геохимии пород и их тонких (глинистых) фракций.

Определение физического содержания литостратонов основывалось на фациально-генетических исследованиях (т. е. на выделении и картировании фаций горных пород определенного генезиса и установление основных параметров среды седиментации), осуществляемых для всех литостратиграфических подразделений с учетом составляющих их единиц и результатов биофациального анализа, в частности, анализа катен бентоса для реконструкции рельефа дна палеобассейнов (Захаров, Шурыгин, 1985; и др.) (см. рис. 2-4, 19). Применительно к стратиграфическим задачам такого рода исследования дают возможность выявить генетические связи разнофациальных толщ, определить зоны фациальных переходов, правильно интерпретировать и увязывать разнофациальные комплексы органических остатков и в конечном счете создать приемлемую модель строения бассейна и схему его стратиграфии.

В настоящее время имеется очень обширная литература, посвященная как частным вопросам, так и общей методике фациально-генетического анализа. Наиболее крупные методических приемов даны в публикациях Д.В. Наливкина (1956), Г.Ф. Крашенинникова (1971), Б.П. Жижченко (1974), Н.Н. Верзилина (1979), Г.Э. Рейнека, И.Б. Сингха (1981), Ф.Дж. Петтиджона (1981), В.И. Славина, Н.А. Ясаманова (1982), Ю.П. Казанского (1983), А. Хэллема (1983), А.В. Гольберта (1984), Х.Г. Рединга (Обстановки..., 1990) и др. В фациально-генетических построениях широко применяются результаты изучения механического состава пород (Рухин, 1959; Гольберт, Девятков, 1983;

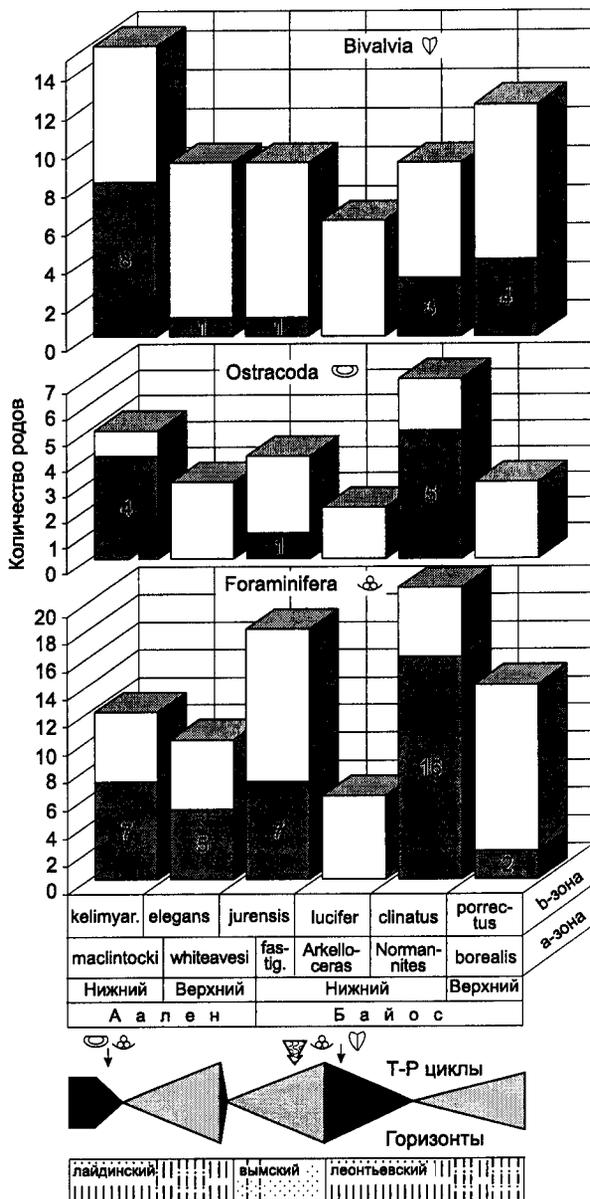


Рис. 22. Изменения таксономической структуры аален-байосских ассоциаций двустворок, остракод, фораминифер Сибири и трансгрессивно-регрессивные (Т-Р) циклы.

Зачернено – количество появившихся родов, стрелками показаны моменты иммиграции макро- и микробентоса, стрелка с волнистой заливкой – кризис биоты второго типа. Существенно глинистые и песчаные региональные горизонты см. рис. 10.

Passega, 1957; Passega, Byramjee, 1969), интерпретации минерального состава (Батурин, 1947; Страхов 1957; Теодорович, 1958; и др.),

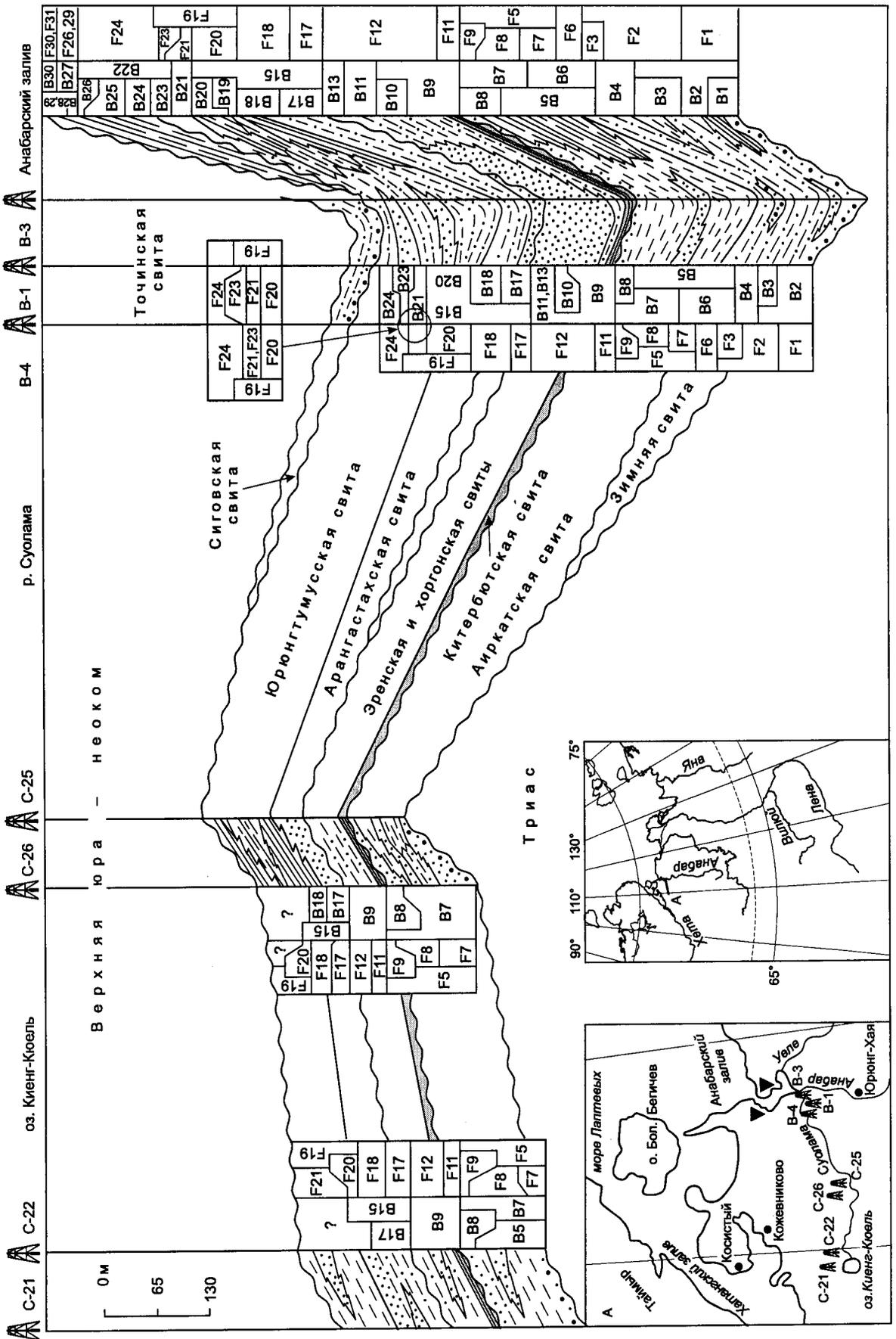
Ярус	Подъярус	Зоны и слои			Интервалы комбинаций биостратонов (коинтервалы)		
		по двустворкам (b-зона)	по фораминиферам (f-зона)	по остракодам (o-зона)			
ТОАР	Верхний	Dacryomya gigantea B12	Arctotis marchaensis B13	Astacolus praefoliaceus, Lenticulina multa	Camptocythere aff. occalata O7	B12(B13)+(F12)+O7	
			Pseudomytiloides marchaensis B11		Camptocythere occalata	B12(B13)+(F12)+O6	
		Meleagrinea faminaestriata B10	F12		Camptocythere mandelstami O6	{B9}+B10+(F12)+(O6)	B9+F12+O6
	{B9}+(F12)+(O6)						
	Dacryomya inflata, Tancredia bicarinata B9					F11	Ammobaculites lobus, Trochammina kisselmani O5
		Trachycythere verrucosa O4	{B9}+(F11)+(O5)+O4				
Recurvoides taimyrensis			B9+F9+O2				
ПЛИНСБАХ	Верхний	Harpa laevigatus B7	Tancredia kuznetsovi B8	Conor. bulliminoides F5	Nanacythere costata O3	B7(B8)+F5(F9)+(O2)	
			Anradulonectites incertus			Anmarginulina arctica F8	{B7}+B8+(F5)+F8+(O2)+O3
		Velata vilgaensis B6	Anmarginulina gerkei F7			B5+(B6)+(F5)+F8+(O2)(O3)	
			Trochammina lapidosa, Fronidulinia dubiella F6			{B5}+B7+F5+F6+(O2)(O3)	
	Нижний	Harpa ex gr. spinosus B4	F2	Trochammina inusitata, Turritella volubilis O2	Ogmoconcha longula	{B5}+B6+F5(F6)+(O2)(O3)	
						Ammodiscus siliceus F3	{B5(B6)}+F6+(O2)+O3
							{B5(B6)}+(F6)+(O2)
							B5(B6)+F2(F3)+(O2)
					B4+(F2)+F3+(O2)		
					{B4}+(F2)+(O2)		

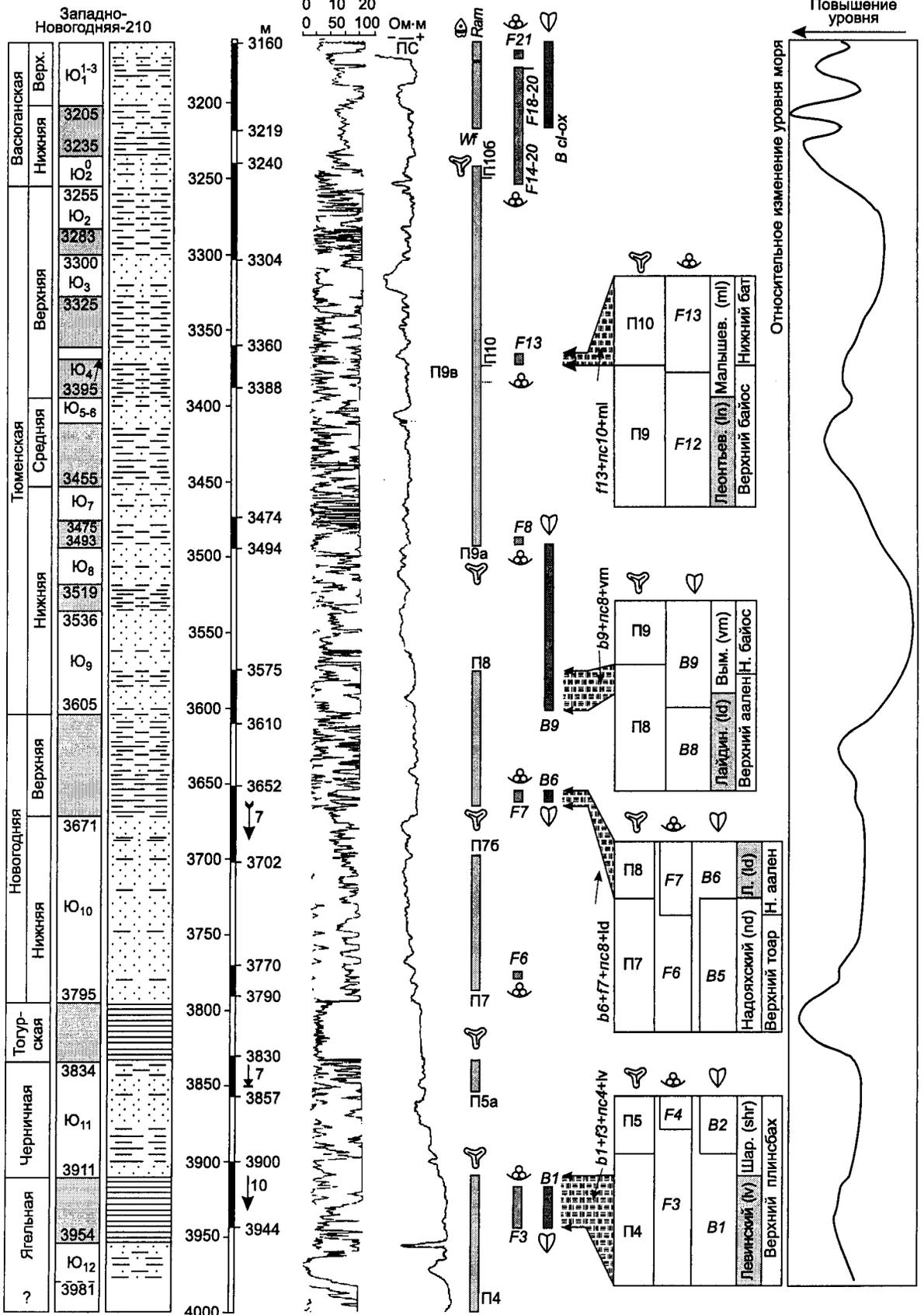
Рис. 23. Использование комбинации параллельных зональных шкал для детальных (внутри-зональных) расчленения и корреляции: определения коинтервалов.

В круглых скобках – биостратоны, взаимозаменяемые в комбинации, в фигурных – биостратоны, определяющие более широкие интервалы перекрытия.

Рис. 24. Геологический профиль нижней и средней юры и корреляция разрезов скважин (В-1, В-3, В-4 – Восточная площадь, С-21, С-22, С-25, С-26 – Суолемская площадь) и естественных выходов в Анабаро-Нордвикском районе (схема расположения разрезов – см. левый нижний угол) с использованием комбинации параллельных зональных шкал.

В1-В30, F1-F24 – зоны по двустворкам (b-зоны) и фораминиферам (f-зоны) см. рис. 28, литологические обозначения см. рис. 17, 88, 102.





слоистости (Ботвинкина, 1965; Кутырев, 1968; и др.), методы палеоэкологии (Геккер, 1957; Марковский, 1966; Захаров, Шурыгин, 1978, 1979, 1984, 1985; Палеогеография..., 1983; и др.) и геохимии.

Вся совокупность признаков, позволяющих выделить фаии и установить основные черты условий их формирования для определения генетически связанных геологических тел в качестве литостратонов, условно делится на пять групп (Опорный разрез..., 1981, с дополнениями и изменениями):

А. Структурно-геологические признаки:

а) общие черты строения разреза, б) условия залегания слоев горных пород и их морфология, в) вторичные изменения, г) структура и тренды изменений цикличности отложений.

Б. Литологические признаки: а) текстура и структура пород, направленность их изменения, б) петрографические и минеральные особенности обломочных и аутигенных образований, в) форма и состав конкреций и других, в том числе минеральных и органогенных включений.

В. Физико-химические признаки: а) окраска пород и ее изменения, б) общий химический состав, в) содержание ряда компонентов, химических элементов и их изотопов, г) пористость и плотность.

Г. Палеонтолого-тафономические признаки: а) систематический состав и количественная характеристика таксонов и жизненных форм, б) тафономические характеристики ориктоценозов, автохтонные и аллохтонные элементы, в) трофическая, этологическая структуры автохтонных составляющих ориктоценозов и суммарная толерантность к основным абиотическим факторам.

Д. Геофизические признаки: а) электрометрические, б) сейсмогеологические.

Слои горных пород, имеющие общность этих признаков, несущих генетическую информацию, рассматривались как фаии (группы фаий).

Общие черты строения разреза дают первую, но часто достаточно точную информацию о генезисе изучаемых отложений, а условия залегания — о постоянстве и лока-

лизации различных факторов осадконакопления и о тектоноседиментационных событиях геологического прошлого. При описании керн и обнажений особое внимание обращалось на вторичные изменения. Поскольку в фациально-генетических построениях они должны быть “сняты”, важно точное понимание их природы. Заметим, что часто они способствуют литостратиграфическому расчленению, так как несут информацию о первичном химическом составе отложений, а следовательно, и о среде осадкообразования.

Изучение цикличности строения разрезов хотя и не являлось специальным предметом исследований, но в ряде случаев давало неоценимую информацию. Выделение и интерпретация циклитов, как вещественно-структурных ассоциаций горных пород (Жарогадин, 1980), давали возможность судить о периодичности явлений седиментогенеза, направленности изменений среды осадконакопления и о факторах транспортировки и аккумуляции терригенного материала.

В полной мере (за исключением специальных исследований конкреций) использована группа литологических признаков, которая вместе с группой А является основной при определении и картировании фаий. Наиболее ценная информация получена при изучении структурно-текстурных особенностей пород. Текстура горных пород несет информацию о динамике среды, в первую очередь, отраженной в формах слойчатости. Анализ ее вертикальных и латеральных изменений (плюс структуры пород) позволяет судить о характере, месте и времени воздействия различных факторов переноса и отложения осадков. Структурные признаки исследовались по возможности на базе массовых данных гранулометрического анализа (ситового и в шлифах). Эти результаты оценивались посредством кумулятивных кривых и гистограмм. Дополнительно рассчитывалась величина суммарной зернистости пород (Левчук, 1977). Этот показатель в цифровом выражении возрастает при увеличении размера терригенных частиц и ухудшении сортировки, наглядно иллюстрирует вариации структурного состава отложе-

Рис. 25. Коинтервалы, трансгрессивно-регрессивная кривая и расчленение юры в разрезе, вскрытом скв. Западно-Новогодней-210.

Серыми прямоугольниками показаны диапазоны выделенных в разрезе биостратонов по разным группам фаий; заливкой между стрелками — диапазоны коинтервалов. Усл. обозн. см. рис. 28, 29, 88.

ний в разрезе, генетическая интерпретация которых при анализе кумулятивных кривых и гистограмм графиков (Гольберт, Девятков, 1983) позволяет сравнительно просто различать в морских отложениях фации спокойных, подвижных вод и стабильных водотоков.

Интерпретация минералого-петрографического состава пород основывалась на совокупном анализе их терригенной и аутигенной составляющих. Состав терригенной части пород рассматривался с точки зрения соответствия его составу области сноса и причине колебаний в содержании отдельных компонентов. При этом использовалась классификация обломочных пород по В.Д. Шутову (1967). Диагностика минеральных новообразований дает дополнительную характеристику о генезисе и физико-химических условиях образования осадков. Минеральный состав легкой и тяжелой алевритовой фракций анализировался и в связи с изменениями вверх по разрезу минеральных компонентов, сгруппированных по устойчивости к переносу. Для оценки зрелости пород областей сноса дополнительно рассчитывались коэффициенты мономинеральности и устойчивости (Сигов, 1956; Казаринов, 1958, 1963) как отношение устойчивых компонентов к неустойчивым в легкой и тяжелой фракциях.

В качестве дополнительного материала в фациально-генетических построениях при определении облика литостратонов использовались и другие геохимические показатели: содержание элементов и их соотношения в породах, глинистой фракции для оценки палеосолености и степени мористости среды осадконакопления — $Fe_{\text{пир}} : C_{\text{орг}}$ (Страхов, Залманзон, 1955), $Sr : Ba$ (Катченков, 1959, 1961; Яночкина, 1983), $MnO : MgO$. Привлекались материалы палеотермометрических определений ($O^{18} : O^{16}$) по массивным скелетным остаткам моллюсков (Боуэн, 1969; Тейс, Найдин, 1973; и др.), выполненных в Институте океанологии АН СССР (Николаев и др., 1982).

Представления о связи этапов развития биоты с седиментационной циклическостью, трансгрессивно-регрессивными циклами, эвстатикой (см. рис. 6, 16, 17, 19) являлись одним из инструментов, корректирующих общую картину этапности развития юрской бореальной биоты, лежащую в основе всех зональных биостратиграфических построений.

Организмы, населяющие биотопы, составляют неразрывное единство с абиотическим фактором среды и активно на него воздействуют. Поэтому палеоэкологические показатели часто являются более точными индикаторами среды осадконакопления, чем литолого-геохимические признаки. Биофациальный анализ служит основой при реконструкции динамики вод, солености, газового режима, анализ катен бентоса позволяет судить о градиенте уклона дна и в какой-то степени о глубинах и удаленности исследуемых зон от палеоберега (Палеогеография..., 1983; Захаров, Шурыгин, 1985; и др.) (см. рис. 2–4, 19, 21, 22). При оценке глубин и основных элементов рельефа дна бассейна во время формирования слоев литостратонов использовались также принципы унаследованности в развитии крупных морфоструктур и отражения основных тектоноседиментационных этапов в составе и мощности коррелированных отложений.

Естественно, что фациальный анализ отложений, вскрытых буровыми скважинами, значительно осложняется малыми объемами керна и недостаточным его выносом. Дополнительная информация получалась путем интерпретации промыслово-геофизических характеристик скважин (ГИС). Для разрезов по глубоким скважинам анализировались промыслово-геофизические характеристики (в масштабе 1 : 500, 1 : 200): кажущееся сопротивление — КС, спонтанная поляризация — ПС, изменение диаметра скважины — КВ, гамма- и нейтронный гаммакаротаж — ГК и НГК, реже боковой каротаж — БКЗ, индукционный — ИК, акустический — АК и некоторые другие виды. При анализе ГИС прежде всего подразумевалось изучение распределения разных классов пород по латерали и в стратиграфической последовательности. Различные группы фаций характеризуются различными, но закономерными изменениями геофизических параметров. Так, например, в аллювиальных и турбидитных образованиях, в пределах пачек, происходит уменьшение зернистости терригенных частиц вверх по разрезу и соответственно увеличение ПС и уменьшение КС (аналогично ГК и НГК), часто отмечается увеличение диаметра скважины; минимальным одновременным аномалиям ГК и НГК соответствуют пласты углей и углистых аргиллитов. В случае проградирующей дель-

ты формируются осадки с обратным распределением классов пород (Итенберг, 1972; Конибер, 1979; Чернова, 1980; Муромцев, 1984; и др.). Однако сегодня вряд ли можно использовать рекомендации некоторых авторов по чрезвычайно дробной дифференциации фаций (Муромцев, 1984). Если ограничиться обобщенным набором фаций с устойчивой направленностью изменения, главным образом гранулометрического состава, то использование кривых ГИС дает достаточно достоверные результаты. Разрешающая способность стандартных зондов позволяет интерпретировать геофизические параметры лишь сравнительно крупных слоев. При этом остаются невыясненными важные генетические признаки пород — их состав, структура, текстура и т. д. Поэтому совершенно необходимо всесторонне изучать имеющийся керновый материал. Образцы керна исследовались комплексно, как и образцы, отобранные в обнажениях, по приведенной выше схеме.

Сейсмофациальный анализ временных сейсмических разрезов, в первую очередь, подразумевает их стратификацию, т. е. выявление региональных отражающих сейсмических горизонтов, ограничивающих отдельные сейсмокомплексы определенного ранга, а также привязку отражающих горизонтов к стратиграфическим уровням, установленным по разрезам скважин. Применительно к поставленным задачам это касалось сеймо-стратиграфического комплекса между отражающими горизонтами Б (подошва баженовского горизонта) и Ia (подошва юры) на севере Западной Сибири, Б (или IIa — баженковский горизонт) и Ф (фундамент) на юге

этой территории, IIa (подошва яновстанской свиты и ее аналогов) и III (подошва юры) на севере Сибирской платформы, Ю₃ (кровля ма-рыкчанской свиты и ее аналогов) и ЮТ (подошва юры) на востоке платформы. Наиболее информативны временные сейсмические разрезы Западной Сибири, что связано с лучшими условиями наблюдений и большим опытом подобных работ. Региональные отражающие горизонты, выделяемые в ниже-среднеюрском сейсмокомплексе, как правило, состоят из нескольких фаз отражений, количество которых максимально в переходных зонах от континента к шельфу и на шельфе, в этом же направлении возрастает интенсивность (выраженность) высокоамплитудных отражений. Анализировалась степень прослеживаемости отдельных отражений, свидетельствующая о характере фациальной изменчивости разреза по латерали, их интенсивность (контрастность изменения акустической жесткости в вертикальном разрезе) и взаимоотношения (геометрия сейсмофаций), несущие информацию о динамике осадконакопления во времени. Соотношения типа кровельного прилегания к основным отражающим горизонтам интерпретировались как скрытые сеймо-стратиграфические несогласия (Сейсмическая стратиграфия..., 1982). Устойчивая прослеживаемость стратифицированных региональных сейсмических горизонтов, отождествляемых с существенно глинистыми стратиграфическими подразделениями, оконтуривает территории развития разнофациальных отложений в пределах седиментационного бассейна, а значит, и территории латерального распространения литостратонов.

Глава 4

РЕГИОНАЛЬНЫЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ: ДИСКУССИЯ И КРИТИКА

Унифицированная стратиграфическая схема юры Сибири, используемая в настоящее время, была принята на Третьем Межведомственном региональном стратиграфическом совещании по мезозою и кайнозою Средней Сибири (Новосибирск, 1978 г.) (Решения..., 1981). Для Западной Сибири стратиграфическая схема принята Межведомственным стратиграфическим совещанием (г. Тюмень, 1990 г.) и утверждена МСК в 1991 г. только в качестве корреляционной.

Со времени утверждения стратиграфических схем накоплены новые сведения по палеонтологии, био- и литостратиграфии, существенно меняющиеся отраженные в схемах представления как о региональных, так и местных стратиграфических подразделениях, их объемах, положении границ относительно общих стратиграфических подразделений.

Основная масса новых сведений по палеонтологическому обоснованию и биостратиграфии изложена в многочисленных публикациях сотрудников ИГНГ СО РАН, СНИИГГиМСа, ЗапСибНИГНИ и др. (Ильина, 1966, 1985, 1989, 1991; Тылкина, Комиссаренко, 1977; Шурыгин, 1978, 1986, 1987а, б, 1989; Басов, Соколов, 1983; Фанерозой Сибири, 1984; Девятов, Казаков, 1985, 1991; Ровнина и др., 1985; Глушко, Шейко, 1987; Меледина и др., 1987, 1991; Никитенко, 1990, 1991, 1992, 1994; Касаткина, 1991; Князев и др., 1991; Костеша и др., 1991; Сапьяник, 1991; Меледина, 1991а, б, 1994; Шурыгин и др., 1995, 1996а, б, 1998; и др.). Кроме опубликованных, получено много новых материалов по кернам скважин в районах Средней Сибири (на Восточной, Суолемской, Говоровской площадях и др.).

В Западной Сибири основные, особенно интересные, новые находки макрофауны из

нижних и средних горизонтов юры обнаружены при изучении кернов скважин Арктической (скв. 16), Бованенковской (скв. 67, 116, 121, 130 и др.), Харасавэйской (скв. 45) площадей, в Шаимском районе (Саморьяжская-10255, Тальниковая-10177, Лазаревская-10126, Вишьенская-10055 и др.), в Усть-Енисейском районе, в Уренгойских скважинах (414, 266), Геологической-14, Таркосалинских скважинах (72, 98 и др.), Западно-Новогодней-210, Верхне-Толькинской-5, Стахановской-910, в Нюрольском районе (Ютымские, Табаганские, Тамбаевские, Урманские скважины, Пешковская-13, Пономаревская-2, Салатская-1 и др.). Новые находки микрофауны установлены на еще более широкой площади: в районах Талинского месторождения (скв. Ем-Егановская-808, Талинские-2884, 2973 и др.), в Ямало-Гыданском, Фроловском, Уренгойском, Варьеганском, Нюрольском фациальных районах и др. Более того, при изучении макро- и микрофауны из скважин северных районов Западной Сибири выяснилось, что последовательности комплексов двустворок и комплексов фораминифер юры весьма сходны с известными из разрезов севера Средней Сибири, где они прекрасно датированы находками аммонитов. В этих же скважинах отчетливо выделяются и хорошо опознаются в разных районах интервалы со своеобразными комплексами спор и пыльцы, диноцист. Последовательность слоев со спорами и пылью хорошо увязывается с биостратонами по макро- и микрофауне, прослеживаясь как в Средней Сибири, так и далеко на юг в разрезах западно-сибирских скважин.

Таким образом, создана достаточно хорошая основа для детальной комплексной биостратиграфической корреляции местных стратиграфических подразделений, выделя-

емых как в Западной Сибири, так и на территории Средней Сибири (см. рис. 10, 11, 14).

Естественно, что при таком комплексном подходе передатировка последовательности b-зон, f-зон, палинозон в разрезах морской юры Сибири, вслед за пересмотром возраста аммонитовых зон, влечет за собой и смещение всех границ местных стратиграфических подразделений по всей Сибири, поскольку корреляция, вещественный объем и взаиморасположение стратонев по парастратиграфическим группам от этого не изменяются. Это обстоятельство необходимо учитывать при изучении новых керновых материалов, датировке свит Западной Сибири по новым и ранее известным скважинам и т. д. Использование прежних датировок комплексов микрофауны, спор и пыльцы, разрозненных находок двустворок и сделанных на этой основе прежних заключений о возрасте вмещающих пород ведет к большой путанице в схемах сопоставления отдельных районов при корреляциях (даже с применением опубликованных стратиграфических схем), а вслед за этим и к некорректным решениям во всех геологических, прогнозных и поисковых построениях.

Так, например, достаточно хорошо охарактеризована макро-, микрофауной и спорово-пыльцевыми комплексами лайдинская свита Западной Сибири и синхронные ей в Средней и Восточной Сибири нижняя часть арангастахской свиты и верхи сунтарской свиты, относящиеся к лайдинскому горизонту. Появление характерных для лайдинского горизонта комплексов парастратиграфических групп, датированное находками аммонитов в Лено-Анабарском и Вилюйском районах, приурочено к низам аалена. Таким образом, "лайдинский" комплекс двустворок (с *Dacryotya gigantea*, *Retroceramus* ex gr. *elegans* и др.), обнаруженный в скважинах Западной Сибири, и фораминифер (аналогичен таковому f-зоны *Verneuilinoides syndascoensis*), совместно со спорово-пыльцевым комплексом (ПК-8), должен датировать отложения не древнее нижнего аалена (верхняя граница свиты проходит внутри верхнего аалена). Следовательно, радомская пачка и ее аналоги в Западной Сибири, входящие в лайдинский горизонт и содержащие характерные спорово-пыльцевые комплексы и в некоторых случаях типичные комплексы фораминифер, должны быть отнесены к аале-

ну, а, соответственно, верхняя часть подстилающей песчаной пачки (Ю₁₀ — по классификации тюменских геологов = Ю₁₆ — по классификации томских геологов) также "заходит" в низы аалена.

Интересен комплекс макро- и микрофауны вышележащих толщ (верхи арангастахской свиты Средней Сибири, вымская свита и нижнетюменская подсвита Западной Сибири и вымский горизонт). Именно с кровлей этой толщи связывают маркирующий на юге Западной Сибири пласт угля У₁₀. Этот интервал разрезов в восточных районах Сибири содержит обильную макро- и микрофауну, позволяющую его относить к верхам верхнего аалена-низам нижнего байоса (Шурыгин, 1978, 1986; Решения..., 1981; Никитенко, 1991; Шурыгин и др., 1996а, б; и др.). В северных районах Западной Сибири в вымской толще найдены *Arctotis lenaensis*, *Arctica humiliculminata*, представители Unionidae (?) и другие совместно с характерным комплексом микрофауны (*Ammodiscus arangastachiensis* и др.) и спорами и пыльцой (ПК-9). Южнее в скважинах обнаружены из макрофауны только редкие представители *Arctica*, довольно многочисленные Unionidae (?) и редкие фораминиферы (*Ammodiscus arangastachiensis*, *Trochammina praesquamata* и др.) совместно с аналогичным указанному выше спорово-пыльцевым комплексом. Таким образом, и здесь имеются все основания для проведения параллели между толькинской, вымской свитами и нижнетюменской подсвитой (или верхней частью нижнетамбаевской подсвиты, по Ф.Г. Гурари (1992)), проводя нижнюю границу вымского горизонта внутри верхнего аалена, а верхнюю — в низах нижнего байоса.

Довольно многочисленные новые находки макрофауны из скважин северных областей Западной Сибири, в том числе и представителей *Retroceramus*, позволяют относительно точно сопоставить приграничные части леонтьевской и мальшевской свит с верхней частью юронтгумусской свиты севера Средней Сибири, протянув соответственно леонтьевский и мальшевский горизонты. Здесь, в свою очередь, слои с аналогичным комплексом двустворок, микрофауны, спор и пыльцы, содержащие и аммониты, отнесены в верхний байос. Следовательно, граница средней и верхней подсвит тюменской свиты, включаемых в леонтьевский и мальшев-

ский горизонты, рассматривается как проходящая внутри верхнего байоса.

После пересмотра на севере Средней Сибири стратиграфических диапазонов аммонитовых зон в приграничных отложениях бата и келловей биостратоны по парастратиграфическим группам существенно сместились вниз на шкале общих стратиграфических подразделений, соответственно “сместились” и вмещающие их толщи — верхняя подсвита тюменской свиты, малышевская свита (и одноименный горизонт), точинская, келимярская и чекуровская свиты, свиты васюганского горизонта Западной Сибири, что, в свою очередь, приводит к необходимости нижнюю границу васюганского горизонта (репер, связываемый обычно с келловейской трансгрессией) переместить в верхнюю часть верхнего бата (см. рис. 11, 16).

Таким образом, новые сведения по биостратиграфии юры Сибири существенно меняют и корреляционную часть стратиграфических схем.

Основу региональных шкал, согласно Стратиграфическому кодексу, составляют горизонты. В прежних схемах севера Средней Сибири горизонты не приводились, а использовались биостратиграфические подразделения для непосредственного определения возраста отложений относительно шкалы общих стратиграфических подразделений (Решения..., 1981).

В принципе с той или иной степенью обоснованности в Восточной и Западной Сибири установлены все ярусы нижней юры, хотя достоверность выделения геттанга и синемюра в последнем регионе до сих пор остается под сомнением. Однако непосредственно пользоваться общей стратиграфической шкалой при расчленении и корреляции разрезов, особенно вскрытых скважинами, весьма сложно даже в районах, где юрские толщи хорошо охарактеризованы комплексами ископаемых остатков. К тому же общие стратиграфические подразделения не отражают этапность и историю развития конкретных регионов, поскольку сами они выделены в определенных областях с собственной, уникальной историей. Обычно расчленение ведется с использованием в качестве “точки отсчета” реперных (маркирующих) уровней — специфических по литологии (соответственно хорошо опознаваемых по каротажу), комплексам фауны и т. д. Для корреляции при-

меняются региональные (в широком смысле) стратиграфические подразделения: горизонты, слои с фауной или флорой. При этом по мере уточнения положения и объема свит (входящих в горизонты, в том числе и в стратотипах горизонтов) детализируется и пересматривается состав региональных стратиграфических шкал. Если ранее границы горизонтов, определяемых, например, для юры Западной Сибири, совмещались, как правило, с ярусными и подъярусными, то сейчас достоверно доказано несовпадение этих границ, что является, на наш взгляд, более логичным (рис. 26).

В многочисленных публикациях по стратиграфии юрских толщ Западной Сибири параллельно использовались две, в общем не сильно различающиеся схемы региональных стратиграфических подразделений, одна из которых утверждена на Пятом Межведомственном региональном стратиграфическом совещании по мезозою Западно-Сибирской равнины (Решения..., 1991), а вторая детализирована группой стратиграфов СНИИГГиМСа. В первом случае используются общеизвестные в Западной Сибири региональные горизонты, понимание объемов которых основано на представлениях об объеме соответствующих (стратотипических) свит. Большинство этих свит выделено в Усть-Енисейском районе по морским отложениям нижней и средней юры и в центральных районах для верхней юры: зимний, шеркалинский, левинский, джангодский, лайдинский, васюганский, георгиевский, баженовский и другие горизонты (Решения..., 1969, 1970, 1991; Конторович и др., 1975; Региональные... схемы..., 1981; Указания..., 1984; Ровнина и др., 1985; Нежданов, Огибенин, 1987; и др.). Во втором случае вместо джангодского горизонта предлагается выделять три самостоятельных региональных подразделения: шараповский, тогурский и надояхский горизонты, также на основе вновь установленных одноименных свит (Гурари, Еханин, 1987; Гурари и др., 1988а; Казаков, Девятов, 1990; и др.). Следует отметить, что объем, стратиграфическое положение и обоснование как региональных, так и стратотипических для них местных подразделений этой части разреза принципиально не меняются, повышается только ранг местных подразделений: бывшая джангодская свита переводится в ранг серии, а ее подсвиты рассматриваются как самостоятельные свиты

Ярус	Подъярус	(Региональные... схемы..., 1981)	(Ровнина и др., 1985)	(Нежданов, Огибин, 1987)	(Гурари и др., 1988а)	(Казаков, Девятов, 1990)	(Решения..., 1991)	Предлагаемый вариант		
Бат	Верхний	Малышевский	Малышевский	Малышевский	Малышевский	Малышевский	Малышевский	Васюганский		
	Сред.							Малышевский		
	Ниж.									
Байос	Верхний	Леонтьевский	Леонтьевский	Леонтьевский	Леонтьевский	Леонтьевский	Леонтьевский	Леонтьевский		
	Нижний									
Аален	Верхний	Лайдинско- вымский	Лайдинско- вымский	Вымский	Вымский	Вымский	Вымский	Вымский		
	Нижний	Джангодский	Джангодский		Пайдинский	Лайдинский	Лайдинский	Лайдинский	Лайдинский	
Тоар	Верхний			Джангодский	Верхний	Надояхский	Надояхский	Джангодский	Верхний	Надояхский
	Нижний					Тогурский	Тогурский		Средний	Китербютский
Плинсбах	Верхний	Шеркалинский	Шеркалинский	Нижний	Шараповский	Шараповский	Джангодский	Нижний	Шараповский	
	Нижний				Левинский	Левинский		Левинский	Левинский	
Синемюр				Зимний	Зимний	Зимний	Зимний	Зимний		
Геттанг										

Рис. 26. Объем и стратиграфическое положение горизонтов нижней и средней юры Сибири. Серой заливкой показаны существенно глинистые горизонты.

с соответствующими новыми названиями (Гурари и др., 1988а). В качестве одной из причин, вызвавшей такое расчленение, обычно рассматривается необходимость обособления раннеюрских глин (средняя часть так называемого “джангодского горизонта”) (Казаков, Девятов, 1990; и др.) как межрегионального стратиграфического репера (Шурыгин, 1978; Девятов, 1987). Существенно изменяется лишь укоренившееся в некоторых работах представление о тюменской свите, к которой относили в ряде районов юга Западной Сибири всю нижне-среднеюрскую толщу, включая тогурские глины (среднетюменская подсвита) и подстилающие их отложения (Региональные... схемы..., 1981), тогда как в стратотипе (т. е. скважине, по которой она впервые была выделена) — это только неполная среднеюрская часть осадочной толщи. Во из-

бежание этого несоответствия и было предложено рассматривать нижне-среднеюрскую толщу юга Западной Сибири в качестве тюменской серии, а собственно среднеюрские континентальные образования объединять с верхами нижней юры (надтогурская часть нижней юры) в тамбаевскую свиту. Таким образом, нижнеюрская существенно песчаная подтогурская толща (в качестве шеркалинской свиты — песчаники, как предполагается, преимущественно речные и временных потоков) отделяется тогурской свитой (глинистый репер — возможно, бассейновый генезис) от существенно песчаной (также с мощными прослоями русловых песчаников) среднеюрской толщи (Гурари, Еханин, 1987; Гурари и др., 1988а). Заметим, что такое решение вопроса также нельзя признать удачным, поскольку при этом нарушается ряд статей

Стратиграфического кодекса (см. дискуссию о расчленении нижней и средней юры).

Палеонтологическая характеристика и соответственно положение границ горизонтов относительно подразделений общей стратиграфической шкалы определяются на разрезах морской нижней и средней юры Западной Сибири и на основе сопоставления с аналогичными толщами севера Средней Сибири (Шурыгин, 1978, 1987а, б; Князев и др., 1991; Меледина, 1991б; Никитенко, 1992, 1994; Шурыгин и др., 1995, 1996а, б; и др.).

Выше указывалось, что горизонты юры Западной Сибири изначально устанавливались не на биостратиграфической основе, рекомендованной для фанерозойских толщ в Стратиграфическом кодексе (1992, ст. IV.4), а как толщи, отражающие специфические этапы осадконакопления. Границы горизонтов, таким образом, отвечают изменениям режима осадконакопления (рис. 27). Однако если принимать горизонт, как это предлагается иногда для Западной Сибири (Нестеров и др., 1984), в виде латерального ряда свит (их полного объема), то совершенно очевидно, что не может быть и речи об изохронности границ таких "горизонтов" на всей территории. Если же рассматривать горизонты, согласно Стратиграфическому кодексу, как региональные подразделения с изохронными границами, то ясно, что границы горизонтов и входящих в него по латерали свит (выделяемых в основном по литолого-фациальным характеристикам) нередко будут пересекаться, даже если мы имеем дело с одноименными свитами соседних фациальных районов (см., например, левинскую свиту на рис. 14). Кроме того, в Стратиграфическом кодексе горизонты фанерозоя (и другие региональные подразделения) декларируются как устанавливаемые на биостратиграфической основе (Стратиграфический кодекс..., 1992, с. 32). Лона (= провинциальная зона) — таксономическая единица, подчиненная горизонту (Там же, ст. IV.6). Таким образом, горизонты рассматриваются как сумма лон (= провинциальных зон) (Там же, ст. IV.6), т. е. границы горизонтов совпадают с нижней и верхней границами последовательности наполняющих его провинциальных зон. Следуя этой логике, в региональной части опубликованных схем юры Западной Сибири обычно и давались палеонтологические характеристики горизонтов (или их частей) по разным группам фауны и флоры (Решения...,

1969, 1991; Региональные... схемы..., 1981; и др.), что приводило к искусственному "подтягиванию" границ горизонтов к границам общих стратиграфических подразделений (ярусов, подъярусов, зон) (см. рис. 26).

К настоящему времени стратиграфические схемы Восточной и Западной Сибири существенно преобразованы. В большей степени это касается ниже-среднеюрских схем, в которых для закрытых территорий (Западная Сибирь) аммонитовая шкала практически не использовалась, и в меньшей — верхнеюрских. Наиболее значительная перестройка сделана в части региональных стратиграфических подразделений схем, которая повлекла за собой и существенные перемещения в корреляционной части. В схемы юры Средней Сибири введена комбинация параллельных зональных шкал по разным группам фауны и флоры. После чего удалось проследить подразделения сибирских параллельных шкал зонального уровня по двустворкам, фораминиферам, остракодам, палинозоны в Западной Сибири и включить соответствующие шкалы в части региональных подразделений стратиграфических схем юры этой территории (Девятов и др., 1994; Конторович и др., 1995а, б; Шурыгин и др., 1995, 1996б), где до сих пор, если не считать аммонитовую и бухиевую шкалы верхней юры, выделялись только слои по фораминиферам (более широкого диапазона, чем предлагаемые) и слои по спорам и пыльце (см. рис. 10–13) (Решения..., 1991).

С введением в региональную часть стратиграфических схем параллельных зональных шкал по разным группам фауны и флоры выяснилось, что границы выделяемых по разным группам фауны и флоры биостратонов (наполнение горизонта) зачастую не совпадают друг с другом и тем более с границами горизонтов (Региональные... схемы..., 1981; Решения..., 1981; Шурыгин и др., 1995, 1996б; и др.). Такое положение вполне естественно, поскольку темпы эволюции различных групп фауны и флоры неодинаковы, и, как правило, перестройка палеосообществ (под влиянием как местных, так и глобальных причин) опережала или отставала от существенных фациальных перестроек в конкретных регионах. Весьма сложно в таких ситуациях (да и не нужно, по нашему мнению) отдать предпочтение какой-либо группе фауны или флоры, этап-

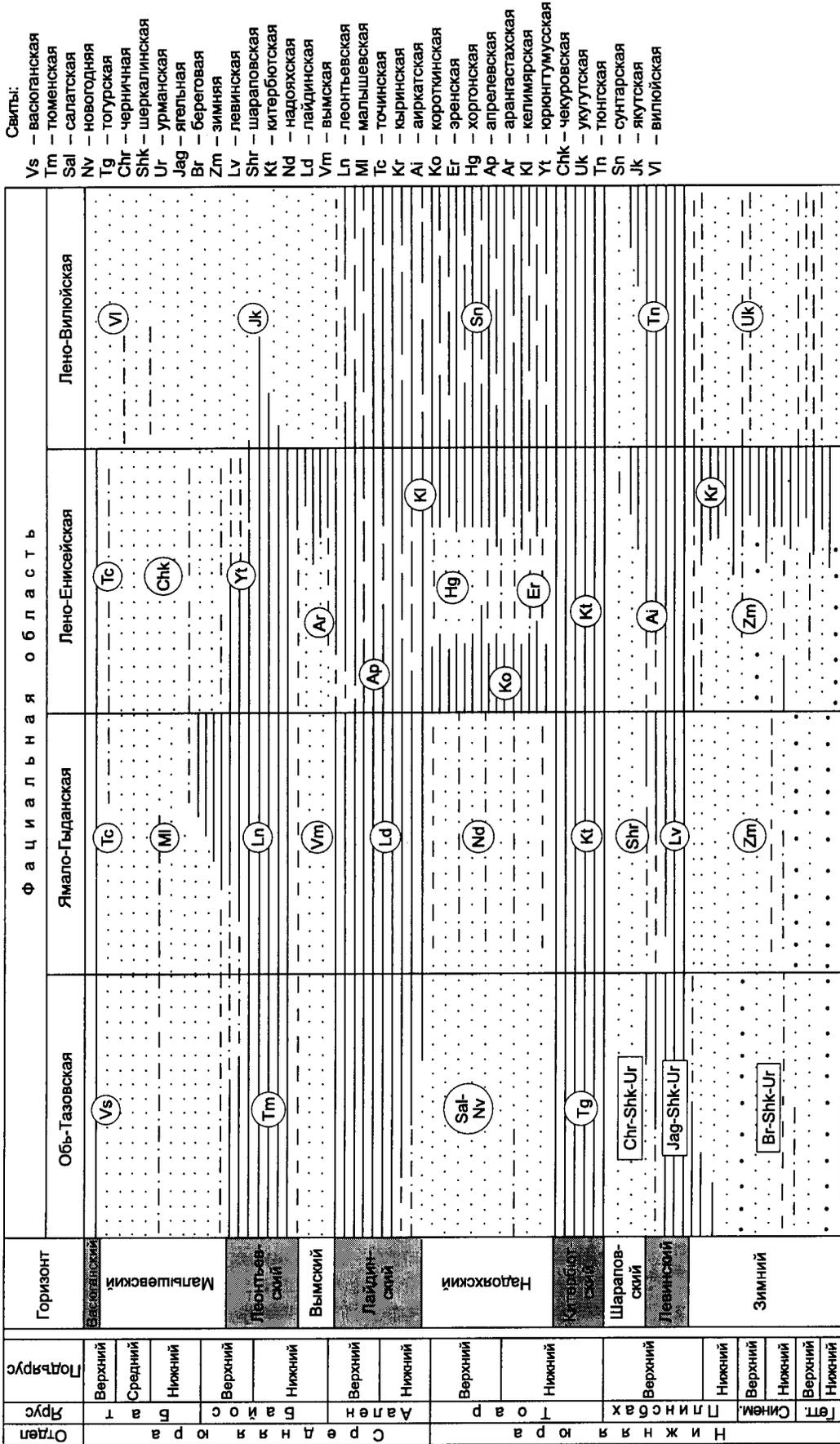


Рис. 27. Глинистые и песчаные горизонты в нижней и средней юре Сибири.

ность перестроек которой можно было бы положить в основу определения объемов горизонтов. Кроме того, выбор одной из параллельных шкал в качестве шкалы лон (наполнения горизонтов) потребует полного пересмотра всей шкалы горизонтов юры Западной Сибири, выделенных в настоящее время преимущественно на основе крупных этапов литолого-фациальных перестроек. Таким образом, нельзя рассматривать общеизвестные горизонты юры Западной Сибири как сумму лон (= провинциальных зон),

как рекомендовано в Стратиграфическом кодексе.

Единственно приемлемый путь использования горизонтов как региональных стратиграфических подразделений — это, по нашему мнению, прослеживание с помощью любых признаков (и прежде всего биостратиграфических критериев) изохронных границ горизонта, взяв за точку отсчета положение их границ в стратотипе относительно границ общих подразделений и границ биостратонов параллельных зональных шкал.

ОБЪЕМ И ПОЛОЖЕНИЕ ГРАНИЦ ГОРИЗОНТОВ

На современном этапе исследований как для Западной, так и Восточной Сибири естественно использовать наиболее дробную схему региональных стратиграфических подразделений, в которой отдельно определены такие реперные уровни, как тогурский, лайдинский и др. (см. рис. 26, предлагаемый вариант), хотя эти модифицированные схемы официально не утверждены. Причина заключается в многолетнем отсутствии Региональных стратиграфических совещаний. Новые схемы ревизованы не только в части шкал общих и региональных биостратиграфических подразделений, но в соответствии с современными представлениями о биостратиграфии юры Сибири изменены также границы и объемы горизонтов и свит.

Для удобства использования данных по разным публикациям в таблице параллельно приводятся соответствующие друг другу названия горизонтов и их частей и стратиграфические объемы по разным схемам (см. рис. 26).

В региональной стратиграфической схеме нижней и средней юры Сибири (в целом для Западной и Восточной) предлагается рассматривать следующие горизонты снизу вверх.

Зимний горизонт. В качестве стратотипа обычно имеется в виду зимняя свита, выделенная в Усть-Енисейском районе по скв. Семеновской-1-Р (инт. 2748–2569 м) (Карцева и др., 1971; Конторович и др., 1975; и др.). Позднее она прослежена в восточной части Енисей-Хатангского прогиба (Карцева и др., 1974), где по находкам фауны (в том числе и аммонитов) верхняя граница, проведена в низах верхнего плинсбаха (внутри

а-зоны stokesi) (Шурыгин, 1978). Таким образом, зимний горизонт рассматривается в объеме геттанга-низов верхнего плинсбаха (см. рис. 10, 26). В Западной Сибири горизонт включает группу песчаных пластов Ю₁₂ (по классификации тюменских геологов) и их аналоги (например, пласт Ю₁₇ — по классификации томских геологов) и часть перекрывающей их средней подсвиты урманской свиты на юго-востоке территории).

Левинский горизонт. В качестве стратотипа обычно принимается левинская свита, выделенная по скв. Малохетской-10-Р (инт. 2197–2136 м) (Байбародских и др., 1968). Объемы левинской свиты в типовой местности, а соответственно и левинского горизонта весьма дискуссионны. Ясно, что это какая-то нижняя часть верхнего плинсбаха, о чем свидетельствуют комплексы макро- и микрофауны, спор и пыльцы, известные из многочисленных разрезов (Карцева и др., 1971, 1974; и др.). Прослеженные на востоке Енисей-Хатангского прогиба левинские глины в верхней части, как выяснилось, весьма диахронны по латерали и имеют “скользящий” в возрастном отношении контакт с вышележащими нижнеджангодскими песчаниками (Шурыгин, 1978). Находки аммонитов средней а-зоны верхнего плинсбаха известны в восточных частях региона как из левинских глин, так и из джангодских песчаников. Повсюду их сопровождают комплексы фораминифер и двустворок, установленные в разрезах страторегиона левинского горизонта. Соответственно граница левинской и вышележащей свит в типовой местности (а вслед за ней и горизонтов) принимается условно по середине верхнего плинсбаха. На

севере Средней Сибири левинский горизонт — это широко известные верхнеплинсбахские глины, часто с линзами гальки. В Западной Сибири это хорошо следящаяся в большинстве районов существенно глинистая толща, разделяющая группу песчаных пластов Ю₁₂ (по классификации тюменских геологов) и подстилающая “шеркалинские” (по Нестерову и др., 1964) песчаники (Ю₁₁). На юго-востоке Западной Сибири она рассматривается как аргиллиты среднеурманской подсвиты (рис. 28).

Шараповский горизонт (ранее нижнеджангодский). В качестве стратотипа имеется в виду нижняя толща джангодской свиты, выделенной по скв. Малохетской-10-Р (инт. 2136–1907 м) (Байбародских и др., 1968; Булыникова и др., 1970; и др.). Эту же толщу было предложено рассматривать как шараповскую свиту “...вместо нижней толщи джангодской свиты...” (Гурари и др., 1988а, с. 64). Соответственно в схемы был введен шараповский горизонт. Толща хорошо выдержана по латерали и прослежена в восточной части Енисей-Хатангского прогиба, где совместно с характерным для типового разреза комплексом фораминифер, двустворок, спор и пыльцы в ней найдены аммониты верхней части верхнего плинсбаха (Шурыгин, 1978; и др.). Верхняя граница толщи по подошве общеизвестного в Сибири глинистого маркирующего горизонта (ранее тогурский в Западной Сибири, китербютский в Средней Сибири и т. д.) совмещается с границей плинсбаха и тоара (см. рис. 10, 26). На территории Средней Сибири шараповский горизонт — это очень широко распространенные на севере и востоке подтоарские песчаники, а в Западной Сибири — шеркалинские песчаники и их аналоги (группа песчаных пластов Ю₁₁ — по классификации тюменских геологов, Ю₁₆ — по классификации томских геологов в Нюрольской впадине и на смежных территориях).

Китербютский горизонт (ранее среднеджангодский, тогурский). В качестве стратотипа принята средняя толща джангодской свиты, выделенной по скв. Малохетской-10-Р (Байбародских и др., 1968; Булыникова и др., 1970; и др.). Среднеджангодская толща и ее аналоги чаще всего в стратиграфических схемах Средней Сибири фигурируют как маркирующий “китербютский горизонт” (Емельянцева, 1939а, б), а в Западной Сиби-

ри — под названием “тогурская свита (пачка, толща)”, которая установлена Ф.Г. Гурари по скв. Колпашевской-2. Эта глинистая толща — один из наиболее выдержанных реперов не только в Западной (Решения..., 1970, 1978, 1991; и др.) и Средней Сибири (китербютский горизонт) (см. рис. 27), но и за пределами Сибири (Сакс и др., 1963; Шурыгин, 1978, 1986; Девятов, 1987; Князев и др., 1991; и др.). Причем толща удивительно выдержана по литологическому составу, комплексам макро- и микрофауны, палинокомплексам, а в пределах Средней Сибири и по мощности (Шурыгин, 1978; Ильина, 1985; и др.).

Повсеместно в ней распространен типичный комплекс микрофауны, двустворок и белемнитов тоара, который датирован по найденным вместе с ним на севере Сибири и Северо-Востоке России аммонитам как нижнетоарский (начиная с а-зоны *Naucoceras falciferum*). Комплекс макро- и микрофауны нижней а-зоны тоара (*Tiloniceras propinquum*), известный из разрезов Северо-Востока России, еще имеет черты, унаследованные от плинсбаха (Князев и др., 1991). Таким образом, перелом в формировании новых сообществ бентоса в сибирских раннеюрских морях приходился, скорее всего, на фазу *Naucoceras falciferum*. Как следствие, в схемах стратиграфии Средней Сибири указывается стратиграфический перерыв в низах тоара. Однако в самых нижних слоях тогурской толщи Западной Сибири обнаружен палинокомплекс, весьма сходный с таковым верхов верхнего плинсбаха Сибири, а “маркирующий” палинокомплекс теплолюбивых форм (комплекс палинозоны 6 на схеме — см. рис. 10) обычно встречается несколько выше подошвы тогурской пачки. Переходный (надплинсбахский) комплекс с *Tripartina variabilis* и др. (из палинослоев 5б) отмечен в нижних 30 см китербютского горизонта на Анабарской губе и известен из глин сунтарской свиты Вилюйской синеклизы, где он как будто бы датирован тоарскими аммонитами.

Таким образом, представляется, что разрез тогурской толщи Западной Сибири стратиграфически более полон по сравнению с таковым “китербютского горизонта” Средней Сибири. Есть подтверждения тому и по комплексам фораминифер. Соответственно нижняя граница регионального китербютского горизонта совмещается с границей плинсбаха и тоара без стратиграфического несог-

лася, указываемого для районов севера Средней Сибири.

Граница среднеджангодской (китербютской и тогурской) толщи и перекрывающих ее слоев тоара в большинстве опубликованных схем совмещается с границей нижнего и верхнего тоара. Однако комплексы двустворок, микрофауны, спор и пыльцы, аналогичные таковым из тогурских глин и перекрывающей их толщи, хорошо датированы на севере Средней Сибири находками аммонитов (в аналоге среднеджангодской подсвиты – китербютском горизонте) (Стратиграфия..., 1976; Сакс и др., 1978; и др.): в верхах глин и низах перекрывающей песчано-алевритовой толщи найдены представители *Dactylioceras*. Таким образом, верхняя граница китербютского горизонта проходит в верхней части нижнего тоара (внутри а-зоны *Dactylioceras commune*). В северном и восточном обрамлении Сибирской платформы горизонт включает нижнюю часть бывшей сайбылахской (=китербютская свита), сунтарской, келимярской свит и других, а на большей части территории Западной Сибири — объемлет тогурскую свиту, на крайнем юго-востоке — иланскую (см. рис. 28).

Надояхский горизонт (ранее верхнеджангодский). В качестве стратотипа принята верхняя толща джангодской свиты, выделенной по скв. Малохетской-10-Р (Байбародских и др., 1968; Булыникова и др., 1970; и др.). Эту же толщу Ф.Г. Гурари с соавторами предложили рассматривать в качестве самостоятельной надояхской свиты, соответственно переименовав и региональный горизонт, приравнивая его объем к неполному верхнему тоару (Гурари и др., 1988; и др.).

Стратиграфический диапазон нижней части верхнеджангодской толщи (которая хорошо прослеживается в восточной части Енисей-Хатангского прогиба) определен по находкам характерных комплексов макро- и микрофауны однозначно как нижнетоарский (Карцева и др., 1974; Стратиграфия..., 1976; Шурыгин, 1978, 1986; Ильина, 1985; и др.). Относительно возраста верхней ее части до сих пор нет единого мнения. До недавнего времени вообще ставилось под сомнение наличие верхнего тоара в Сибири. Однако в настоящее время доказано присутствие полной последовательности аммонитовых зон верхнего тоара в Сибири (Князев и др., 1991).

На основе разработанных автономных зональных шкал по двустворкам, фораминиферам, спорам и пыльце с использованием реперных уровней (отвечают иммиграциям представителей нижнебореальных двустворок, фораминифер, динофлагеллат и т. д. в арктические бассейны) доказано, что приграничные слои нижней и средней юры в Сибири содержат идентичные комплексы фауны и флоры, а слои, относимые ранее к средней юре (Решения..., 1978; и др.), следует частично помещать в верхний тоар (Шурыгин, 1986, 1987а, б; Никитенко, 1991; и др.).

В автономных зональных шкалах по двустворкам граница тоара и аалена определена в верхней части b-зоны *Arctotis marchaensis*, а по фораминиферам — ниже подошвы f-зоны *Verneuilioides syndascoensis*. В Западной Сибири в верхней части джангодской свиты в типовой местности и на п-ове Ямал (Арктическая, Бованенковская площади и др.) также выделяются слои с *Arctotis marchaensis*, выше которых установлена часть слоев с *Dacryomya gigantea*, отвечающая b-зоне *kelimyarensis* Средней Сибири, а эпибола *Verneuilioides syndascoensis* приходится на низы вышележащей лайдинской свиты. Значит, и здесь последовательность комплексов макро- и микрофауны идентична северосибирской, и граница тоара и аалена проходит внутри слоев с *Arctotis marchaensis*, т. е. ниже кровли джангодской свиты. Соответственно надояхский горизонт принимается в объеме верхней части нижнего тоара–низов нижнего аалена (см. рис. 10, 26).

В северном и восточном обрамлении Сибирской платформы очень изменчивая по латерали толща горизонта (песчаники, переслаивание алевритов, песчаников и глин) хорошо прослеживается в естественных выходах, зажатая двумя глинистыми маркерами, и включает верхнюю алевритопесчаную часть бывшей сайбылахской свиты (Сакс и др., 1978; Решения..., 1981) (= зренская и хоргонская свиты), короткинскую свиту на Таймыре и чонокскую в юго-восточном обрамлении, часть сунтарской и келимярской свит и др. На территории Западной Сибири горизонт объемлет хорошо опознаваемые в большинстве случаев песчаники Ю₁₀ (по классификации тюменских геологов) или, как в Нюрольской впадине и на смежных территориях, —

Общая шкала			Западная Сибирь					
Отдел	Ярус	Подъярус	Региональные стратиграфические подразделения				Горизонт	
			Слои с двустворками	Слои с фораминиферами	Слои с остракодами	Палинозоны и слои		
Средняя юра	Бат	Верхний	Praebuchia	Trocham. rostovzevi	Campt. micra	10	Мальшевский	
		Средний	Arctica humiliculinata, Malletta valga Meleagrinnella ovalis, Dacryomya ovum B14	Globulina praecircumphua	?	Cyathidites spp., Sciadopityspollenites macroverrucosus, Lophofolietes torosus, Gleicheniidites, Classopollis		
		Нижний	R. ex gr. retrorsus, Arctotis sublaevis B13	F13				
	Байос	Верхний	Arctica lenaensis, Arctica humiliculinata gr. porrectus, sublaevis B11	L. incurvare, R. anabarensis F12	Camptocythere arangastachiensis O5	9	Лесняковский	
		Нижний	M. decussata, T. oviformis B10	Globulina oolithica F11	Camptocyt. spinulosa O4	Cyathidites spp., Neoraistrickia rotundiformis, Lycopodiumspores, Lophofolietes torosus, intorbivalvus, Dicksonia densa		
	Аален	Верхний	Arctotis lenaensis, Arctica humiliculinata B9	Trochammina praesquamata F8	Ammodiscus arangastachiensis F10	Camptocythere nordvikensis O3	Вымский	
		Нижний	R. ex gr. elegans, A. lenaensis B8	Astacolus zwetkovi, Lenticulina nordvikensis F9				
	Нижняя юра	Тоар	Верхний	Arctotis lenaensis, Arctica humiliculinata B7	Vemeullinoides syndascoensis F7		8	Лесняковский
			Нижний	D. gigantea, Sowerbya sp. B7			Cyathidites minor, Osmundacidites, Jurassicus, Piceapollenites variabiliformis, Stereisporites spp., Ginkgoacado-phytus, Sciadopitys-pollenites multiver-rucosus	
		Плинсбах	Верхний	Arctotis marchaensis B6 B5 B4	Ammodiscus glutaceus F7	?	7	Надояхский
			Нижний	Meleagrinnella faminaestriata B4			7a	
		Плинсбах	Верхний	Dacryomya inflata, Tancredia bicarinata B3	Ammodiscus lobus, Saccam. inanis F6 F5	Camptocythere mandelstami O2	6	Караганский
Нижний			Tancredia kuznetsovi B2	R. taimyrensis, K. barrowensis F4	?	5		
Синемюр		Верхний	Harpax laevigatus, Anradulonecrites B1	Trochammina lapidosa F3	Ogmoconcha longula	4	Левинский	
		Нижний		Ammodiscus siliceus F2		2-3		
Геттанг		Верхний		T. inusitata F1			Зимний	
		Нижний						
Геттанг	Верхний					Зимний		
	Нижний							

Рис. 28. Региональная стратиграфическая схема нижней и средней юры (без келловая) Сибири. Темной заливкой показаны существенно глинистые горизонты. П2...П10 – комплексы палинозон

2-3...10.

* Полное наименование см. в гл. 4.

Западная Сибирь				
Корреляция местных стратиграфических подразделений				
Ямало-Гыданская фациальная область			Обь-Тазовская фациальная область	
Ямальский район	Гыданский район	Усть-Енисейский район	Надымский район	Уренгойский район
Даниловская, абалакская, точинская, васюганская, гольчихинская свиты				
Мальшевская свита Песчаники, алевролиты и аргиллиты, пакеты флишоидного переслаивания, включения антраконита, с <i>Cranoccephalites</i> sp., <i>Retroceramus</i> gr. <i>retorsus</i> , <i>Arctotis sublaevis</i> , <i>Malletia valga</i> , <i>Meleagrinella ovalis</i> , <i>Globulina praecircumphlua</i> , <i>Recurvoides anabarensis</i> , <i>Trochammina</i> aff. <i>praesquamata</i> , <i>Camptocythere arangastachiensis</i> , П-9, 10 			Верхняя подсвита (надымская) Переслаивание темно-серых глин, глинистых песчаников, алевролитов с буроватым оттенком, отмечаются биотурбированные прослои, пирит. С <i>Guttulina</i> cf. <i>tatarensis</i> , <i>Globulina</i> gr. <i>praecircumphlua</i> , <i>Marginulinopsis</i> gr. <i>praecomptulaformis</i> , <i>Recurvoides anabarensis</i> Сейсмогоризонт Т _Ю (Т ₁) приурочен к нижней части, П-9, 10 90–230 м	
Леонтьевская свита Глины и аргиллиты с антраконитом. <i>Retroceramus</i> gr. <i>porrectus</i> , <i>Arctotis lenaensis</i> , <i>Meleagrinella decussata</i> , <i>Ammodiscus arangastachiensis</i> , <i>Globulina oolithica</i> , <i>Recurvoides anabarensis</i> , <i>Trochammina praesquamata</i> , <i>Camptocythere</i> spp., П-9 75–475 м			Средняя подсвита (сандибинская) Неравномерное переслаивание глин темно-серых с глинистыми песчаниками и алевролитами с <i>A. gr. lenaensis</i> , <i>A. cf. humiliculminata</i> , <i>Retroceramus?</i> sp. ind., <i>V. koczevnikovi</i> , <i>G. oolithica</i> , <i>S. gr. compacta</i> , <i>Trochammina</i> sp. ind., П-9 90–160 м	
Вымская свита Песчаники, алевролиты, аргиллиты с <i>Arctica humiliculminata</i> , <i>A. lenaensis</i> , <i>Ammodiscus arangastachiensis</i> , <i>Camptocythere</i> spp., П-8, 9 70–250 м			Нижняя подсвита (толькинская). Переслаивание песчаников с алевролитами. Характерен растительный детрит. С Unioniidae, "Pronoel-ia?" <i>Arctica</i> sp. ind., <i>T. gr. praesquamata</i> , П-8, 9 Сейсмогоризонт Т _Ю (Т ₂) приурочен к верхам ЮГ ₇₋₉ , ЮВ ₇₋₉ 100–200 м	
Лайдинская свита Аргиллиты с рассеяной галькой, прослои алевролитов, <i>Retroceramus</i> ex gr. <i>elegans</i> , <i>V. syndascoensis</i> , П-8 45–100 м			Верхняя подсвита (радомская) Глины уплотненные темно-серые, иногда битуминозные с прослоями песчаников и алевролитов с <i>Retroceramus</i> gr. <i>priscus</i> , <i>Dacryomya</i> sp. ind., <i>Sowerbya</i> sp. ind., <i>A. cf. humiliculminata</i> , <i>V. cf. syndascoensis</i> , <i>A. glumaceus</i> , <i>S. gr. inanis</i> , <i>R. gr. metensis</i> , <i>Kutsevelia?</i> sp. ind., П-8 Сейсмогоризонт Т _Ю (Т ₃) 20–140 м	
Надояхская свита Песчаники, алевролиты, аргиллиты с прослоями углистых пород, <i>Dacryomya inflata</i> , <i>D. gigantea</i> , <i>Tancredia bicarinata</i> , <i>Arctotis marchaeensis</i> , <i>Ammodiscus glumaceus</i> , <i>Globulina sibirica</i> , П-7 185–300 м			Нижняя подсвита Песчаники серые, зеленовато-серые, чередующиеся с алевролитами и уплотненными глинами, иногда биотурбированы, у выступов фундамента появляются гравелиты. Характерен растительный детрит, ризоиды, пирит, сидерит. В нижней части с <i>Ammodiscus</i> gr. <i>glumaceus</i> , <i>Saccammina</i> cf. <i>inanis</i> , П-7 до 130 м	
Китербютская свита Глины аргиллитоподобные тонкоотмученные с <i>D. inflata</i> , <i>T. bicarinata</i> , <i>A. lobus</i> , <i>S. inanis</i> , <i>Recurvoides</i> sp., П-6 40–60 м			Тогурская свита Глины темно-серые, иногда слабобитуминозные с <i>D. cf. inflata</i> , <i>P. gr. mytiliformis</i> , <i>M. cf. striatula</i> , <i>T. bicarinata</i> , <i>T. gr. kisselmani</i> , <i>A. glumaceus</i> , <i>Recurvoides</i> sp. и др., П-6 Сейсмогоризонт Т _Ю (Т ₄) 40–50 м	
Шараповская свита Песчаники и алевролиты с <i>Tancredia kuznetsovi</i> , <i>Harpax laevigatus</i> , <i>T. lapidosa</i> , П-4, 5 100–200 м			Черничная свита Чередование песчаников, алевролитов и глин, серых с растительным детритом с <i>T. gr. kuznetsovi</i> , <i>T. gr. lapidosa</i> , П-4, 5а до 270 м	
Левинская свита Глины с <i>Harpax laevigatus</i> , <i>T. lapidosa</i> , <i>T. inusitata</i> , <i>A. siliceus</i> , П-4 10–80 м			Ягельная свита. Глины аргиллитоподобные, темно-серые с <i>K. gr. brodnaensis</i> , <i>D. gr. nordvikensis</i> , <i>Tancredia</i> sp. ind., <i>T. gr. lapidosa</i> , <i>A. cf. siliceus</i> , <i>A. gr. alaskaensis</i> и др., П-4 Сейсмогоризонт Т _Ю (Т ₅) ЮГ _{18-19?} до 150 м	
Зимняя свита Песчаники и алевролиты с <i>Ogmoconcha longula</i> , <i>Ammodiscus siliceus</i> , <i>Trochammina inusitata</i> , П-2-3 600 м			Береговая свита Песчаники грубозернистые, гравелиты, конгломераты, с подчиненными прослоями серых глин. Отмечается растительный детрит и остатки флоры, П-2-3 до 270 м	
ЮГ _{20-23?}				

Рис. 28 (продолжение).

Западная Сибирь				
Корреляция местных стратиграфических подразделений				
Обь-Тазовская фациальная область				
Нижнеобский район	Фроловский район	Варьганский район	Часельский район	Приенисейский район
Даниловская, абалакская, васюганская свиты		Абалакская, васюганская, точинская свиты		
<p>Тюменская свита</p> <p>Верхняя подсвита (надымская) Переслаивание глин серых, темно-серых, биотурбированных с глинистыми песчаниками и алевролитами. Характерен растительный детрит, пирит, ризоиды. С <i>Pronoella</i> sp., <i>Saccamina</i> sp., A. gr. <i>arangastachiensis</i>, T. aff. <i>praesquamata</i>, R. <i>anabarensis</i>, <i>Globulina</i> sp., П-9, 10</p> <p>30–140 м</p> <p>ЮК_{2,4}, ЮС_{2,4}, ЮВ_{2,4}, ЮН_{2,4}</p> <p>Средняя подсвита (сандибинская) Неравномерное чередование глин с алевролитами. Отмечаются прослои углей. С <i>Ctenodontidae</i> (?), <i>Heterodonta</i>, <i>Saccamina</i> sp., <i>Psammospaera</i> (?), П-9</p> <p>30–110 м</p> <p>ЮК_{5,6}, ЮС_{5,6}, ЮВ_{5,6}, ЮН_{5,6}</p> <p>Нижняя подсвита (толькинская) Переслаивание песчаников и алевролитов с <i>Unionidae</i> (?), П-8, 9</p> <p>до 110 м</p> <p>ЮК_{7,9}, ЮС_{7,9}, ЮВ_{7,9}, ЮН_{7,9}</p>		<p>Тюменская свита</p> <p>Верхняя подсвита (надымская) Переслаивание песчаников серых с буроватым оттенком с темно-серыми биотурбированными глинами и алевролитами с обильным растительным детритом, ризоидами, древесиной, пиритом. С <i>Pronoella</i> sp., <i>Recurvovoides anabarensis</i>, A. gr. <i>arangastachiensis</i>, <i>Globulina praecircumphlua</i>, T. gr. <i>praesquamata</i>, П-9, 10</p> <p>60–140 м</p> <p>ЮС_{2,4}, ЮВ_{2,4}, ЮТ_{2,4}</p> <p>Средняя подсвита (сандибинская) Чередование глин, песчаников, алевролитов буровато-серых с прослоями углей. Порода иногда биотурбированы. С единичными <i>Heterodonta</i>, T. <i>praesquamata</i>, A. gr. <i>arangastachiensis</i>, S. cf. <i>ampullacea</i>, G. gr. <i>gordialis</i>, П-9</p> <p>60–170 м</p> <p>ЮС_{5,6}, ЮВ_{5,6}, ЮТ_{5,6}</p> <p>Нижняя подсвита (толькинская). Песчаники серые, иногда буроватые с прослоями алевролитов, глин, углей. С ядрами <i>Unionidae</i> (?), П-8, 9?</p> <p>до 130 м</p> <p>ЮС_{7,9}, ЮВ_{7,9}, ЮТ_{7,9}</p>		
<p>Тугровская свита</p> <p>Верхняя подсвита (радомская). Глины аргиллитоподобные, прослоями битуминозные с <i>Pronoella</i> sp., П-7, 8</p> <p>15–30 м</p> <p>Сейсмический горизонт Т₁₀ (Т₃)</p> <p>Нижняя подсвита Переслаивание глин темно-серых, с песчаниками, алевролитами, углями. В нижней части с A. cf. <i>glumaceus</i>, S. gr. <i>inanis</i>, П-7, 8? 50–70 м</p> <p>ЮС₁₀, ЮВ₁₀, ЮК₁₀, ЮН₁₀</p>		<p>Перевальная свита Глины уплотненные, темно-серые, иногда битуминозные с ходами иллов, прослоями песчаников, иногда углистые. С <i>Pronoella</i> ? sp., П-7-8?, 8</p> <p>15–60 м</p>		
<p>Кварцевые гравелиты и песчаники с прослоями глин темно-серых, аргиллитоподобных, П-4, 5а</p> <p>ЮК₁₁, ЮН₁₁, ЮС₁₁₋₁₃, ЮВ₁₁₋₁₂</p> <p>Тогурская свита Глины темно-серые, тонкоотмученные с редкими фораминиферами, П-56, 6</p> <p>20–30 м</p>		<p>Селькупская свита Песчаники серые, иногда зеленоватые, с прослоями глин темно-серых, иногда углистых, алевролитов и гравелитов. С единичными фораминиферами, П-7, 7-8</p> <p>50–120 м</p> <p>ЮС₁₀, ЮВ₁₀, ЮТ₁₀₋₁₂</p>		
<p>Глины аргиллитоподобные с подчиненными прослоями песчаников и алевролитов, П-4</p> <p>Шералинская св.</p> <p>Верхняя подсвита 30–200 м</p> <p>Средняя подсвита 30–50 м</p> <p>Нижняя подсвита ЮК₁₂, ЮН₁₂ 30–100 м</p>		<p>Тогурская свита. Глины аргиллитоподобные, темно-серые, зеленоватые, иногда битуминозные с прослоями песчаников. С <i>Onychites</i> sp., D. cf. <i>inflata</i>, <i>Tancredia</i> sp. ind., <i>Lingula</i> sp., T. gr. <i>kisselmani</i>, R. <i>metensis</i>, B. <i>strigosus</i>, S. <i>inanis</i>, <i>Conchostraca</i> sp., N. <i>gracilis</i>, П-56, 6</p> <p>до 60 м</p>		
<p>Песчаники с прослоями гравелитов и алевролитов, П-2, 3</p>		<p>Черничная свита. Песчаники серые, чередующиеся с глинами аргиллитоподобными, с прослоями гравелитов с T. <i>lapidosa</i>, П-4, 5а</p> <p>ЮС₁₁₋₁₃, ЮВ₁₁₋₁₂, ЮТ₁₃₋₁₈ до 200 м</p> <p>Ягельная свита. Глины аргиллитоподобные темно-серые с прослоями гравелитистых песчаников, П-4</p> <p>ЮГ_{18-19?} до 150 м</p> <p>Береговая свита Песчаники грубозернистые, гравелиты, конгломераты, с подчиненными прослоями глин темно-серых, уплотненных. Отмечается обильный растительный детрит, остатки листовой флоры, П-2-3</p> <p>до 270 м</p> <p>ЮГ_{20-23?}</p>		

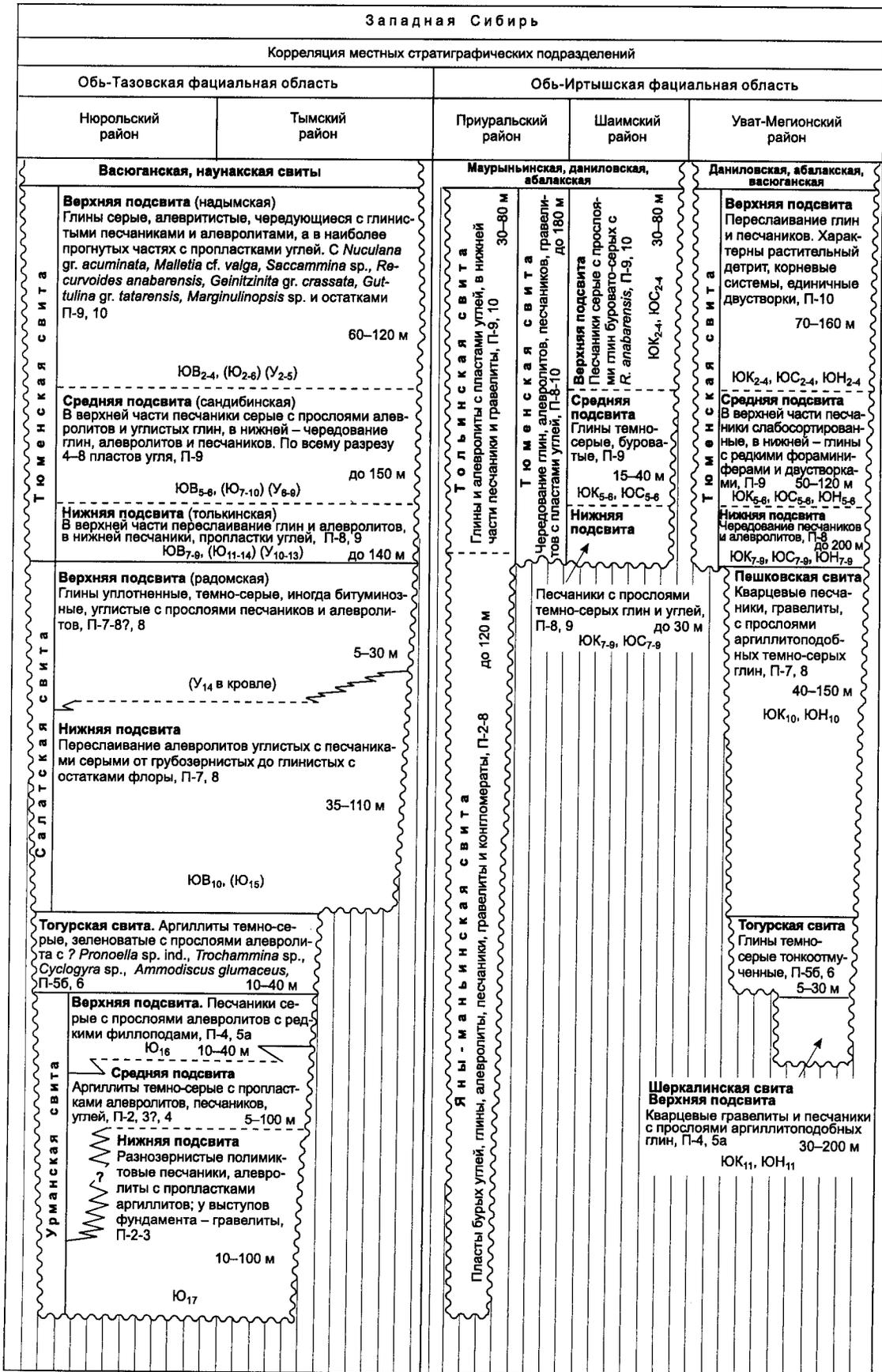


Рис. 28 (продолжение).

Западно-Сибирская плита					
Корреляция местных стратиграфических подразделений					
Обь-Иртышская фациальная область					
Омский район	Копашевский район	Нижне-чулымский район	Ажарминский район	Чулымо-Енисейский район	Кулундинский район
Васюганская, татарская, наунакская свиты				Тяжинская, наунакская свиты	
Тюменская свита		Верхняя подсвита Алевролиты и песчаники, чередующиеся с серыми и зеленовато-серыми аргиллитами с многочисленными растительными остатками, П-9, 10 40-200 м Ю ₂₋₆ , У ₂₋₅		Верхняя подсвита Алевролиты, глины серые, песчаники, пласты угля большой мощности. В верхней части глины и алевролиты с редкими пластами угля. Пресноводные двусторки, флора, П-9, 10 75-390 м	
		Средняя подсвита Неравномерное чередование аргиллитов, алевролитов, песчаников с преобладанием последних в верхней части. Пласты угля по всему разрезу. Остатки флоры, растительный детрит, П-9 30-110 м Ю ₇₋₁₀ , У ₆₋₉		Итацкая свита	
		Нижняя подсвита. Переслаивание серых алевролитов, песчаников и редких прослоев аргиллитов, пласты угля. Отмечаются древесина, растительный детрит, П-8, 9 60-140 м Ю ₁₁₋₁₄ , У ₁₀₋₁₃			
Пешковская свита		Пешковская свита		Итацкая свита	
Чередование песчаников, алевролитов, аргиллитов углистых, редкие пласты угля близ кровли, П-7, 8 60-150 м Ю ₁₅ , У ₁₄ в кровле		Чередование песчаников, алевролитов, аргиллитов углистых, редкие пласты угля близ кровли, П-7а, 7, 8 25-130 м Ю ₁₅		Пачка 2 Чередование песчаников, алевролитов, глин и пластов угля, П-8 30-140 м	
Тогурская свита Аргиллиты и алевролиты темно-серые, серые с прослоями песчаных алевролитов и остатками флоры, П-56, 6 20-40 м		Тогурская свита Аргиллиты и алевролиты темно-серые с прослоями алевролитов, П-56-6 20-40 м		Пачка 1 Песчаники светло-серые с гравием, алевролиты, редкие прослои угля, П-7 50-130 м	
				Иланская свита Алевролиты, глины, зеленоцветные песчаники в основании, конхостраки и флора, П-6 50-130 м	
				Иланская свита Алевролиты, глины, зеленоцветные песчаники в основании, конхостраки и флора, П-6 50-130 м	
Урманская свита Верхняя подсвита П-4, 5а Ю ₁₆ 10-30 м		Урманская свита Верхняя подсвита П-4, 5а Ю ₁₆ 10-30 м		Иланская свита Верхняя подсвита Алевролиты, глины, пласты угля, прослой песчаников, П-5 20-160 м	
Песчаники с прослоями алевролитов и пропластками угля		Песчаники серые, иногда зеленовато-серые с пропластками алевролитов, П-5а, 5 Ю ₁₆ 8-34 м		Средняя подсвита Алевролиты и глины с пластами угля, П-3, 4 15-60 м	
Урманская свита Средняя подсвита Аргиллиты темно-серые иногда зеленоватые с прослоями алевролитов, песчаников, П-4 10-20 м		Урманская свита Средняя подсвита Аргиллиты темно-серые иногда зеленоватые с прослоями алевролитов, песчаников, П-4 10-20 м		Макаровская свита Верхняя подсвита Песчаники с гравием, галькой, алевролиты, угли, П-2 25-60 м	
				Макаровская свита Нижняя подсвита Песчаники с гравием, галькой, алевролиты, угли, П-2 25-60 м	
Глушинская свита Чередование конгломератов, гравелитов, песчаников, алевролитов и глин с пластами бурых углей до 15 м. Палинокомплексы южной и средней юры до 650 м		Глушинская свита Чередование конгломератов, гравелитов, песчаников, алевролитов и глин с пластами бурых углей до 15 м. Палинокомплексы южной и средней юры до 650 м		Глушинская свита Чередование конгломератов, гравелитов, песчаников, алевролитов и глин с пластами бурых углей до 15 м. Палинокомплексы южной и средней юры до 650 м	
				Глушинская свита Чередование конгломератов, гравелитов, песчаников, алевролитов и глин с пластами бурых углей до 15 м. Палинокомплексы южной и средней юры до 650 м	

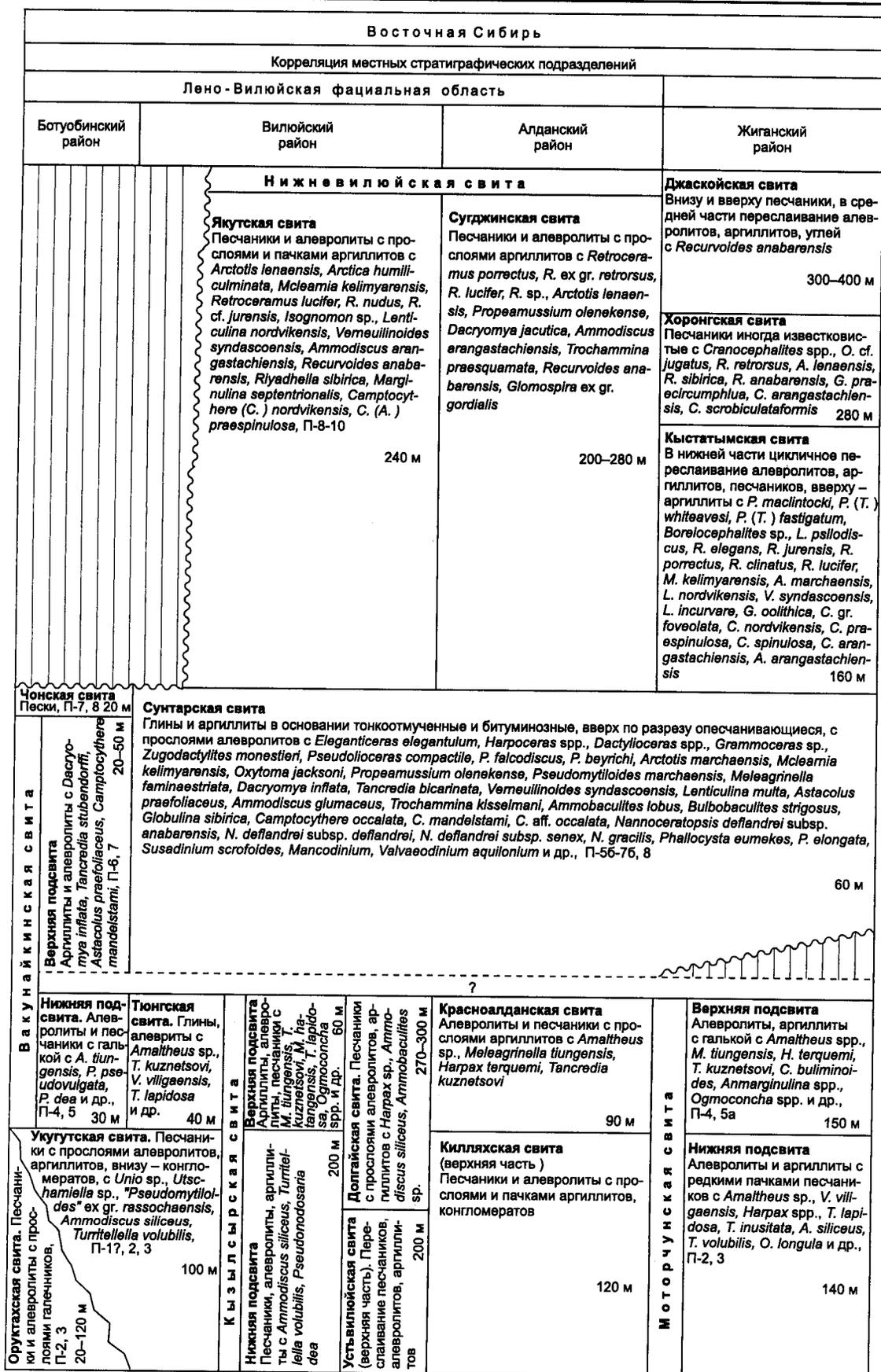


Рис. 28 (продолжение).

Восточная Сибирь			
Корреляция местных стратиграфических подразделений			
Лено-Енисейская фациальная область			
Лено-Анабарский район	Нордвикский район	Восточно-Таймырский район	Хатангский район
Точинская свита			
<p>Чекуровская свита Алевролиты, песчаники с редкими пачками аргиллитов с <i>Arctioceras</i> spp., <i>Paracephalites</i> ? <i>belli</i>, <i>Retroceramus</i> vagt, <i>R. anabarensis</i></p> <p style="text-align: right;">100 м</p>	<p>Верхняя подсвита. Алевролиты и мелкозернистые песчаники с поликристаллами кальцита с <i>Arctioceras</i> spp., <i>Arctocephalites</i> spp., <i>Retroceramus</i> vagt, <i>R. polaris</i>, <i>R. bulunensis</i>, <i>Arctotis sublaevis</i>, <i>Arctica humilliculminata</i>, <i>Musculus czekanovskii</i>, <i>Globulina praecircumphlua</i>, <i>Guttulina tatarensis</i>, <i>Lenticulina tatarensis</i>, <i>L. galeatha</i>, <i>Camptocythere</i> (C.) <i>scrobiculataformis</i> и др., П-10.</p> <p style="text-align: right;">150-180 м</p>		<p>Малышевская свита Песчаники, алевролиты с пластами аргиллитов с <i>M. valga</i>, <i>N. aff. acuminata</i>, <i>M. cf. ovalis</i>, <i>T. subtilis</i>, <i>Retroceramus</i> sp., <i>S. compacta</i>, <i>A. arangastachiensis</i>, <i>R. anabarensis</i>, <i>R. sibirica</i>, <i>T. aff. praesquamata</i>, <i>G. tatarensis</i>, <i>G. crassata</i>, <i>D. gr. nordvikiana</i>, <i>P. comaeformis</i>, <i>M. praecomptulaformis</i></p> <p style="text-align: right;">700 м</p>
	<p>Нижняя подсвита. Аргиллиты со звездчатыми кристаллами кальцита с <i>Arctocephalites</i> spp., <i>Oxycertes</i> spp., <i>Cranoccephalites</i> spp., <i>Boreiocephalites</i> spp., <i>Retroceramus retrorsus</i>, <i>R. porrectus</i>, <i>R. clinatus</i>, <i>R. lucifer</i>, <i>Arctotis lenaensis</i>, <i>A. sublaevis</i>, <i>Dentalina nordvikiana</i>, <i>Riyadhella sibirica</i>, <i>Recurvoldes anabarensis</i>, <i>Lenticulina incurvare</i>, <i>Globulina oolithica</i>, <i>Lenticulina hatangensis</i>, <i>Camptocythere</i> (A.) spp. и др., П-9б, 9в</p> <p style="text-align: right;">80-170 м</p>		<p>Леонтьевская свита. Глины и аргиллиты с <i>A. humilliculminata</i>, <i>Tancredia</i> sp. juv., <i>Nuculana</i> sp., <i>A. arangastachiensis</i>, <i>S. compacta</i>, <i>A. borealis</i>, <i>R. anabarensis</i>, <i>R. sibirica</i>, <i>G. oolithica</i>, <i>C. spinulosa</i></p> <p style="text-align: right;">475 м</p>
	<p>Арангастахская свита. Алевролиты с прослоями аргиллитов, гравия, гальки, лептохлоритовых песков, с <i>Pseudolloceras</i> (T.) spp., <i>R. elegans</i>, <i>R. lucifer</i>, <i>R. jurensis</i>, <i>A. lenaensis</i>, <i>A. humilliculminata</i>, <i>A. arangastachiensis</i>, <i>L. nordvikensis</i>, <i>A. zvetkovi</i>, C. (C.) sp., C. (A.) <i>praespinulosa</i> и др., П-8, 9а</p> <p style="text-align: right;">40-165 м</p>		<p>Вымская свита. Переслаивание песчаников, аргиллитов, алевролитов с <i>A. humilliculminata</i>, <i>A. arangastachiensis</i>, <i>S. ampullacea</i>, <i>A. lapidosus</i>, <i>T. praesquamata</i>, <i>C. nordvikensis</i>, C. (A.) <i>praespinulosa</i></p> <p style="text-align: right;">170-250 м</p>
	<p>Хоргонская свита. Переслаивание глинистых и песчаных алевролитов с ресоющей галькой и валунами с <i>P. falcoidiscus</i>, <i>A. marchaensis</i> и др., П-7б 15-30 м</p>		<p>Апрелевская свита Переслаивание алевролитов и аргиллитов, с <i>R. cf. elegans</i>, <i>A. zvetkovi</i>, <i>L. d'Orbigny</i>, <i>R. dreheri</i>, <i>V. syndascoensis</i> и др.</p> <p style="text-align: right;">60 м</p>
<p>Эренская свита Переслаивание пачек аргиллитов и алевролитов с <i>Dactyloceras commune</i>, <i>Zugodactylites</i> ex gr. <i>braunianus</i>, <i>Pseudolloceras</i> sp., <i>Arctotis marchaensis</i>, <i>Pseudomytiloides marchaensis</i>, <i>Meleagrinnella faminaestriata</i>, <i>Tancredia anabarensis</i>, <i>Dacryomya inflata</i>, <i>Modiolus numismalis</i>, <i>Lenticulina</i> sp., <i>Ammodiscus glumaceus</i>, <i>Camptocythere occalata</i> и др., П-7а, б</p> <p style="text-align: right;">110 м</p>		<p>Короткинская свита Глины и алевриты с <i>Catacoeloceras crassum</i>, <i>Dacryomya inflata</i>, <i>D. gigantea</i>, <i>Tancredia bicarinata</i>, <i>Pseudomytiloides marchaensis</i>, <i>Astaculus praefoliaceus</i>, <i>Lenticulina multa</i>, <i>Trochammina kisselmani</i> и др.</p> <p style="text-align: right;">85-90 м</p>	
<p>Китербютская свита Глины и аргиллиты тонкоотмученные, в основании часто битуминозные с <i>Eleganticeras</i> (?) sp., <i>Dactyloceras</i> sp. ind., <i>D. inflata</i>, <i>T. bicarinata</i>, <i>S. inanis</i>, <i>A. glumaceus</i>, <i>A. lobus</i>, <i>B. strigosus</i>, <i>T. kingakensis</i>, <i>T. kisselmani</i>, <i>Evolutinella</i> sp., <i>D. kiterbutica</i>, <i>G. sibirica</i>, <i>C. mandestami</i>, П-6</p> <p style="text-align: right;">24 м</p>		<p>Надияхская свита Переслаивание аргиллитов и алевролитов с прослоями песчаников с <i>S. inanis</i>, <i>A. glumaceus</i>, <i>G. gr. gordialis</i>, <i>N. benovola</i>, <i>L. multa</i>, <i>A. praefoliaceus</i> и др.</p> <p style="text-align: right;">300 м</p>	
<p>Келиярская свита. Аргиллиты, в основании битуминозные (куругская пачка) с редкими прослоями песчаных пород с <i>Haproceras</i> spp., <i>Dactyloceras</i> spp., <i>Catacoeloceras</i> sp., <i>Pseudolloceras compacte</i>, <i>P. boytchi</i>, <i>Arctocephalites</i> spp., <i>Cranoccephalites</i> spp., <i>Boreiocephalites</i> spp., <i>Retroceramus retrorsus</i>, <i>R. longusensis</i>, <i>R. clinatus</i>, <i>R. lucifer</i>, <i>R. elegans</i>, <i>R. jurensis</i>, <i>Dacryomya inflata</i>, <i>Tancredia bicarinata</i>, <i>Meleagrinnella faminaestriata</i>, <i>Dacryomya gigantea</i>, <i>Oxytoma jaksoni</i>, <i>Pseudomytiloides marchaensis</i>, <i>Propeamussium olenekense</i>, <i>Melearmia kelimayensis</i>, <i>Arctotis lenaensis</i>, <i>Arctica humilliculminata</i>, <i>Trochammina kisselmani</i>, <i>T. praesquamata</i>, <i>Ammobaculites lobus</i> и др., П-6-10а</p> <p style="text-align: right;">280 м</p>		<p>Лайдинская свита. Аргиллиты с прослоями алевролитов с <i>S. ampullacea</i>, <i>R. syndascoensis</i>, <i>A. glumaceus</i>, <i>A. praefoliaceus</i>, C. gr. <i>occata</i>, <i>Pyrocytheridae</i> sp. и др.</p> <p style="text-align: right;">100 м</p>	
<p>Кыринская свита. Аргиллиты, редко алевролиты с прослоями песчаников с <i>Amaltheus</i> spp., <i>Psiloceras planorbis</i>, <i>Anradulonecites incertus</i>, <i>Velata vilgaensis</i>, <i>Harpax laevigatus</i>, <i>Pseudomytiloides sinuosus</i>, <i>Trochammina lapidosa</i>, <i>T. inusitata</i>, <i>Recurvoldes taimyrensis</i> и др., П-1-3</p> <p style="text-align: right;">140 м</p>		<p>Верхняя подсвита. Алевролиты с прослоями глин с <i>Amaltheus</i> spp., <i>Tancredia kuznetsovi</i>, <i>Meleagrinnella tiungensis</i>, <i>Recurvoldes taimyrensis</i>, <i>Anmarginulina arctica</i> и др., П-5а</p> <p style="text-align: right;">60 м</p>	
<p>Нижняя подсвита. Глины с <i>Harpax laevigatus</i>, <i>Velata vilgaensis</i>, <i>Anradulonecites incertus</i>, <i>Trochammina lapidosa</i>, <i>C. bulminoides</i>, <i>F. dubiella</i> и др., П-4</p> <p style="text-align: right;">70 м</p>		<p>Шараповская свита. Чередование аргиллитов, алевролитов с прослоями песчаников с <i>A. siliceus</i>, <i>A. pulhra</i></p> <p style="text-align: right;">200 м</p>	
<p>Зимняя свита Алевролиты, аргиллиты с прослоями песчаников, гравелитов, конгломератов с <i>Amaltheus cf. stokesi</i>, <i>Velata vilgaensis</i>, <i>Myophoria lingonensis</i>, <i>Anradulonecites anabarensis</i>, <i>Harpax laevigatus</i>, <i>H. ex gr. spinosus</i>, <i>Otapiria limaeformis</i>, <i>O. inopinata</i>, <i>Meleagrinnella subolflex</i>, <i>Pseudomytiloides sinuosus</i>, <i>Ogmocoencha longula</i>, <i>Ammodiscus siliceus</i>, <i>Glomospira perplexa</i>, <i>Trochammina lapidosa</i>, <i>T. inusitata</i>, <i>Turtellalla volubilis</i>, <i>Gaudryina</i> ex gr. <i>kelleri</i>, <i>Pseudonodosaria dea</i>, <i>Nodosaria candelia</i>, <i>Lenticulina sinemurensis</i>, <i>L. burensis</i>, П-1-3</p> <p style="text-align: right;">180 м</p>		<p>Левинская свита. Аргиллиты, глинистые алевролиты с <i>H. laevigatus</i>, <i>T. gr. lapidosa</i>, <i>A. siliceus</i>, <i>M. ventrosa</i></p> <p style="text-align: right;">450 м</p>	

Восточная Сибирь			
Региональные стратиграфические подразделения			
Горизонт	Палинозоны и спои		Динозоны и подзоны
Малышевский	10 Lophotriletes torosus, Gleicheniidites, Quadraeculina limbata, Sciadopityspollenites macroverrucosus	10b – Perotrilites zonatoides, Leiotriletes pallescens, Osmundacidites, Perinopollenites elatoides	
		10a – Cyathidites spp., Piceapollenites spp., Gleicheniidites, Quadraeculina limbata, Sciadopityspollenites macroverrucosus, Marattisporites scabratus, Classopollis	
	9 Neoraistrickia rotundiformis, Lycopodiumsporites intortivallus, Dicksonia densa, Pinus divulgata	9a – Neoraistrickia spp., Lycopodiumsporites spp., Osmundacidites spp., Stereisporites spp., Cyathidites minor, Alisporites bisaccus	
Вымский		9b – Cyathidites australis, Microlepidites crassirimosus, Hemitelia parva, др. * 9a – Cyathidites minor, C. conlopteroideus, Osmundacidites и др. *	
Лавдинский	8 Cyathidites minor, Osmundacidites jurassicus, Piceapollenites variabiliformis, Stereisporites, Sciadopityspollenites multiverrucosus		
	7b Piceapollenites spp., Stereisporites spp., Quadraeculina limbata, Dictyophyllidites spp., Marattisporites scabratus	7 Piceapollenites variabiliformis, Cyathidites minor, Osmundacidites spp., Dipteridaceae, Marattisporites scabratus	Phallogysta eumekes, Susacdinium scrofolides Ph/S Phallogysta eumekes Ph/S-phe
Надояхский	7a Cycadopites dilucidus, Stereisporites, Dictyophyllidites spp., Contignisporites problematicus		Nannoceratopsis gracilis Ng
Китаводский	6 Cyathidites, Dipteridaceae, Marattisporites scabratus, Klukisporites variegatus, Classopollis		Nannoceratopsis deflandrei subsp. senex Nd-s
	5b Cyathidites minor и др. *	5 Tripartina variabilis	Nannoceratopsis deflandrei subsp. anabarensis Nd-a
Шараповский	5a Osmundacidites, Cycadopites dilucidus, Stereisporites, Q. limbata		
Левинский	4 Stereisporites spp., Uvaesporites argenteaformis, Cycadopites spp.		?
	3 Cycadopites spp., Uvaesporites argenteaformis, Dipterella oblatinoides, Paleocooniferus assacatus		
	2 Cycadopites medius, Stereisporites infragranulatus, Polycingulatisporites triangularis, Quadraeculina anellaeformis, Protopicea cerina		
Зимний	1 Dipterella oblatinoides, Alisporites pergrandis и др. *		

Рис. 28 (продолжение).

Восточная Сибирь		
Региональные стратиграфические подразделения		
Зоны и слои по остракодам	Зоны и слои по фораминиферам	Зоны и слои по двустворкам
Camptocythere micra	Tr. aff. praesquamata	Præbuchia anabarensis
?	Tr. aff. praesquamata	Retroceramus vagt B26
Camptocythere scrobiculataformis O14	F24	Retroceramus bulunensis B25
		Retroceramus polaris B24
Camptocythere arangastachiensis O13	F22 F23	Retroceramus retrorsus B23
praearangastachien. O12	F23	Retroceramus porrectus B21
Camptocythere spinulosa O11	F20	Retroceramus clinatus B20
		Solemya strigata B19
Camptocythere praespinulosa O10	F18	Retroceramus lucifer B18
		Retroceramus jurensis B17
Camptocythere foveolata O8	F15	Retroceramus elegans B16
Camptocythere aff. occalata O7	F14	Meleamnia kelmyarensis B14
Camptocythere occalata O6	F13	Arctotis marchaensis B13
Camptocyth. mandelstami	F12	Pseudomytiloides marchaensis B11
Trachycythere verrucosa O4	F11	Meleagrinnella faminaestriata B10
		Dacryomya inflata, Tancredia bicarinata B9
Nanacythere costata O3	F9	Tancredia kuznetsovi B8
		Anradulonectites incertus B7
		Velata viligaensis B6
Ogmoconcha longula O2	F3	Harpax ex gr. spinosus B4
		Otapiria limaeformis B3
Ogmoconcha buurensis O1	F2	Meleagrinnella subolifex, Pseudomytiloides sinuosus B2
		Pseudomytiloides sinuosus B1

Восточная Сибирь				Общая шкала			
Региональные стратиграфические подразделения							
Зоны и слои по белемнитам		Зоны и слои по аммонитам		Зона	Подъярус	Ярус	Отдел
Pachyteuthis subrediviva	Cadoceras barnstoni		Arctoceras(?) cranocephaloide	Oxycerites orbis	Верхний	Б а т	
	Arctoceras(?) cranocephaloide			Procerites hodsoni			
Pachyteuthis tschemyschewi	Arctoceras ishmae		Tullites subcontractus	Средний			
Cylindroteuthis confessa	Arctoceras harlandi		Procerites progracilis				
Paramegateuthis manifesta	Arctoc. arcticus	Oxycerites jugatus		A. tenuiplicatus	Нижний		
		Cr. carlsbergensis		Zigzagoceras zigzag			
Cylindroteuthis spathi	Cr. carlsbergensis	Cranocephalites gracilis	sp. aff. gracilis	Parkinsonia parkinsoni	Верхний		
				Borelocephalites borealis		Garantiana garantiana	
Paramegateuthis parabajocicus	Normannites sp., Stephanoceras sp.		Strenoceras niortense	Нижний	Б а й о с		
	? Arkeloceras		Stephanoceras humphriesianum				
Sachsibelus mirus	Ps. (T.) fastigatum		Otoites sauzei	Нижний			
	Pseudolioceras (Tugurites) tugurensis		Witchellia laeviuscula				
	Pseudolioceras maclintocki		Hyperlioceras disclites				
Hastites motortschunensis	Ps. beyrichi		Graphoceras concavum	Верхний	А а л е н		
	Pseudolioceras falcodiscus		Ludwigia murchisonae				
	Pseudolioceras wurttenbergeri		Leioceras opalinum	Нижний			
	Pseudolioceras compactile		Dumortieria levesquei				
	Zugodactylites braunianus		Grammoceras thouarsense	Верхний			
Clastoteuthis spp.	Dactyloceras commune		Hauglia variabilis				
Nannobelus pavlovi	Dactyloceras commune		C. crassum	Нижний	Т о а р		
	Harpoceras falciferum		Peron. fibulatum				
Acrocoelites triscissus	Harpoceras falciferum		Dactyloceras commune	Нижний			
	Tiltoniceras propinquum		Hilloceras bifrons				
?	Amaltheus villgaensis		Harpoceras falciferum	Верхний	П л и н с б а х		
	Amaltheus margaritatus		Dactyloc. tenuicostatum				
	Amaltheus stokesi		Pleuroceras spinatum	Нижний			
	?		Amaltheus margaritatus				
	?		Amaltheus stokesi	Product. davoei			
Psiloceras planorbis		Tragophyl. lbex	Uptonia jamesoni	Верхний	С и м е н м о р		
Psiloceras planorbis		Echloceras raricostatum, Oxynoticeras oxynotum, Asteroceras obtusum	Caenisites turneri, Amioceras semicostatum, Arielites bucklandi	Нижний			
Psiloceras planorbis		Schlotheimia angulata, Alsatites ilasicus	Psiloceras planorbis	Верхний	Г е т т а н г		
Psiloceras planorbis		Psiloceras planorbis	Psiloceras planorbis	Нижний			

Рис. 28 (окончание).

Ю₁₅ (по классификации томских геологов) (см. рис. 28).

Лайдинский горизонт. В качестве стратотипа обычно имеется в виду лайдинская свита, выделенная в Усть-Енисейском районе по скв. Малохетской-10-Р (Байбародских и др., 1968; Булыникова и др., 1970; и др.). Свита хорошо прослеживается в Ямало-Гыданской фациальной области Западной Сибири и отвечает радомской толще более южных районов. На севере Средней Сибири аналогом свиты является нижняя подсвита арангастахской свиты, верхи сунтарской свиты и т. д. Последние содержат многочисленные макро- и микрокаменелости, датированные в ряде районов находками аммонитов. Объем лайдинского горизонта зафиксирован находками в этих разрезах аммонитов (*Tugurites* spp., *Pseudolioceras* spp.), комплексов двустворок, соответствующих b-зонам *Dacryomya gigantea*, *Retroceramus elegans* и *R. jurensis*, комплексов фораминифер из f-зон *Verneuilinoides syndascoensis*, *Astacolus zwetkovi*. В Западной Сибири в соответствующей толще прослежены слои с *Dacryomya gigantea* и с *Arctotis lenaensis* и *Arctica humiliculminata*, а также ряд слоев, охарактеризованных ретроцерамами (см. рис. 10).

Таким образом, верхняя граница лайдинского горизонта проходит внутри верхнего аалена: горизонт принимается в объеме верхней части нижнего и нижней части верхнего аалена. В Западной Сибири горизонт включает хорошо прослеживающуюся радомскую пачку, залегающую на песчаниках Ю₁₀, алевритоглинистую верхнюю пачку новогодней свиты (Уренгойский фациальный район) или ее аналоги в пешковской, салатской свитах (Нюрольская впадина и смежные территории) (см. рис. 28). К верхам горизонта приурочен известный на юге Западной Сибири репер — пласт угля У₁₄.

Вымский горизонт. В качестве стратотипа принимается вымская свита, выделенная в Усть-Енисейском районе по скв. Малохетской-10-Р (Байбародских и др., 1968; Булыникова и др., 1970; и др.). Свита хорошо прослеживается в Ямало-Гыданской фациальной области и соответствует верхней подсвите арангастахской свиты на севере Средней Сибири (Шурыгин, 1978; Сакс и др., 1978), низам кыстатымской свиты и др. Объем горизонта определяется находками в разрезах се-

вера Средней Сибири представителей аммонитов *Pseudolioceras* (*Tugurites*). Характерные для горизонта нижнебайосские комплексы двустворок с *Retroceramus lucifer*, *R. jurensis* и др., комплексы фораминифер, свойственные f-зонам *Lenticulina nordvikensis*, *Ammodiscus arangastachiensis*, известны не только в разрезах Средней Сибири, но и обнаружены в скважинах Западной Сибири. Соответственно горизонт принимается в объеме верхней части верхнего аалена и низов нижнего байоса.

На территории Западной Сибири горизонт объемлет песчаные пласты Ю₇₋₉ (по классификации тюменских геологов), а на юге в Нюрольской впадине и на смежных территориях включает песчаники Ю₁₁₋₁₄ (по классификации томских геологов) (нижняя подсвита тюменской свиты с углем У₁₀ в кровле) (см. рис. 28).

Леонтьевский горизонт. В качестве стратотипа принимается леонтьевская свита, выделенная по скв. Малохетской-10-Р (Байбародских и др., 1968; Булыникова и др., 1970; и др.). Свита хорошо прослеживается в Ямало-Гыданской фациальной области и соответствует хорошо охарактеризованной фауной нижней части юронтгумусской свиты севера Средней Сибири. Горизонт содержит богатые комплексы двустворок и фораминифер, известные из скважин севера Западной Сибири. Аналогичные комплексы изучены в разрезах севера Средней Сибири, где они датированы находками аммонитов (*Boreiocephalites* spp., *Cranocephalites* spp.) и отвечают b-зонам *Retroceramus lucifer*, *R. clinatus*, *R. porrectus* и части *R. retrorsus*. Сходные двустворки обнаружены и в скважинах на севере Западной Сибири. Соответственно после передатировки аммонитовых зон на севере Сибири и вслед за ними b-зон (см. гл. 1) леонтьевский горизонт в настоящее время рассматривается в объеме верхней части нижнего байоса и низов верхнего байоса.

Принятое в настоящее время положение верхней границы леонтьевского и мальшевского горизонтов относительно шкалы общих стратиграфических подразделений в значительной степени определяется указанием на находку в мальшевской свите одной из скважин Усть-Енисейского района аммонита (*Cranocephalites?* sp. ind. juv.) (Сакс и др., 1963; Решения..., 1969; Стратиграфия...,

1976; и др.). Отметим, что в естественных выходах на севере Сибири, где приграничные толщи леонтьевского и малышевского горизонтов хорошо охарактеризованы фауной (в том числе и аммонитами), существенное опесчанивание пород заметно, начиная с более высокого стратиграфического уровня — приблизительно с верхов нижнего бата (в современном понимании) — близ верхней границы b-зоны *retrorsus* или в низах f-зоны *praecircumphlua*, т. е. в толще соответствующей верхней части слоев с *Arctocephalites* или с *Arcticoceras* (см. юронтумусскую и чекуровскую свиты в работах С.В. Мелединой и др. (1987, 1991; и др.)). Если принимать во внимание представления об общем северо-южном направлении бореальных трансгрессий-регрессий этого времени на территории Сибири, то возникает вопрос — не является ли привязка обсуждаемой границы горизонтов с помощью этой находки аммонита артефактом. Вполне вероятны и неточная диагностика ювенильного аммонита, принадлежащего к группе, роды которой на ювенильных стадиях слабо различаются, и неточная привязка к геологическому телу — малышевской свите — или же неточности в определении ее объема по каротажу в конкретной скважине. До окончательного решения поставленных вопросов мы рассматриваем положение обсуждаемой границы горизонтов в прежнем варианте.

На территории Западной Сибири леонтьевский горизонт представлен преимущественно тонкозернистыми образованиями, однако в ряде районов обособляются не всегда прослеживающиеся по латерали песчаные пласты группы Ю₅₋₆ (по классификации тюменских геологов) или Ю₇₋₁₀ (на юге — в Нюрольской впадине и на смежных территориях, по классификации томских геологов) (средняя подсвита тюменской свиты) (см. рис. 28).

Малышевский горизонт. В качестве стратотипа имеется в виду малышевская свита, выделенная по скв. Малохетской-10-Р (Байбародских и др., 1968; Булыникова и др., 1970; и др.). Свита хорошо прослеживается в Ямало-Гыданской фациальной области и соответствует верхней части юронтумусской и чекуровской свите севера Средней Сибири. В разрезах малышевского горизонта как на севере Средней, так и в Западной Сибири известны находки аммонитов

(*Arctocephalites* spp., *Arcticoceras* и др.). Комплексы двустворок содержат виды, характерные для b-зон *Retroceramus retrorsus*, *R. polaris*, *R. vagt* и др. Перекрываются образования малышевского горизонта слоями, содержащими первые *Praebuchia*, обнаруженные как в Средней, так и в кернах скважин Западной Сибири.

Существенное изменение датировок аммонитовых зон приграничных отложений бата и келловея, сделанное в последнее время на разрезах севера Средней Сибири, повлекло за собой передатировку зон по двустворкам, фораминиферам, палинозон и т. д. (Меледина и др., 1991; и др.) и соответственно, изменились представления об объеме и положении границ малышевского горизонта. В настоящее время горизонт рассматривается в объеме от верхов верхнего байоса до нижней половины верхнего бата (Шурыгин и др., 1995, 1996а, б; и др.). Заметим, что сомнения, высказанные выше по поводу объема леонтьевского горизонта, касаются такового и малышевского.

Группы песчаных пластов Ю₂₋₄ (по классификации тюменских геологов), объемлемых малышевским горизонтом, обычно хорошо прослеживаются в разрезах скважин на территории Западной Сибири, на юге которой (в Нюрольской впадине и на смежных территориях) сюда включаются песчаники Ю₂₋₆ (верхняя подсвита тюменской свиты) (см. рис. 28).

Васюганский горизонт. В качестве стратотипа принята васюганская свита, выделенная по скв. Нововасюганской-1-Р (инт. 2772–2702 м) (Шерихора, 1961; Стратиграфо-палеонтологическая основа..., 1972; и др.). Соответственно делению свиты приняты подгорizontы: нижний — глинистый и верхний — преимущественно песчаный. Практически одновременно и независимо эта же толща была установлена как локовская свита в Среднем Приобье (Гурари, 1962) и позднее прослежена в центральной части Западной Сибири (Стратиграфо-палеонтологическая основа..., 1972). По находкам разнообразной морской фауны, в том числе и аммонитов, верхняя граница свиты помещена в верхи верхнего оксфорда (внутри слоев с *Atoeboceras* spp.). Нижняя граница васюганской свиты, в связи с переопределением аммонитов на севере Сибири и соответственно удревнением комплексов макро- и микрофауны, спор и пыльцы, проводится в верхах верхнего бата (см. рис. 11,

28) (Шурыгин и др., 1995 и др.), а не в низах нижнего келловея, как это предполагали ранее (Решение..., 1991). Таким образом, васюганский горизонт рассматривается в объеме верхов верхнего бата — нижней половины верхнего оксфорда.

В Западной Сибири васюганский горизонт включает васюганскую, наунакскую, даниловскую, абалакскую, точинскую и сивговскую свиты или их части (рис. 29), а на востоке Сибирской платформы он представлен континентальными образованиями. На территории Западной Сибири со свитами васюганского горизонта связывают песчаные пласты группы Ю₁. Почти повсеместно в Западной Сибири, где развиты морские образования васюганского горизонта, в разрезах на границе с тюменской свитой устанавливается в разной степени песчанистый базальный пласт, который нередко плохо следует по латерали. В современных схемах он рассматривается как пласт Ю₀⁰ и выделяется, по предложению геологов из "Новосибирскгеология", в качестве пахомовской пачки (Атлас..., 1990; Решения..., 1991; и др.). Пласт часто содержит остатки морской фауны, но плохо отличается на каротажных диаграммах от пласта Ю₂ тюменской свиты, хотя визуально в керне отличия этих песчаников "бросаются в глаза". Подошва пласта Ю₀⁰ близка к изохронной, тогда как верхняя его граница "скользит" от нижнего келловея до нижней части верхнего келловея. При этом наиболее низкое стратиграфическое положение эта граница имеет в зонах депрессий, а наиболее высокое — на сводах и валах. Вероятно, нередко возникает путаница с индексацией пластов в конкретных скважинах и в связи со сложностью разграничения пластов Ю₂ и Ю_{5,6}¹ при редукции глинистых пропластков, ограничивающих последние, тем более что стратиграфические диапазоны этих пластов перекрываются.

Георгиевский горизонт. В качестве стратотипа принята георгиевская свита, выделенная по скв. Большереченской-1-Р (инт. 2547–2533 м) (Решения..., 1969; Стратиграфо-палеонтологическая основа..., 1972). Горизонт имеет глинистый состав и непостоянную мощность. Стратиграфическое положение и объем георгиевской свиты в типовой местности, а соответственно и георгиевского горизонта дискуссионны. Так, на стратиграфических схемах, утвержденных на после-

днем совещании, нижняя граница георгиевского горизонта и одноименной свиты проведена внутри слоев с *Amoeboceras* spp., приравниваемых к двум нижним зонам верхнего оксфорда (Решения..., 1991). Однако анализ распространения аммонитов из низов георгиевской свиты Пурпейско-Васюганского и Сильгинского районов свидетельствует о присутствии только верхней зоны верхнего оксфорда (а-зона *ravnii* в Западной Сибири). Лишь находка *A. (A.) cf. transitorium* как будто бы может свидетельствовать о более низком положении нижней границы свиты — в верхней части слоев с *Amoeboceras* spp. Западной Сибири. Однако в верхах васюганской свиты тех же районов обнаружены стратиграфически "более высокие" *Amoeboceras* ex gr. *alternans*. В соседних районах (Турухано-Елогуйском и Усть-Енисейском) в низах аналогов георгиевской свиты (верхнесивговской подсвиты) встречены аммониты, характерные лишь для а-зоны *ravnii* Западной Сибири или же встречающиеся в пределах всего верхнего подъяруса. Кроме того, для низов георгиевского горизонта в принятых совещанием стратиграфических схемах приводится f-зона *Recurvoides disputabilis disputabilis* (Решения..., 1991), которая по современным представлениям рассматривается в верхнем оксфорде, но без интервала соответствующего а-зоне *ravnii*. Здесь же в основании георгиевской, марьяновской свит и в верхнесивговской подсвите (см. выше) обнаружены фораминиферы, типичные для вышележащей f-зоны *Trochammina omskensis* — *Verneuilinoides graciosus*, объемлющей а-зону *ravnii* — низы нижнего кимериджа или более высокие уровни (Решения..., 1991). Более того, этот же комплекс фораминифер приводится и из кровли васюганской свиты скв. Нижневартовской-22-Р (Брадучан и др., 1968). Таким образом, более логично проводить нижнюю границу георгиевской свиты (и соответственно георгиевского горизонта) не внутри слоев с *Amoeboceras* spp., а не ниже зоны *ravnii*. Таким образом, георгиевский горизонт принимается в объеме верхи верхнеоксфордского — низы нижневожского подъяруса (а-зона *ravnii* — нижняя половина а-зоны *Subdichotomoceras subcrassum*).

На территории Западной Сибири горизонт представлен преимущественно глинистыми образованиями. Однако в его подошве

в большинстве районов обособляется пачка песчаников с глауконитом ($Ю_1^0$ — барабинская пачка в современном понимании индексируется по предложению Г.М. Татъянина), которую еще в 1969 г. Ф.Г. Гулари с соавторами предлагали рассматривать в составе георгиевской свиты (Решения..., 1969, с. 120. *Особое мнение*), что и сделано в современных схемах (Решения..., 1991).

Баженовский горизонт. В качестве стратотипа имеется в виду одноименная свита, выделенная (сначала как пачка) по скважинам Саргатской площади и скв. Большереченской-1-Р (Гулари, 1959). В схемах, принятых стратиграфическим совещанием 1961 г., стратотип баженовской пачки рассматривается в одной из скважин Саргатской площади (Решения..., 1961). Позднее предлагалось использовать в качестве стратотипа баженовской свиты скв. Большереченскую-1-Р (инт. 2533–2506 м) (Стратиграфо-палеонтологическая основа..., 1972; и др.). В одной из последних сводок, автором которой является и Ф.Г. Гулари, в качестве лектостратотипа предлагается скв. Саргатская-2-Р (инт. 2503–2530 м), а как гипостратотип рассматривается скв. Салымская-170 (инт. 2844–2881 м) (Баженовский горизонт..., 1986).

ПАРАЛЛЕЛЬНЫЕ ЗОНАЛЬНЫЕ ШКАЛЫ

На севере, востоке и западе Сибири установлены все ярусы юры. На основе межрегиональной корреляции аммонитовых зон, межрегионального прослеживания некоторых реперных уровней по другим группам макро-, микрофауны и диноцист зональные подразделения юры Сибири сопоставлены со стандартными, естественно с разной степенью достоверности в разных интервалах. Комплексный анализ (см. гл. 3) вертикального распространения всех ведущих групп ископаемых, известных из ориктоценозов юры Сибири, позволил определить последовательность биостратонов в параллельных шкалах по разным группам фоссиллий, оценить их зачастую различающийся объем и положение стратиграфических границ относительно шкалы общих стратиграфических подразделений. В конечном счете создана серия (комбинация) параллельных автономных зональных шкал, кото-

Толща хорошо выдержана по латерали и прослежена в южных, центральных и северных вплоть до Уренгоя районах Западно-Сибирской плиты на площади около 1 млн км². Нижняя и верхняя границы свиты четко фиксируются по данным электрокаротажа по резкому (до 30–75 Ом·м) увеличению значений КС. В многочисленных разрезах баженовской свиты совместно с характерным для типового разреза комплексом фораминифер, двустворок, спор и пыльцы найдены и аммониты. Нижняя граница свиты проведена в нижней части нижневолжского подъяруса (а-зона *subcrassum*), а верхняя — в низах нижнего берриаса (а-зона *kochi*). Таким образом, баженовский горизонт принимается в объеме верхов нижневолжского подъяруса–низов нижнего берриаса.

На большей части Западной Сибири горизонт представлен битуминозными аргиллитами, включая баженовскую и, частично, марьяновскую, даниловскую, яновстанскую и другие свиты. В качестве нефтеносного горизонта рассматривается пласт $Ю_0$. На севере Средней Сибири — это глинистая толща паксинской свиты, а в восточном обрамлении Сибирской платформы — часть буолкалахской свиты, песчаники чонокской и континентальные образования бергеинской свит (см. рис. 29).

рые в настоящее время включены как в восточно-сибирскую, так и в западно-сибирскую стратиграфические схемы юры в части региональных стратиграфических подразделений. Совместное использование ряда шкал обеспечивает повышенную степень дробности расчленения юрской осадочной толщи (не только до зон, но и их частей) и придает универсальность всей системе шкал, позволяя применять те из них, которые решают задачи стратиграфии в зависимости от особенностей геологической ситуации. Как уже отмечалось выше, находки макро- (в основном двустворки) и микрофауны в нижне-среднеюрской (подвасюганской) толще в Западной Сибири достаточно редки. Однако благодаря этим находкам и здесь удается опознать часть реперных уровней нижне-среднеюрских параллельных шкал Западной Сибири и “привязать” глинистые и песчаные толщи, вскрытые кон-

Рис. 29. Региональная стратиграфическая схема келловей и верхней юры Сибири. Темной заливкой показаны существенно глинистые горизонты.

Отдел	Ярус	Региональные стратиграфические подразделения Западной Сибири										Горизонт						
		Местная зона, подзона, слои																
		по аммонитам		по белемнитам	по двустворкам	по фораминиферам		по диноцистам										
Верхняя юра	Волжский	Верхний	mauryijensis, pulcher		Pachyteuthis ex gr. mammillaris	Buchia unshensis	Ammodiscus veteranus, Evolutinella volossatovi	Paragonyaulacysta borealis, Tubotuberella rhombiformis		Pb/Tr	Бухаровский							
			Craspedites taimyrensis					Buchia obliqua	F32			Oligosphaeridium patulum						
			C. subditus	Craspedites okensis														
		Средний	Epilaugelites vogulicus			Buchia mosquensis, Buchia russiensis	Tr. septentrionalis	Spiroplectamina vicinalis, Dorothis tortuosa		Op								
			Laugeites groenlandicus															
			Crendonites spp.															
			Dorsoplanites maximus															
			Dorsoplanites ilovaskii															
			Pavlovia latrisensis															
		Нижний	Pectinatites pectinatus			Buchia mosquensis	F31	F30	F29	?								
			Subdichotomoceras subcrassum															
			Eosphinctoceras magnum															
		Средняя юра	Кимеридж	Верхний		V. dividiuum		Pachyteuthis pandariana, Cyllindroteuthis oweni cuspidata	Buchia ex gr. tenuistriata	Pseudolamarckina lopsiensis		Rhynchodiniopsis cladophora	F26	Оксфордский	Верхний			
						A. autisiodorensis										Buchia concentrica	Haplophragmoides (?) canuiformis	F25
						Aulacostephanus eudoxus												
Нижний	Rasenia evoluta			Amoeboceras kitchini	Buchia concentrica	H. (?) canuiformis	Trochammina omskensis, Verneuilinoides graciosus		Rc									
	Pictonia involuta																	
	Amoeboceras ravni																	
Средний	R. pseudo-cordata			Buchia concentrica, Praebuchia kirghisensis	F24	F23	?											
	Amoeboceras spp.																	
	Cardioceras tenuiserratum																	
	Cardioceras densiplicatum																	
	Cardioceras s. str.																	
	Cardioceras (Scarburgiceras) spp.																	
Нижний	Q. lamberti			Praebuchia orientalis	F20	Dorothis insperata, Eomar. paraconica	Wf											
	E. subordinarium																	
	Longaeviceras keyserlingi																	
	Rondiceras milashevici, Kosmoceras ex gr. jason																	
	Sigaloceras spp.																	
	Cadoceratinae																	
Бат	Келловей	Верхний	Q. lamberti		Lagonibelus beaumontianus	Buchia concentrica, Praebuchia kirghisensis	Ammodiscus thomsi, Tolypamma svetlanae	Rigaudella aemula	Ram	Батский	Верхний							
			E. subordinarium									Ammodiscus uglicus	Trochammina oxfordiana					
			Longaeviceras keyserlingi															
		Средний	Rondiceras milashevici, Kosmoceras ex gr. jason			F16	F17	G. paalzovi	Wanaea thysanota									
			Sigaloceras spp.															
			Cadoceratinae															
		Нижний	Q. lamberti			F18	F19	Wanaea thysanota	Wth									
			E. subordinarium															
			Longaeviceras keyserlingi															
		Верхний	Rondiceras milashevici, Kosmoceras ex gr. jason			F15	F14	Dorothis insperata, Trochammina rostovzevi	Pareodinia prolongata									
			Sigaloceras spp.															
			Cadoceratinae															
		Средний	Rondiceras milashevici, Kosmoceras ex gr. jason			F17	F18	Dorothis insperata, Trochammina rostovzevi	Pareodinia prolongata									
			Sigaloceras spp.															
			Cadoceratinae															
Нижний	Rondiceras milashevici, Kosmoceras ex gr. jason		F15	F14	Dorothis insperata, Trochammina rostovzevi	Pareodinia prolongata												
	Sigaloceras spp.																	
	Cadoceratinae																	
Верхний	Rondiceras milashevici, Kosmoceras ex gr. jason		F15	F14	Dorothis insperata, Trochammina rostovzevi	Pareodinia prolongata												
	Sigaloceras spp.																	
	Cadoceratinae																	
Средний	Rondiceras milashevici, Kosmoceras ex gr. jason		F15	F14	Dorothis insperata, Trochammina rostovzevi	Pareodinia prolongata												
	Sigaloceras spp.																	
	Cadoceratinae																	
Нижний	Rondiceras milashevici, Kosmoceras ex gr. jason		F15	F14	Dorothis insperata, Trochammina rostovzevi	Pareodinia prolongata												
	Sigaloceras spp.																	
	Cadoceratinae																	

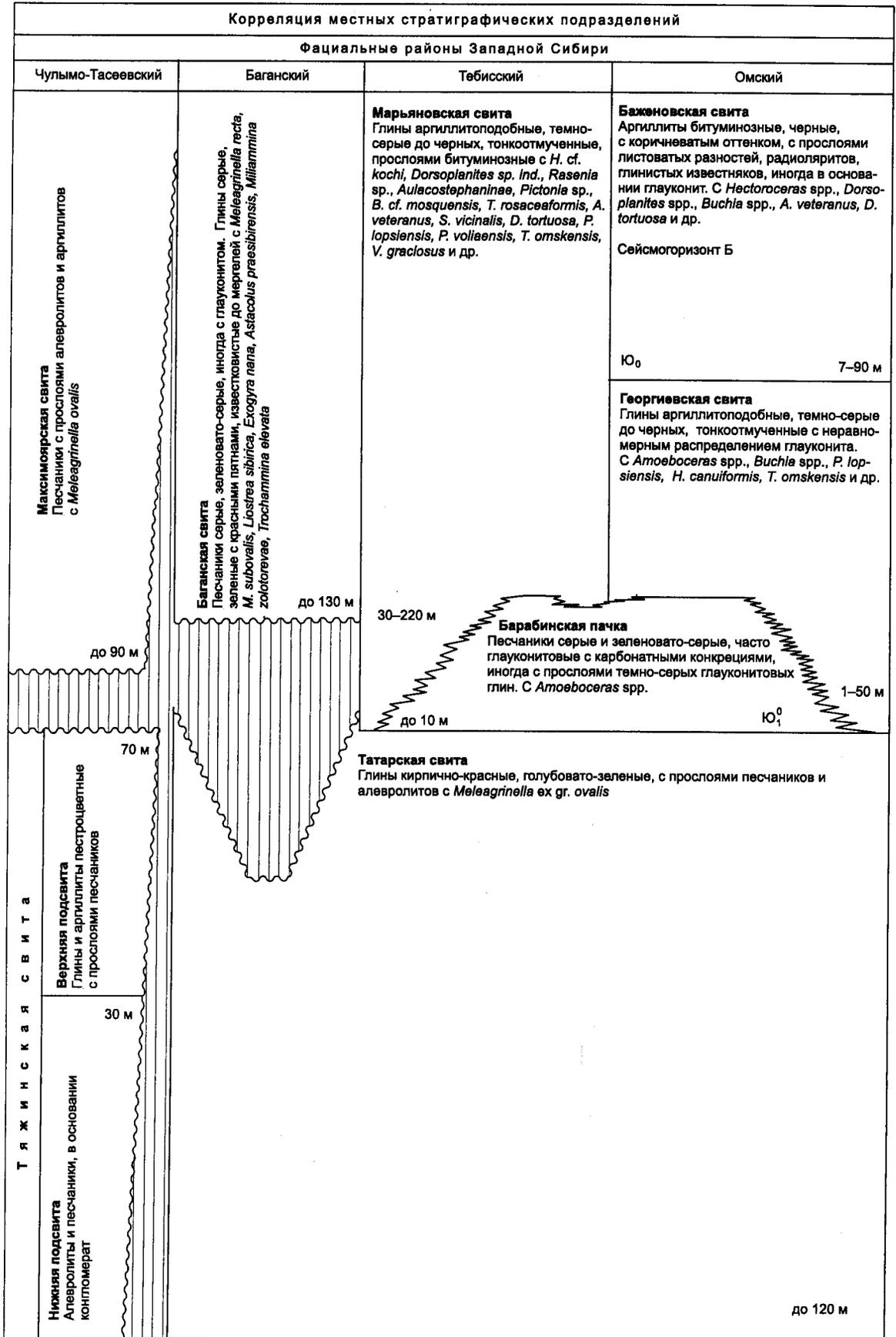
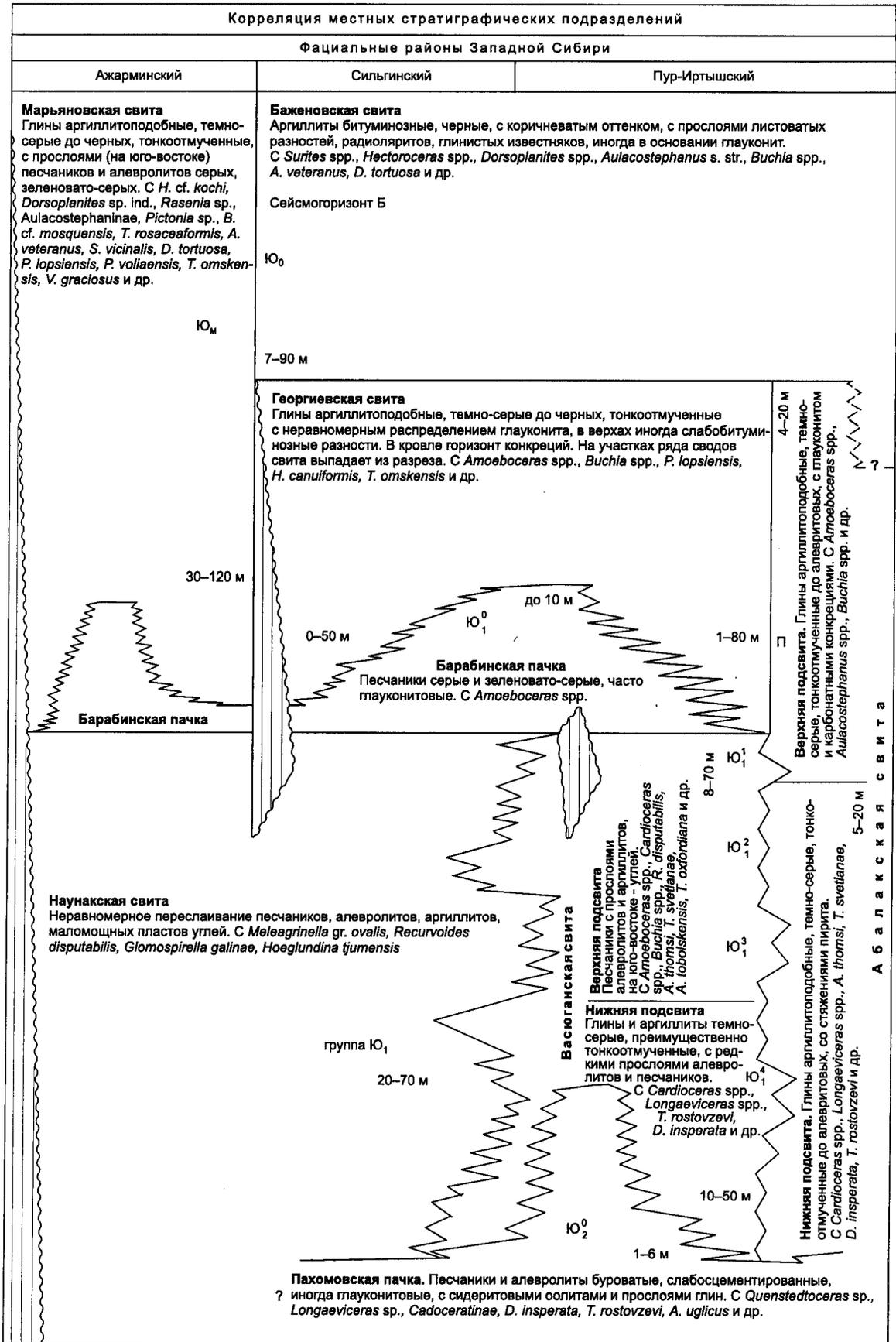


Рис. 29 (продолжение).



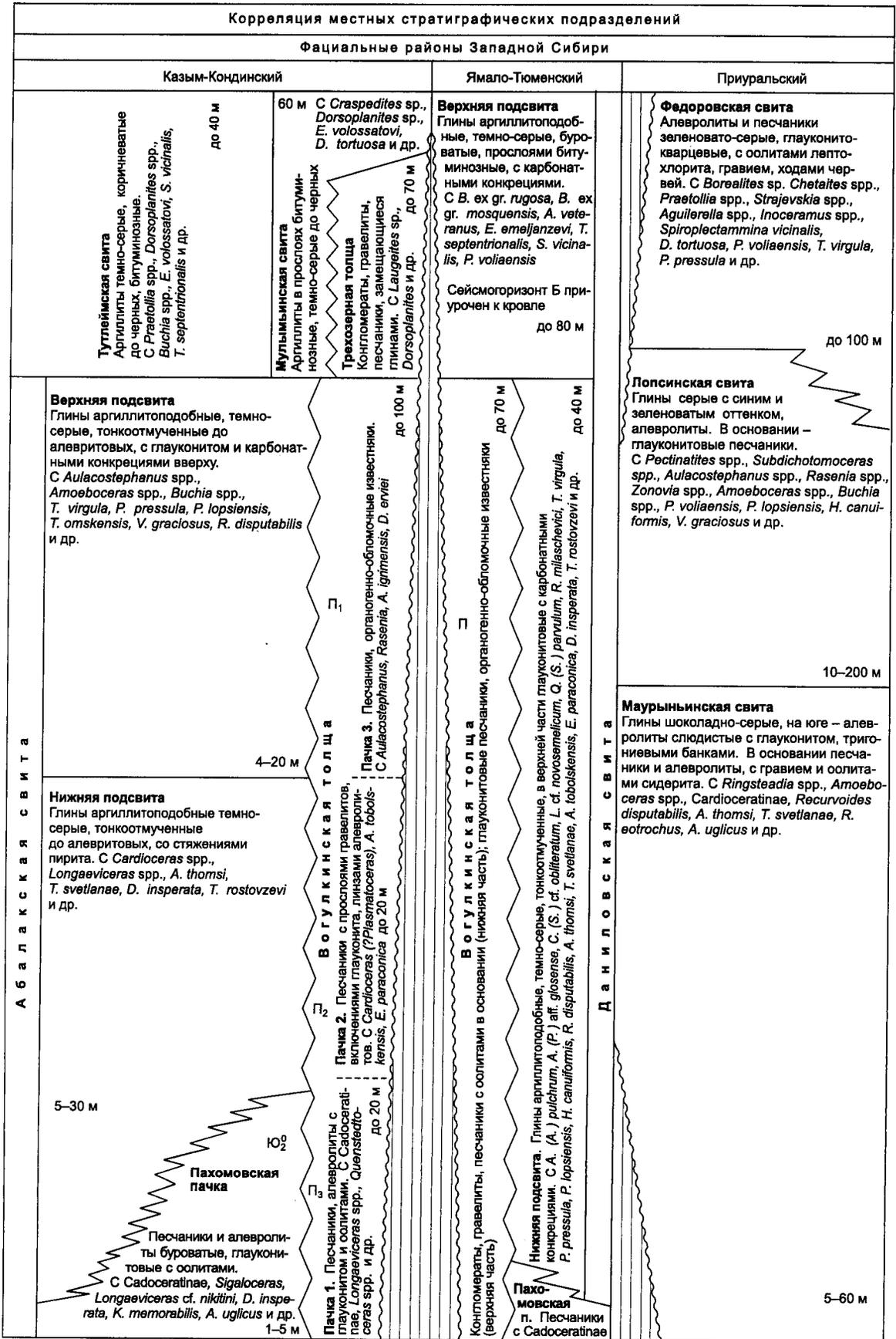
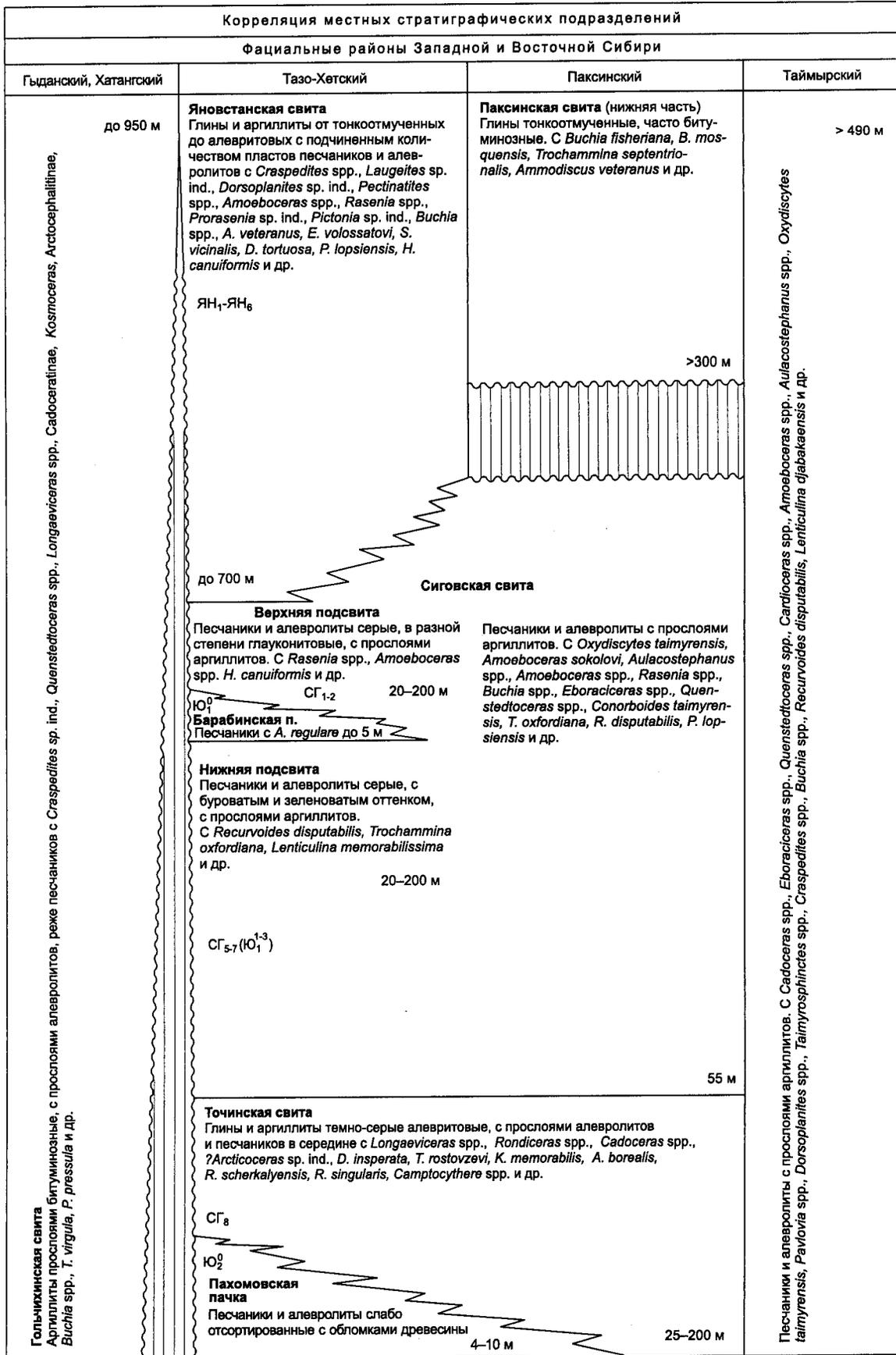


Рис. 29 (продолжение).



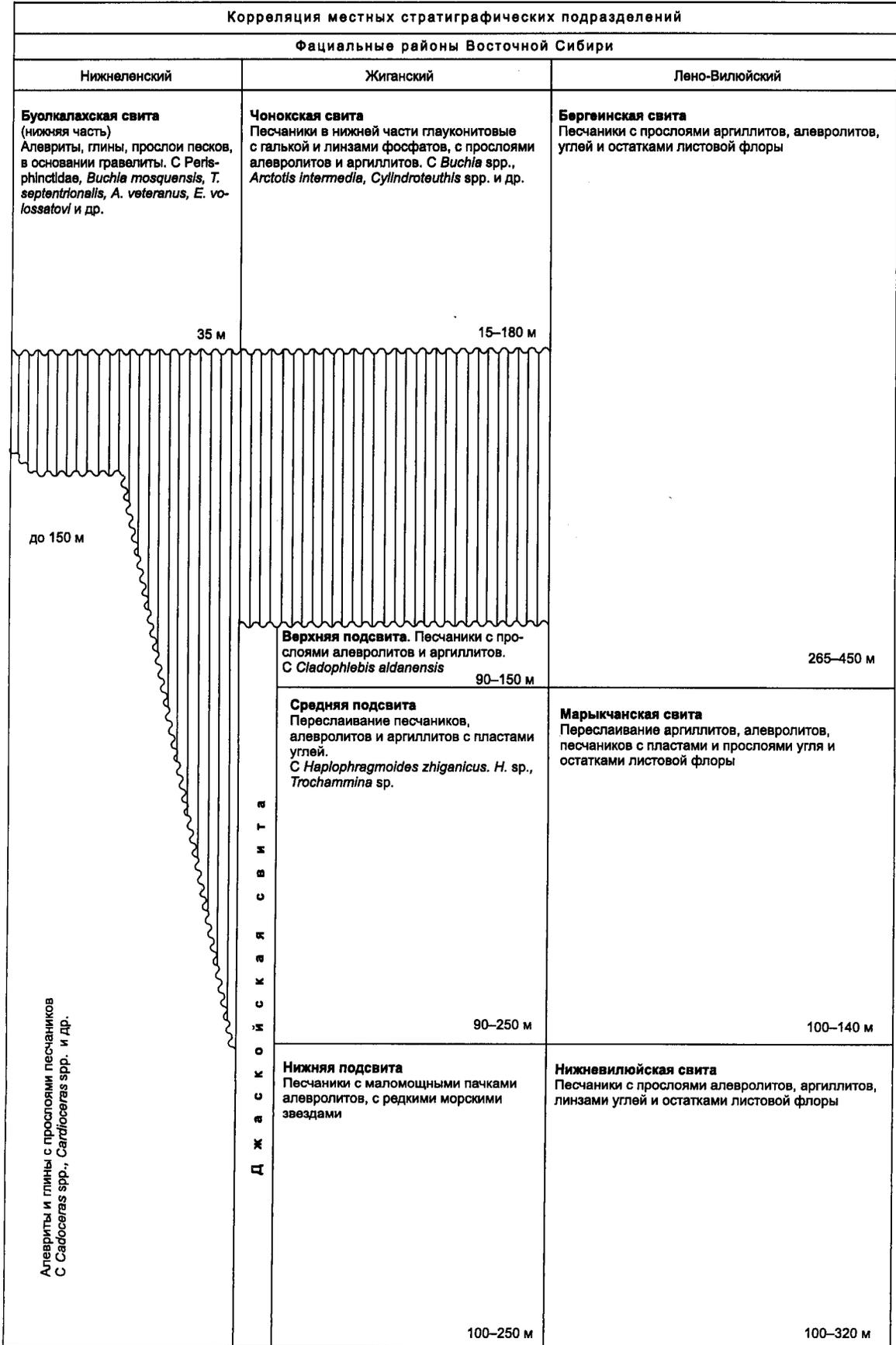


Рис. 29 (продолжение).

Региональные стратиграфические подразделения Восточной Сибири			
Горизонт	Местная зона, подзона, слой		
	по спорам и пыльце	по диноцистам	по фораминиферам
БАХАНОВСКИЙ	16 – <i>Pinuspollenites</i> spp., <i>Podocarpidites</i> spp., <i>Converrucosisporites utriculosus</i> , <i>Gleicheniidites</i> , <i>Cicatricosisporites</i>	<i>Paragonyaulacysta borealis</i> , <i>Tubotuberella rhombiformis</i>	<i>Ammodiscus veteranus</i> , <i>Evolutinella volosatovi</i>
	15 – <i>Piceapollenites</i> , <i>Sciadopityspollenites macroverrucosus</i> , <i>Classopollis</i> , <i>Converrucosisporites utriculosus</i> , <i>Sestrosporites pseudoalveolatus</i>	<i>Tubotuber. apateia</i> , <i>Pareodin. ceratophora</i> Ta/Pc	F45 <i>Dorothia tortuosa</i> F44 <i>Tris. taimyrensis</i> F43 <i>Sigm. taimyrica</i> F42 <i>Lenticulina djabakensis</i> F41 <i>Kutsevella haplophragmoides</i> F40
ГЕОРГИЕВСКИЙ	?	?	? <i>Pseudolamarckina lopsiensis</i> F36 <i>Haplophragmoides (?) canuiformis</i> F35 <i>Recurvoides disputabilis</i> F34
	14 – <i>Piceapollenites</i> spp., <i>Podocarpidites</i> , <i>Classopollis</i> , <i>Cyathidites australis</i> , <i>Osmundacidites</i>	<i>Aldorfia dictyota</i> , <i>Nannoceratopsis pellucida</i>	<i>Tr. septentrionalis</i> F38 <i>T. virgula</i> , <i>P. pressula</i> F37
	?	?	<i>Ammodiscus thomsi</i> , <i>Tolypammina svetlanae</i> F33
ВЕРХНИЙ	13 – <i>Piceapollenites</i> spp., <i>Classopollis</i> , <i>Gleicheniidites</i> , <i>Densoisporites velatus</i> , <i>Vitreisporites pallidus</i> , <i>Klukisporites variegatus</i>	<i>Clathroctenocystis asaphum</i> , <i>Crussolia</i> sp.	<i>Trochammina oxfordiana</i> F32 <i>Conorboides taimyrensis</i> F31 <i>A. igrimensis</i> F30
	12 – <i>Piceapollenites</i> , <i>Cyathidites</i> , <i>Gleicheniidites</i> , <i>Sciadopityspollenites macroverrucosus</i> , <i>Classopollis</i>	Ca/C	<i>Lingulina deliciolae</i> F29
НИЖНИЙ	11 – <i>Cyathidites australis</i> , <i>Classopollis</i> , <i>Osmundacidites</i> spp., <i>Klukisporites variegatus</i> , <i>Microlepidites</i> sp.	<i>Crussolia dalei</i> , <i>Paragonyaulacysta retifragmata</i>	<i>Trochammina rostovzevi</i> <i>D. insperata</i> F28 <i>Kutsevella memorabilis</i> , <i>Guttulina tatarensis</i>
	10 – <i>Lophotriletes torosus</i> , <i>Gleicheniidites</i> , <i>Quadraeculina limbata</i> , <i>Sciadopityspollenites macroverrucosus</i>	Cd/Pr	<i>Recurvoides singularis</i> F26 <i>F27</i>

Региональные стратиграфические подразделения Восточной Сибири				Общая шкала	Подъярус	Ярус	Отдел		
Местная зона, подзона, слои									
по двустворкам		по белемнитам		по аммонитам		Зоны по аммонитам	Ярус	Отдел	
Buchia unshensis B40		Lagonibelus gustomesovi		Chetaites chetae					Craspedites nodiger
				Craspedites taimyrensis					
Buchia oblqua B39		Cylindroteuthis jacutica	Craspedites okensis	S. originalis		Craspedites subditus	Верхний	Волжский	
						Cr. okensis			Kachpurites fulgens
					V. exoticus				Paracrasp. oppressus
B34	Buchia mosquensis B38		Pachyteuthis mamillaris	Epilaug. vogulicus		E. variabilis	Epivirgatites nikitini	Средний	Волжский
				L. groenlandicus			Virgatites virgatus		
	Taimyrosphinc. excentricus			Dorsoplanites maximus	Dorsoplanites panderi				
	Dorsoplanites ilovaiskii			Il. pseudoscythica					
	Pavlovia latriensis			Pectinatites pectinatus	Ilowaiskya sokolovi				
Buchia russiaensis B37				Subdichotomoceras		Ilowaiskya klimovi	Нижний	Волжский	
Buchia rugosa B36				Eosphinctoceras		Aulacostephanus autissiodorensis			
Buchia mosquensis B35				Aulacostephanus eudoxus	Верхний	Кимеридж	Юра		
				Aulacostephanus mutabilis					
Buchia ex gr. tenuistriata B33		Cylindroteuthis septentrionalis		Oxydiscytes taimyrensis		Aulacostephanus mutabilis	Верхний	Кимеридж	Юра
		Pachyteuthis obesa	Aulacostephanus eudoxus						
Buchia concentrica B32		Pachyteuthis ingens, Cylindroteuthis oweni cuspidata	Amoeboceras kitchini	Rasenia borealis		Rasenia cymodoce	Нижний	Волжский	
						Pictonia involuta			Pictonia baylei
Praebuchia kirghisensis B31		?	Amoeb. ex gr. rosenkrantzi		Ringsteadia pseudocordata	Верхний	Окфорд	Юра	
			Amoeboceras regulare		Decipia decipiens				
			Amoeboceras serratum		Amoeboceras glosense	Perisphinctes cautisnigrae			
			Cardioceras tenuiserratum		Cardioceras densipicatum	Gregoriceras transversarium	Средний		
			Cardioceras densipicatum		Cardioceras cordatum	Perisphinctes plicatilis			
			Cardioceras cordatum		Cardioceras gloriosum	Cardioceras cordatum	Нижний		
			Cardioceras gloriosum		Cardioceras praecordatum	Vertumnoceras mariae			
			Cardioceras praecordatum		C. obliteratum-scarbursense	Quenstedtoceras lamberti	Верхний	Келловей	Юра
			C. obliteratum-scarbursense		Eboraceras subordinarium	Peltoceras athleta			
			Eboraceras subordinarium		Longaeviceras keyserlingi	Erymnoceras coronatum	Средний		
Longaeviceras keyserlingi		Rondiceras milashevici	Kosmoceras jason						
Rondiceras milashevici		Cadoceras emelianzevi	Sigaloceras calloviense	Нижний					
		Cadoceras anabarens	Proplanulites koenigi						
		Cadoceras falsum	Macrocephalites herveyi	Верхний	Бат	Юра			
		Cadoceras barnstoni	Oxycerites orbis						
B29	Thracia scythica	Pachyteuthis subrediviva				Верхний	Бат	Юра	
B28	Grammatodon leskevitschii								
	Praebuchia anabarens B27					Верхний	Бат	Юра	

Рис. 29 (окончание).

кратными скважинами, к региональной стратиграфической шкале Западной Сибири (Конторович и др., 1995а, б; Шурыгин и др., 1995, 1996б; и др.).

Зональное расчленение юры Сибири по аммонитам (а-зоны)

Нижняя граница юры в Восточной Сибири проводится в основании зоны *Psiloceras planorbis*, наилучшим для Сибири образом представленной в Оленёк-Келимярском районе. Здесь, судя по последним данным, в кыринской свите в слоях с *Psiloceras planorbis* обнаружены и *Primapsiloceras primulum* (Князев и др., 1991). Однако ниже глин с комплексом геттангских аммонитов и выше заведомо триасовых отложений имеется пачка алевроитов, не содержащая аммониты, но с двустворками и фораминиферами, распространенными выше (в слоях с геттангскими аммонитами). Отвечает ли она зоне *Primapsiloceras primulum* Северо-Востока России либо, учитывая совместные находки *Primapsiloceras* и *Psiloceras planorbis*, следует поставить под сомнение выделение этой зоны на Северо-Востоке России? Этот вопрос пока остается открытым.

Нижняя юра Сибири охарактеризована аммонитами неравномерно. Наиболее детальная зональная шкала по аммонитам разработана для верхнего плинсбаха и тоара. В нижнем лейасе в наиболее полных разрезах пока выделена в основании юры одна зона *Psiloceras planorbis*, приравниваемая по объему к стандартной. Описание стратотипа и обоснование объема зоны изложены в работе В.Г. Князева и др. (1991). Остальная часть нижнелейасовой толщи в Сибири не содержит аммониты, но достаточно уверенно расчленяется и сопоставляется с разрезами Северо-Востока России, хорошо охарактеризованными аммонитами, с помощью зональных шкал по другим группам фауны (Фанерозой..., 1984; Шурыгин, 1986, 1987а, б; и др.).

Наиболее слабо изучен пока нижний плинсбах, который выделяется условно (по положению в разрезе). В связи с отсутствием аммонитов совершенно не ясно пока и точное положение границы геттанга и синемюра в сибирских разрезах.

Верхний плинсбах в большинстве сибирских разрезов содержит аммониты из семейства *Amaltheidae*, представленные как и во

всей Бореальной области единственным родом *Amaltheus* со значительным числом эндемичных видов. Нижняя граница верхнего плинсбаха в сибирских разрезах проводится по появлению амальтеид и является надежным хроностратиграфическим репером в пределах всего Бореального пояса. В верхнем плинсбахе рассматриваются три зоны по аммонитам, нижние две из них аналогичны стандартным, а верхняя (*Amaltheus viligaensis*) приравнивается к стандартной *Pleuroceras spinatum* по положению в разрезе (Зоны..., 1982; Князев и др., 1991; и др.).

Тоар Сибири детально расчленен прежде всего по аммонитам. К сожалению, до настоящего времени нет ясности с положением границы тоара и плинсбаха, поскольку в Сибири не обнаружены аммониты, характерные для низов тоара. В пределах обрамления Сибирской платформы аналогов нижней зоны тоара *Tiloniceras propinquum*, выделенной на Северо-Востоке России, до сих пор достоверно не установлено. Последняя приравнивается к зоне *Dactyloceras tenuicostatum* стандарта. Судя по данным сравнительного изучения палеонтологической характеристики приграничных слоев плинсбаха и тоара в разрезах Северо-Востока России и Сибири, в северосибирских разрезах соответствующая толща вообще выпадает (Фанерозой..., 1984; Шурыгин, 1986; и др.). В Сибири установлено присутствие обоих подъярусов тоара, ряд его стандартных зон и аналоги остальных.

В нижнем тоаре Сибири хорошо соблюдаются по аммонитам три зоны: *Harpoceras falciferum*, *Dactyloceras commune*, *Zugodactylites braunianus*. Выделенные зоны достаточно уверенно сопоставляются со стандартом в связи с широким распространением в сибирских зональных комплексах ряда видов, встречающихся в разрезах Западной Европы, в том числе и стратотипических.

Верхний тоар Сибири содержит аммониты только из рода *Pseudolioceras*, которые продолжают с нижнего тоара генетическую последовательность видов, завершающуюся в байосе. За последнее 10–15 лет в разных регионах севера азиатской части России были обнаружены разрезы верхнего тоара в полном объеме и предпринята попытка его зонального подразделения (Князев, 1991; Князев и др., 1991; Репин, Полуботко, 1992;

Полуботко, Репин, 1994; и др.). На основе изучения генетической последовательности видов *Pseudolioceras*, обнаруженных как на территории Северо-Востока России, так и в обрамлении Сибирской платформы, и ревизии всех ранее известных из этих разрезов аммонитов В.Г. Князевым предложено трехчленное деление верхнего тоара Сибири. Здесь выделены зоны *Pseudolioceras compactile* (приравнивается к зоне *Naugia variabilis* стандарта), *P. wurttenbergeri* (соответствует зоне *Grammoceras thoarsense* стандарта) и *P. falcodiscus* (приравнивается к зоне *Dumortieria levesquei* стандарта) (Князев, 1997). Другая зональная схема верхнего тоара севера Азии разработана Ю.С. Репиным и И.В. Полуботко, которыми в верхнем тоаре также установлены три зоны, основанные на последовательности видов *Pseudolioceras*, но с иной номенклатурой — в качестве индексов зон использованы эндемичные виды (Полуботко, Репин, 1994). Позднее этими же авторами предложено выделять в верхнем тоаре севера Азии четыре зоны: *Peronoceras spinatum*, ранее сопоставляемая с верхами нижнего тоара, помещена в верхний тоар (см. рис. 7) (Репин, Полуботко, 1996; Репин, 1997).

Граница между нижней и средней юрой в Сибири проводится в основании зоны *Pseudolioceras (Tugurites) maclintocki* — единственной в нижнем аалене. Верхний аален представлен зоной *P. (T.) tugurensis*, которая достаточно надежно сопоставляется с двумя зонами верхнего аалена в стандарте.

Нижняя часть байоса выделяется как слои с *Pseudolioceras (Tugurites) fastigatum*, отвечающие в стандарте примерно двум нижним зонам байоса. Более высокая часть нижнего байоса представлена в Сибири слоями с *Normannites* sp., *Stephanoceras* sp. и, возможно, с *Arkelloceras* (?) (Шурыгин и др., 1996а; Захаров и др., 1997; и др.). Последние, установленные в Канаде, а также на Дальнем Востоке и Северо-Востоке России, являются четким аналогом стандартной зоны *Otoites sauzei* (см. рис. 5).

Верхний подъярус байоса разделен на сибирской схеме на местные зоны. Зона *Boreiocephalites borealis* (нижняя в верхнем байосе) через ряд общих родов и видов, впервые установленных в Сибири, сопоставляется с зоной *Megasphaeroceras rotundum* Южной Аляски, которая, как доказано по

аммонитам, коррелируется с нижней зоной верхнего байоса в стандарте (Меледина, 1991а, 1994). Перекрывающая ее сибирская зона *Cranoccephalites gracilis*, разделенная на две части, также характеризуется комплексом верхнебайосских видов (см. рис. 6, 30) и приравнивается к двум верхним зонам верхнего байоса в стандарте.

Нижняя граница зоны *Boreiocephalites borealis*, выводящая через южно-аляскинскую зону *Megasphaeroceras rotundum* на нижнюю границу верхнего байоса в стандарте (или основание зоны *Strenoceras niortense*) является надежным изохроном. При удалении от этой границы вверх по разрезу надежность корреляции сибирских биостратонов со стандартными ухудшается. Так, обе границы батского яруса в бореальной юре Сибири недостаточно определены, особенно до недавнего времени это касалось его верхней границы.

В качестве нижней границы бата рассматривается граница между зонами *Cranoccephalites gracilis* и *Arctoccephalites arcticus*. Показателем правильности такой корреляции служат находки *Oxycerites*, в частности *O. cf. aspidoides* (Opp.), по которым нижняя часть зоны *A. arcticus* отделяется в самостоятельную подзону. Упомянутый вид *Oxycerites* характерен, как установлено в стратотипических разрезах Северо-Западной Германии (Dietl, 1982), для самой нижней части бата, а не для верхнего бата, как указывалось в стандарте ранее. Верхнюю часть нижнего бата в Сибири составляет зона *Arctoccephalites aff. greenlandicus*, в верхней части которой установлены слои с *Paracephalites* (?) *belli*.

Зона *Arcticoceras kochi*, начинавшаяся ранее на сибирских схемах в келловее, подразделена на две самостоятельные зоны — *A. harlandi* и *A. ishmae*, место которых определено примерно в среднем бате. Верхний подъярус бата состоит из вновь выделенных на нижнеленских и нижнеоленекских разрезах зон *Arcticoceras* (?) *cranoccephaloide* и *Cadoceras barnstoni*, а келловей начинается зоной *Cadoceras falsum*, т. е. с появления в отложениях настоящих *Cadoceras* с вздутой, сглаживающейся на последних оборотах раковины. В предложенной ранее зональной разбивке сибирского бата (Меледина, 1989, 1991б) этот ярус завершался зоной *Arcticoceras* (?)

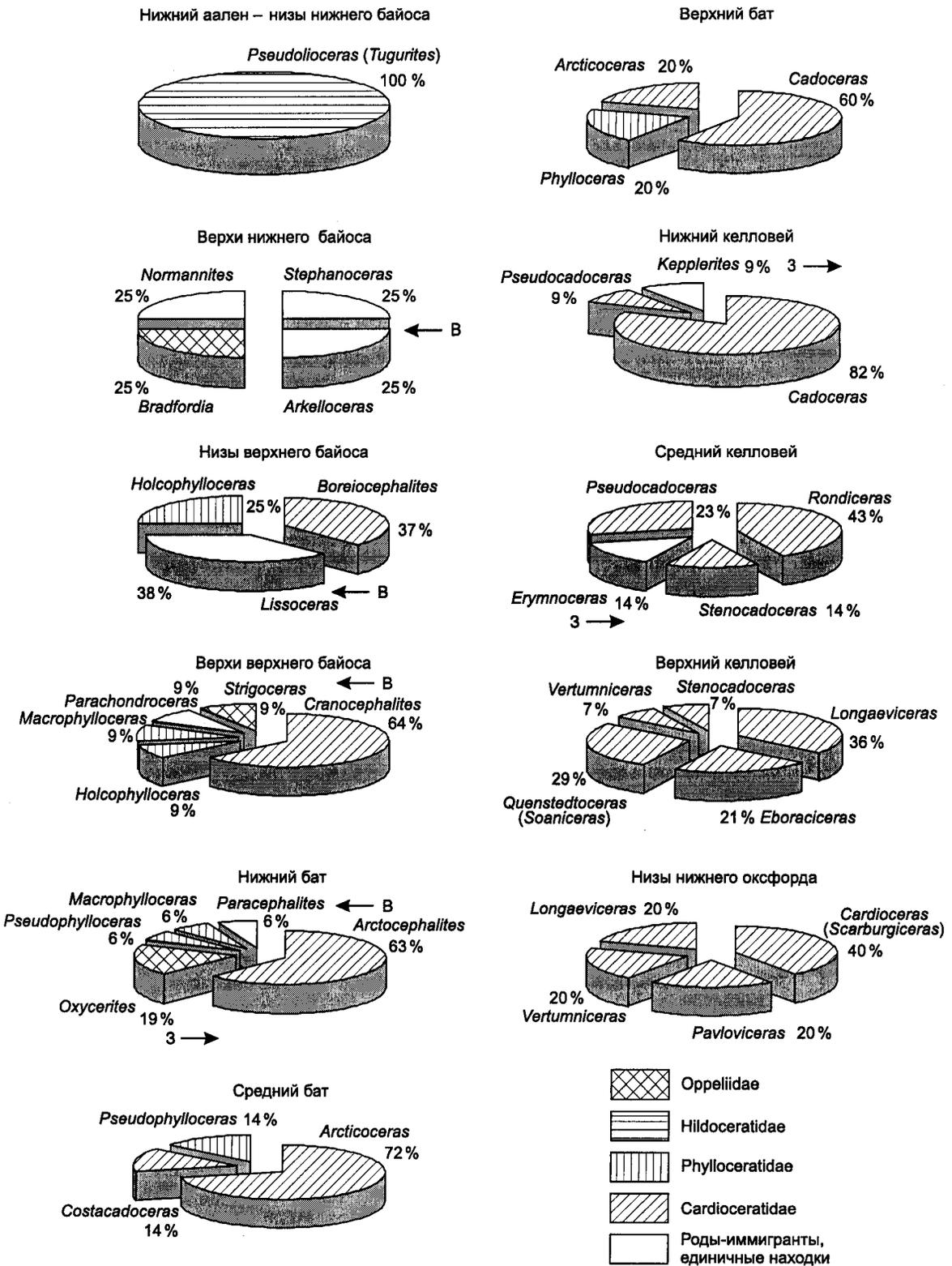


Рис. 30. Структура (семейства, роды и виды) арктических ассоциаций аммонитов средней юры. Стрелками показаны направления иммиграций: З – запад, В – восток.

cranocerphaloide, а следующая зона — *Cadoceras barnstoni*, установленная в низовьях р. Лены (рис. 31), помещалась в нижний келловей (Меледина и др., 1991). С такой трактовкой не все специалисты в нашей стране и за рубежом были согласны (Сей, Калачева, 1992), поскольку группа *Cadoceras elatmae* на сибирской схеме попала на слишком высокий для нее уровень — над границей бата и келловей. Проведенное недавно переизучение разрезов в Северо-Западной Германии и аммонитов из рода *Cadoceras*, известных по ранее опубликованным работам Дж. Квенштедта и принадлежащих к общей группе *C. elatmae*, позволило установить, во-первых, неоднородность этой группы, во-вторых, закономерность распределения в разрезе отдельных видов *Cadoceras*, в-третьих, приуроченность всех аммонитов к нижней зоне и нижним подзонам келловей (Callomon, Wright, 1989; Callomon et al., 1989a, b). Это обстоятельство подтолкнуло к проведению ревизии раннекелловейских кадоцерасов из разрезов Сибири и европейского севера России, что привело к отказу от определения вида *Cadoceras elatmae* в Сибири и переименованию зоны *Cadoceras elatmae* в сибирской схеме в зону *C. anabarensis* (см. рис. 5, 11) и перемещению границы бата и келловей из основания зоны *Cadoceras barnstoni* в ее кровлю, т. е. к перемещению границы на одну зону вверх по сравнению с принятым ранее ее положением (Меледина, 1994). Аргументом в пользу необходимости пересмотра нижней границы келловей в сибирских разрезах, а именно перенесения ее вверх, послужили и новые данные, полученные при исследовании Печорского Севера. Благодаря совместному нахождению на р. Пижме *Cadoceras falsum* Voron. и *C. ex gr. elatmae* (Nik.), которые морфологически весьма близки к новому виду *C. suevicium*, выделенному номинально (Callomon et al., 1989a), установлен раннекелловейский возраст *C. falsum*, поскольку вид *C. suevicium* в Западной Европе занимает стратиграфическую позицию в нижнекелловейской зоне *Macrocephalites herveyi*, над слоями с *Kepplerites keppleri*. Последние фиксируют нижнюю границу келловей. Таким образом, келловей в Сибири начинается теперь с зоны *C. falsum*, т. е. на одну зону выше, чем было предложено ранее.

Следующей зоной нижнего келловей является *Cadoceras anabarensis*, выделяемая вместо зоны *C. elatmae*, в ее сокращенном объеме (Меледина и др., 1991). Выше следует зона *C. emelianzevi*, установленная для Лено-Анабарского района, а на Восточном Таймыре ее аналогом являются слои с *C. septentrionale*. Оба эти подразделения примерно отвечают верхней части нижнего келловей, самая верхняя часть которого повсеместно в Сибири размыта. Неизменными остались верхняя зона нижнего келловей *Cadoceras emelianzevi*, выделение среднего келловей как единого подразделения в ранге слоев с *Rondiceras milashevici* и *Erymnoceras* sp. и двухзональное строение верхнего келловей, состоящего из зон *Longaeviceras keyserlingi* и *Eboraciceras subordinarium*. После признания места келловей в средней, а не в верхней юре, его верхняя граница, т. е. верхняя граница зоны *E. subordinarium*, является одновременно границей между средним и верхним отделами бореальной юры.

Верхняя юра начинается с оксфордского яруса, который разделен на три подъяруса. Зональное деление нижнего подъяруса сохраняется в настоящее время практически в прежнем виде, как это было в 80-е годы (Князев, 1975; Стратиграфия..., 1976; Решения..., 1981; Меледина, Алейников, 1995; и др.). Снизу вверх выделяются зоны *Cardioceras oblitteratum* и *C. scaburgense* (вместо прежней *Cardioceras oblitteratum*), *C. praecordatum*, *C. gloriosum* и *C. cordatum*. Зональное деление среднего и верхнего оксфорда существенно детализировано. В среднем оксфорде установлены зоны *Cardioceras densiplicatum* и *C. tenuiserratum*, в верхнем оксфорде — зона *Amoeboceras glosense* с двумя подзонами — *A. ilovaiskii* и *A. glosense*; зоны *Amoeboceras serratum*, *A. regulare* и слои с *A. ex gr. rosenkrantzi*. Последние два биостратона заменили на Восточном Таймыре зону *Amoeboceras ravni*, выделенную ранее М.С. Месежниковым (1967). Эта зона впервые была выделена в бассейне р. Хеты, на р. Лево́й Боярке, откуда описан богатый видовой комплекс *Amoeboceras*. Сравнение состава видов из сибирской зоны *A. ravni* и верхних зон бореального оксфорда Западной Европы показало, по признанию автора зоны, сборность зонального комплекса *A. ravni* и соответствие этой зоны двум верх-

ним зонам оксфорда в схеме Р. Сайкса и Дж. Кэлломона (Sykes, Callomon, 1979), а именно зонам *A. regulare* и *A. rosenkrantzi* (Месежников и др., 1989). Последние четко обособлены в разрезах оксфорда на побережье Восточной Гренландии. Благодаря находке А.Н. Алейниковым на Восточном Таймыре разнообразного комплекса видов *Amoeboceras*, в сочетании в западно-европейском виде-индексом *A. regulare* Spath., зона *A. regulare* была обособлена в этом районе, в котором ранее выделялась зона *A. ravni*. В слое над зоной *A. regulare* найдены только два экземпляра *A. ex gr. rosenkrantzi*, позволившие отделить его в качестве слоев с *A. ex gr. rosenkrantzi*, условно включив в них и лежащие выше косослоистые (дельтовые) пески без фауны (~32 м). Последние перекрыты без следов перерыва нижним кимериджем с *Amoeboceras (Amoebites) sp.* Для более южных районов (бассейн р. Хеты), где подразделить верхнюю часть оксфорда не удается, сохранена зона *A. ravni*.

Нижняя граница кимериджа на севере азиатской части России устанавливается в основании зоны *Pictonia involuta* для районов Приполярного Урала, Западной Сибири, низовьев Енисея и бассейна р. Хатанги, а для Восточного Таймыра, Анабаро-Ленского междуречья и Северо-Востока России — в основании местной зоны *Amoeboceras kitchini*. Последняя приравнена ко всему нижнему подъярису кимериджа, т. е. сумме зон *Pictonia involuta* и *Rasenia borealis* (выделяется вместо *R. evoluta* — Месежников (1984)) (см. рис. 11, 29). Повсеместно в Сибири зона *R. borealis* разделена на две подзоны: в Восточной Сибири — подзоны *R. orbigny* и *Zonovia uralensis*, *Rasenia magnifica*, а в Западной Сибири — подзоны *Rasenia orbigny* и *Zonovia uralensis* (Jurassic..., 1988). Верхний кимеридж в Сибири объемлет зоны *Aulacostephanus mutabilis*, *A. eudoxus* и *Oxydiscytes* (вместо *Streblites*) *taimyrensis*.

Самые нижние горизонты волжского яруса в естественных выходах в азиатской части России пока известны только на Приполярном Урале. Находки *Eosphinctoceras* и *Subdichotomoceras* в бассейне р. Хатанги явились основанием для высказанного М.С. Месежниковым предположения о том, что выделяемые на Приполярном Урале две нижние зоны нижневолжского подъяруса

Eosphinctoceras magnum и *Subdichotomoceras subcrassum* были распространены значительно шире — в пределах всего западного и центрального секторов Арктики. Находки упомянутых выше аммонитов целесообразно отобразить на схеме в колонке региональных зон, взяв родовые названия в фигурные скобки, как это сделано М.С. Месежниковым (1984, табл. 4). Нижняя граница волжского яруса на Приполярном Урале проводится в основании зоны *Eosphinctoceras magnum*. Верхняя часть нижневолжского подъяруса выделяется как зона *Pectinatites pectinatus*. В средневолжском подъярусе различаются зоны *Pavlovia iatriensis*, *Dorsoplanites ilovaiskii*, *D. maximus*, *Taimyrosphinctes excentricus* и *Epivirgatites variabilis*. Индекс зоны *Taimyrosphinctes excentricus* сохранен лишь для разрезов Таймыра и бассейна р. Анабар. Для более восточных районов Сибири (бассейн нижнего течения р. Лены, часть Анабаро-Ленского междуречья) выделяется равная по объему зона *Dorsoplanites sachsi* (Месежников, 1984; Jurassic..., 1988). К восточно-сибирской зоне *Epivirgatites variabilis* на Приполярном Урале приравниваются две зоны — *Laugeites groenlandicus* (нижняя) и *Epilaugeites vogulicus* (верхняя). Верхневолжский подъярус состоит из зон: *Craspedites okensis*, *C. taimyrensis* и *Chetaites chetae*. В первую зону объединены подзоны *Virgatosphinctes exoticus*, *Craspedites okensis* и *C. originalis*, остальные зоны не разделяются на подзоны. Граница волжского и берриасского ярусов в Сибири проводится в кровле зоны *Chetaites chetae* (Решения..., 1981, 1991; Фанерозой..., 1984; и др.).

Естественно, что столь дробная современная зональная схема юры Сибири по аммонитам не всегда применима для разрезов на закрытых территориях, комплексы макрофауны из которых известны только по керну скважин, характеризующему зачастую разрозненные не перекрывающиеся интервалы. Это в основном касается громадных территорий Западной Сибири.

В нижней и нижней половине средней юры Западной Сибири аммониты не найдены, известны лишь отдельные находки *Cranosephalites sp. juv.* из мальшевской свиты Усть-Енисейского района. Многочисленные находки аммонитов встречаются, начиная с верхов верхнего бата, в келловее и в

Низовья р. Лены, Булкурская антиклиналь, южное крыло, обн. 1

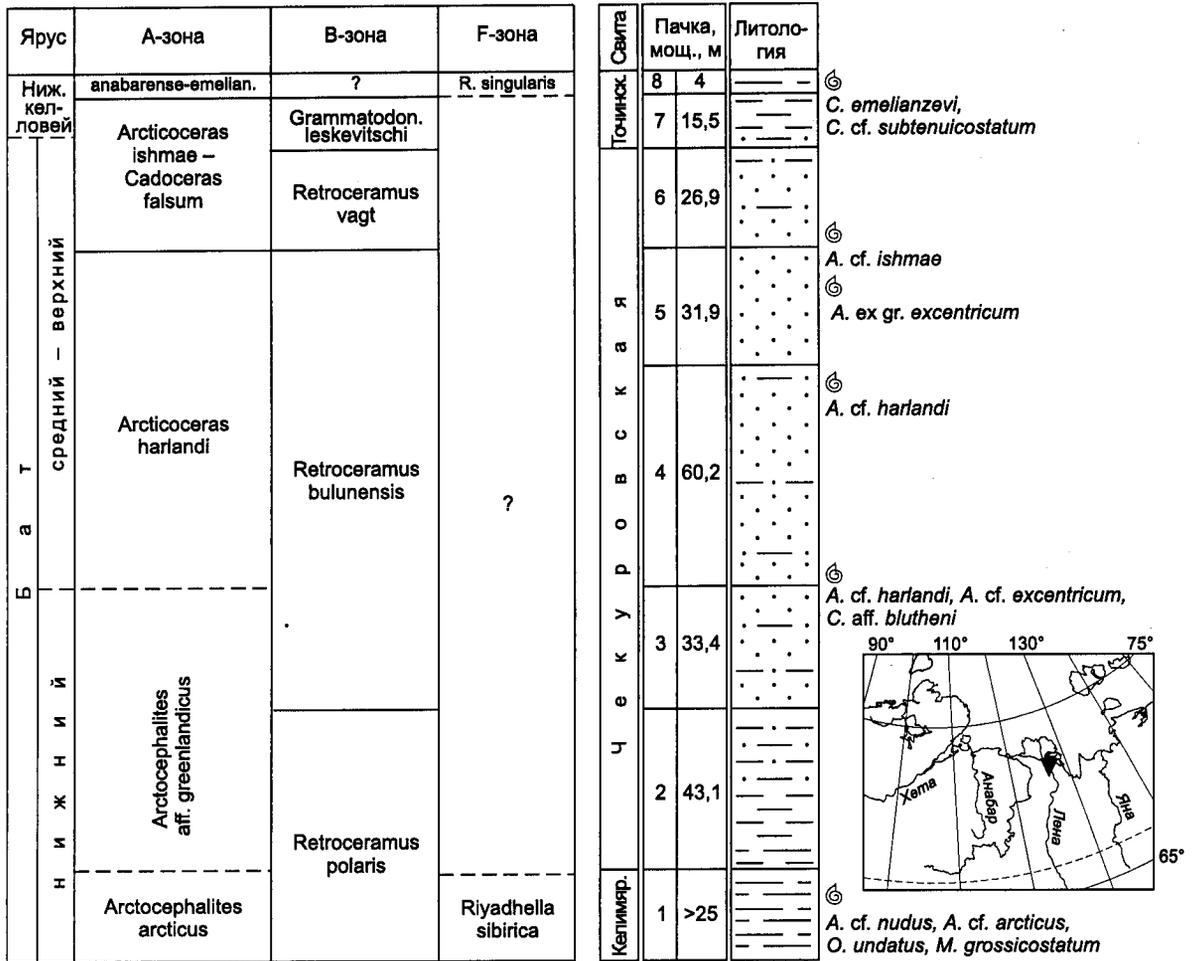


Рис. 31. Расчленение чекуровской свиты (верхи бата – низы келловей) в естественных выходах на южном крыле Булкурской антиклинали и северном крыле Чекуровской антиклинали. Усл. обозн. см. рис. 29, 88, 102.

верхней юре (свиты васюганского, георгиевского и баженовского горизонтов).

В начале 80-х годов были ревизованы многие прежние и добавлены новые определения аммонитов из керна скважин, уточнена стратиграфическая последовательность комплексов и увязка их с разновозрастными комплексами из Средней Сибири. Впервые разработана зональная шкала по аммонитам и бухиям для верхней юры Западной Сибири (Месежников и др., 1984, 1985). Эта зональная стратиграфическая схема келловей и верхнеюрских отложений Западной Сибири по аммонитам, принятая рабочим Межведомственным стратиграфическим совещанием по биостратиграфии мезозоя Сибири и Дальнего Востока (г. Новосибирск, 1983 г.), обычно и

используется до сих пор при изучении верхней юры закрытых территорий. Понятно, что ревизии аммонитов этого интервала с соседних территорий вносят некоторые коррективы в схему, особенно в части номенклатуры видов-индексов и соответственно зон. Современная аммонитовая зональная шкала келловей (рассматривается как терминальный ярус средней юры) и верхней юры Западной Сибири в некоторых частях заметно отличается от среднесибирской.

Келловей на территории Западной Сибири распространен достаточно широко и опознается по находкам бореальных родов кардиоцератид: *Cadoceras* (?), *Pseudocadoceras*, *Rondiceras* (?), *Eboraciceras*, *Quenstedtoceras*, *Longaeviceras*, а также еди-

Низовья р. Лены, Чекуровская антиклиналь, северное крыло, обн. 2

Ярус	А-зона		В-зона	Ф-зона	Свита	Пачка, мощ., м	Лито-логия		
	Келл.	И.	Грамматодон leskevitschi	R. singularis					
Б а т с р е д н и й		falsum-anabarensе			Т.	9	10,3		☉ <i>C. subtenuicostatum</i>
		Cadoceras barnstoni				8	7,0		☉ <i>A. ?cranocephaloide</i>
		A. (?) cranocephaloide							☉ <i>A. cf. ishmae</i> , ☉ <i>C. cf. blutheni</i>
		Arcticoceras ishmae	Retroceramus vagt			7	34,5		☉ <i>A. cf. ishmae</i>
		Arcticoceras harlandi				6	44,0		
			Retroceramus bulunensis			5	38,0		
				?		4	70,5		☉ <i>Arcticoceras</i> sp. ind.
		Paraceph. ? belli							☉ <i>A. cf. excentricum</i>
		Arctocephalites aff. greenlandicus				3	47,0		☉ <i>Arcticoceras</i> sp. ind. ☉ <i>Paracephalites ? belli</i>
Н и ж н и й			Retroceramus polaris			2	51,0		
		Arctocephalites arcticus		Riyadhella sibirica	Калимырская	1	48,0		☉ <i>A. arcticus</i> , ☉ <i>A. pilaeformis</i>

ничных космоцератид из родов *Keplerites*, *Sigaloceras* и *Kosmoceras* (последние не известны на севере Сибири, но в изобилии развиты на Русской платформе). Вероятно присутствие редких *Peltoceras* (определения П.А. Герасимова). Установлены все три подъяруса келловя. Фактический материал позволяет довольно надежно выделить и проследить слои и зоны по аммонитам.

Нижний подъярус келловя Западной Сибири обозначен как слои с *Cadoceratinae*, самая нижняя часть которых, фиксирующая начало “кадоцерасовой” трансгрессии в Сибири, вероятно, отвечает верхам верхнего бата (зоне *Cadoceras barnstoni* Средней Сибири). Основанием для выделения биостратона послужили определения *Pseudocadoceras* sp. ind. в базальном слое даниловской свиты,

вскрытой на Даниловской площади; *Cadoceras?* sp. ind. — в низах абалакской свиты на Игримской площади и нередкие раннекелловейские *Cadoceratinae* в низах абалакской свиты на Чуэльской, Алешкинской, Большекаменной и Убинской площадях. Неопределимые до рода *Cadoceratinae* найдены в базальном слое васюганской свиты на Западно-Сургутской площади (скв. 928, инт. 2782–2788 м), в низах васюганской свиты Муравленковского месторождения и Южно-Ярайнерской площади (скв. 50, инт. 3436–3450 м). На Ямале *Cadoceratinae* обнаружены в даниловской свите на Нейтинской площади (скв. 27, инт. 2566–2580 м; скв. 33, инт. 2763–2777 м) и переходной зоне абалакской и даниловской свит в скважинах Бованенковской площади. На ряде площадей удалось обособить верхнюю часть нижнего келловея как слои с *Sigaloceras* (приравниваются к верхней зоне *Cadoceras emelianzevi* сибирской шкалы). Эти слои выделены в верхах нижнего подъяруса в юго-западной части Западной Сибири. Обоснованием послужили редкие находки *Sigaloceras* в низах абалакской свиты, вскрытой скважинами Пальяновской (скв. 96, инт. 2494–2509 м) и Верхненазымской (скв. 280, инт. 2565–2577 м) площадей.

Средний подъярус келловея рассматривается как слои с *Rondiceras milashevici* и *Kosmoceras* ex gr. *jason*. Аммониты, сходные с *Rondiceras milashevici* (Nik.), обнаружены в низах абалакской свиты на Алешкинской площади и в низах даниловской свиты на Нейтинской площади. В низах абалакской свиты на Средненазымской площади (скв. 251, инт. 2610–2652 м) найден *Kosmoceras (Gulielmites)* ex gr. *jason* (Rein.). Малочисленность находок среднекелловейских аммонитов не допускает деления его на зоны.

Верхний подъярус келловея Западной Сибири лучше охарактеризован аммонитами. Как и в Средней Сибири здесь выделены две зоны: нижняя — *Longaeviceras keyserlingi* и верхняя — *Eboracicerias subordinarium*. Зона *Longaeviceras keyserlingi* устанавливается по присутствию в разрезе аммонитов рода *Longaeviceras*. Последний в Бореальной области встречается во всем верхнем келловее и поэтому на закрытой территории Западной Сибири, где находки фауны единичны и нередко трудноопределимы, обособить зону *Longaeviceras keyserlingi* от перекрывающей ее *Eboracicerias subordinarium* не всегда уда-

ется. Зона *Longaeviceras keyserlingi* довольно надежно установлена по находкам *Longaeviceras* cf. *keyserlingi* (Sok.) в низах абалакской свиты на Эргинской (скв. 96, инт. 2815–2825 м) и Новопортовской (скв. 96, инт. 2030–2042 м) площадях. Представители *Longaeviceras* sp. cf. *L. nikitini* (Sok.) найдены в васюганской свите на Комсомольской площади (скв. 403, инт. 3016–3028 м), *Longaeviceras* sp. ind. — в скважинах Средне-Итурской-790, Тазовской-52 (инт. 3546–3554 м), Уренгойской-253 (инт. 3656–3670 м). Вид *Longaeviceras* cf. *nikitini* (Sok.) встречен и в районе Усть-Енисейского порта. Условно (с неточным определением вертикального объема) зона установлена в низах абалакской и васюганской свит в скважинах Восточно-Пякутинской, Пограничной, Федоровской и Северо-Чупальской площадей.

Комплекс аммонитов верхней зоны верхнекелловейского подъяруса (зона *Eboracicerias subordinarium*) в Западной Сибири значительно богаче и разнообразнее: наряду с продолжающими свое существование *Longaeviceras*, здесь появляются *Eboracicerias* и различные *Quenstedtoceratinae* (*Lamberticeras*, *Quenstedtoceras* s. str.). Для комплекса характерно широкое распространение *Soaniceras*. Этот северосибирский подрод *Quenstedtoceras* развит почти на всей территории Западной Сибири, заходя далеко на юг, до широты Заозерной и Усть-Балыкской площадей. Однако наиболее многочисленны его находки в скважинах северных районов, в частности, на Ямале на Бованенковской, Нейтинской и Новопортовской площадях, где *Soaniceras* часто едва ли не единственные из представителей *Quenstedtoceras* в самых верхах келловея. Характерными здесь также являются грубобрюстые *Longaeviceras (Percacosticeras)* из группы *L. (P.) novosemelicum* (Bodyl.). В разрезах Западной Сибири найдены не только все известные к настоящему времени виды подрода *Soaniceras*, но и новые, пока не известные из других регионов.

На Ямале, в переходной зоне даниловской и абалакской свит, определены *Quenstedtoceras (Soaniceras) parvulum* Meled., *Q. (S.)* sp. nov. и *Q. (S.)* sp. из скважин Бованенковской площади (скв. 82, инт. 2039–2049 м; скв. 96, инт. 2030–2042 м; скв. 126, инт. 2830–2841 м). В скважинах Новопортовской площади найдены: *Q. (? S.)* sp.; *Q. (S.) parvulum* Meled., *Q. sp.*, *Q. (? S.)* aff.

principale (Sason.) и *Q. (S.) parvulum* Meled., а также *Longaeviceras (Percacosticeras) cf. novosemelicum* (Bodyl.). На западе Западной Сибири в абалакской свите обнаружены *L. (P.) cf. novosemelicum* (Bodyl.) (Убинская площадь), *L. sp. ex gr. L. (P.) novosemelicum* (Bodyl.) (Сотэюганская площадь), *Quenstedtoceras (Soaniceras) sp.* (Кислорская площадь) и *Q. (? S.) sp. nov.* (Нарыкарская площадь). На Краснотенинском своде в абалакской свите определены: *Q. (S.) sp. ind.* (Емьеганская площадь), *Q. (S.) cf. involutum* (Troizk.) (Каменная площадь), *Ammonites gen. et sp. ind.*, *Q. ? cf. novosemelicum* (Bodyl.) (Емьеганская площадь) и *Longaeviceras (Percacosticeras) cf. novosemelicum* (Bodyl.), *Quenstedtoceras (Soaniceras) sp.* (Инжегорская площадь). Восточнее, в Широком Приобье, в абалакской свите встречены *Quenstedtoceras (Soaniceras) parvulum* Meled. (Сыньеганская и Восточно-Фроловская площади) и *Q. (S.) sp. ind.* (Заозерная площадь — самая южная точка распространения *Soaniceras*). В скважинах Нижнесортымской площади найден *Longaeviceras (Percacosticeras) cf. novosemelicum* (Bodyl.). В переходной зоне абалакской и васюганской свит вид *L. (P.) novosemelicum* (Bodyl.) определен на Усть-Балыкской площади. В Широком Приобье в васюганской свите встречены: *L. (P.) cf. novosemelicum* (Bodyl.) и *Ammonites gen. et sp. ind. ? cf. L. (P.) novosemelicum* (Bodyl.) (Восточно-Сургутская, Еловая, Икилорская и Ватьеганская площади); *Ammonites gen. sp. indet. ? cf. L. (P.) novosemelicum* (Bodyl.) и *Quenstedtoceras (Soaniceras) sp.* (Русскинская площадь); *Q. (S.) involutum* (Troizk.) и *Q. (S.) ex gr. principale* Sason. (Икилорская площадь), *Q. (S.) sp.* (Восточно-Сургутская площадь) и *Q. (S.) sp. juv.* (Ватьеганская площадь). Вид *Longaeviceras (Percacosticeras) novosemelicum* (Bodyl.) установлен на Иохтурской площади и *L. sp. indet. cf. L. (P.) novosemelicum* (Bodyl.) — на Западно-Котухинской площади. На Уренгойской площади определены *Quenstedtoceras (Soaniceras) sp.*, *Q. (S.) sp. ? cf. Q. (S.) parvulum* Meled., *Longaeviceras filarum* Meled. и *? cf. L. (P.) novosemelicum* (Bodyl.).

Представители *Eboraciceras* в Западной Сибири найдены в единичных разрезах. Так, на Ямале (Южно-Тамбейская площадь) определены *Eboraciceras sp. ind. cf. E. nikolaevi* (Bodyl.) и *? E. sp. ind.*, а в скважинах Нейтинской площади найден *E. sp. ind. cf.*

E. nikolaevi (Bodyl.). В переходной зоне абалакской и васюганской свит (Усть-Балыкская площадь) встречен *E. sp. ind. cf. E. subordinarium* Buckman; а в васюганской свите (Путлунская площадь) *? Eboraciceras sp.* Неопределимый точно аммонит (*Eboraciceras sp. nov.* или *Pavloviceras*) найден в скважинах Западно-Харампурской площади в васюганской свите. Из аммонитов, составляющих комплекс зоны *Eboraciceras subordinarium*, изображены и описаны (Атлас..., 1990): *Quenstedtoceras (Lamberticeras) cf. flexicostatum* (Phill.) из абалакской свиты (Пунгинская площадь), *Q. sp. cf. Q. henrici* Douv. juv. (Пальяновская площадь), *Q. (Lamberticeras) ex gr. lamberti* (Sowerby) (Талинская площадь), *Q. (L.) ex gr. lamberti* (Sow.) *? sp. nov.* (Каренская площадь) и *Q. (L.) ex gr. lamberti* (Sow.) (Уренгойской площадь), *Q. (Quenstedtoceras) henrici* R. Douv., *Q. (Q.) leachi* (Sow.), *Q. sp. ind. (Q. cf. angulatum* Troizk. juv. или *Q. cf. trapezoidalis* Troizk. juv.) (Тюменская площадь), *Q. (Lamberticeras) ex gr. lamberti* (Sow.) и *Q. (L.) cf. henrici* R. Douv. в васюганской свите (Федюшкинская площадь), *Q. (Quenstedtoceras) cf. leachi* (Sow.) (скв. Южно-Ярайнерская-50, инт. 3436–3450 м).

Из зоны *Quenstedtoceras lamberti* происходят верхнекелловейские представители рода *Kosmoceras*, не встреченные до сих пор на севере Сибири: *Kosmoceras (Kosmoceras) gemmatum* (Phill.) juv. (Сотэюганская площадь), *K. (? Spinikosmokeras) cf. transitionis* Nik. (Верхненазымская площадь), *K. (Kosmoceras) sp. ind. juv.* (Сыньеганская площадь) и *Kosmoceras s. sl. sp. juv.* из васюганской свиты (скв. Северо-Памяляихская-52, инт. 3298–3300 м). Нижняя граница верхней зоны келловея фиксируется на Кислорской площади, где из керна определены *Quenstedtoceras (Soaniceras) sp. ind.*, а ниже — *Quenstedtoceras (? Longaeviceras)*, характерный для нижней зоны верхнего келловея. Значительно больше данных для проведения верхней границы зоны *Eboraciceras subordinarium*, являющейся одновременно границей келловея–оксфорда. Так, на Ямале (Бованенковская площадь) довольно многочисленны *Quenstedtoceras (Soaniceras)* сменяются *Cardioceras*; в скважинах Емьеговской площади встречены *Quenstedtoceras subgen. et sp. ind.* и *Ammonites sp. ind. (? cf. Longaeviceras novosemelicum* (Bodyl.)) из верхов келловея; на Талинской площади опре-

делен *Cardioceras* (*Scarburgiceras*) ex gr. *scarburgense* (Young et Bird), указывающий на самую нижнюю зону оксфорда, а верхне-келловейские ?*Quenstedtoceras* (? *Longaeviceras*) и *Q.* (*Lamberticeras*) ex gr. *lamberti* (Sow.) в скважинах Пальяновской площади сменяются на нижнеоксфордские *Cardioceras*; на Нижнесортымской площади установлены *Longaeviceras* (*Percacosticeras*) cf. *novosemelicum* (Bodyl.) и показатель нижнего оксфорда — *Cardioceras* ex gr. *alphacordatum* Spath; в скважинах Усть-Балыкской площади встречены *L.* (*P.*) cf. *novosemelicum* (Bodyl.) и *Eboraciceras* sp. ind. cf. *E. subordinarium* Buckman — основные составляющие элементы комплекса аммонитов зоны *Eboraciceras subordinarium*, а над ними обнаружены *Cardioceras* (*Scarburgiceras*), свидетельствующие о нижнем оксфорде; на Федоровской площади граница келловей и оксфорда проводится по нахождению в штупфе *Quenstedtoceras* и *Cardioceras*.

Оксфордский ярус в западно-сибирских схемах рассматривается в объеме трех подъярусов. Оксфорд охарактеризован исключительно аммонитами из подсемейства *Cardioceratinae*. В нижнем оксфорде распространены род *Cardioceras*, с под родами *Scarburgiceras* и *Cardioceras* s. str., ? *Pavloviceras* и *Goliathiceras*, в среднем — под роды *Plasmaticeras*, *Scoticardioceras*, *Vertebriceras*, *Subvertebriceras*, *Maltoniceras*, *Mitcardioceras* и ? *Cawtoniceras* и в верхнем — род *Atmoeboceras*. Зональное деление нижнего подъяруса хорошо сопоставляется с таковым, разработанным для севера Сибири (см. выше), а среднего и верхнего — с бореальным зональным стандартом Р. Сайкса и Дж. Кэлломона (Sykes, Callomon, 1979).

В нижней части нижнего подъяруса оксфорда выделены слои с *Cardioceras* (*Scarburgiceras*) sp., которые сопоставлены с зонами *Cardioceras obliteratum* — *Cardioceras gloriosum* нижнего оксфорда севера Сибири. Слои устанавливаются в конкретных скважинах преимущественно по находкам разнообразных *Scarburgiceras*, которые не всегда определены до вида. Провести зональное расчленение нижнего оксфорда на керновом материале пока не удается. О присутствии самых нижних слоев оксфорда, вероятно, соответствующих зоне *Cardioceras obliteratum* и *C. scarburgense*, можно говорить по находке в даниловской свите (Новопортовская пло-

щадь) аммонита, условно отнесенного к первому из зональных видов-индексов. Основание оксфорда фиксируется на Ачимовской площади, где в васюганской свите определен *Cardioceras* (*Scarburgiceras*) sp. ind. ex gr. *C.* (*S.*) *scarburgense* (Young et Bird.). Представители *Scarburgiceras*, сходные с видом *Cardioceras* (*S.*) *nikitinianum* Lah., отмечают базальные слои оксфорда на Восточно-Сургутской площади (скв. 156, инт. 2870–2876 м). В низах абалакской свиты (скв. Каменная-11, инт. 2406–2410 м и Талинская-113, инт. 2515–2524 м) *C.* (*S.*) *praecordatum* R. Douv., характерные для нижней части зоны *Cardioceras gloriosum*, и *C.* (*S.*) ex gr. *alphacordatum* Spath из зоны *Cardioceras gloriosum* обнаружены на Заозерной, Западно-Фроловской (скв. 4, инт. 2796–2802 м), Нижнесортымской, Уренгойской, Восточно-Сургутской (скв. 28, инт. 2869–2877 м), Конитлорской, Средневатъеганской (скв. 88, инт. 3127–3137 м) площадях. Аммониты, с разной долей надежности отнесенные к виду *Cardioceras gloriosum* Arkell, определены из абалакской свиты на Емъеганской (скв. 4, инт. 2331–2335 м, скв. 517, инт. 2409–2421 м) и Пальяновской (скв. 43, инт. 2473–2488 м) площадях. Помимо разнообразных представителей *Cardioceras* в слоях с *Scarburgiceras* spp. известны также *Goliathiceras* (*Korythoceras*) cf. *rotundum* (Nikitin) (Елизаровская-25, инт. 2458–2462 м) и *Goliathiceras* subgen. et sp. ind. (Ханты-Мансийская, Уренгойская и Новопортовская площади). Неопределимые до вида *Scarburgiceras*, указывающие на присутствие одноименных слоев нижнего оксфорда, найдены в скважинах на многих других площадях: Эсской, Яхлинской, Нижнешапшинской, Салымской, Заболотной, Усть-Часельской, Солкинской и Харампурской.

Верхняя часть нижнего оксфорда Западной Сибири рассматривается как слои с *Cardioceras* s. str., которые приравниваются к зонам *Cardioceras percaelatum* и *C. cordatum* севера Сибири, указываемым в ранее существующей схеме оксфорда Западной Сибири. В настоящее время пришли к выводу, что эти зоны из-за обедненного состава комплексов не могут быть строго разделены в Западной Сибири, несмотря на довольно многочисленные находки зональных видов-индексов или аммонитов, сходных с этими видами, но определенных в открытой номенклатуре.

Аммониты, присущие верхней части нижнего оксфорда, найдены в керне скважин на многих площадях: *Cardioceras* (*Cardioceras*) cf. *cordatum* (Sow.) — в абалакской свите (скв. Селяиловская-18, инт. 2842–2851 м и Эргинская площадь), а *C. (C.) ex gr. cordatum* (Sow.) — в даниловской свите (скв. Карабашская-3, инт. 1871–1874 м и Согринская площадь), в абалакской (скважины Шеркалинская-131, инт. 2205–2210, Елизаровская-27, инт. 2450–2458 м и Айпимская-15, инт. 2940–2951 м) и васюганской свитах (Заболотная, Туанская площади, скв. Южно-Поселковая-1, инт. 2820–2823 м). Из абалакской свиты (Чуэльская, Шухтунгортская, Филипповская, Елизаровская, Айпимская площади, скважины Айторская-7, инт. 2410–2414 м, Салымская-11, инт. 2886–2889 м) известны находки *C. (C.) cf. percaelatum* Rav. Представители *Cardioceras* s. str., характеризующие верхнюю половину нижнего подъяруса, обнаружены также в абалакской свите на Среднемулымьинской и Заозерной площадях, в зоне перехода абалакской и васюганской свит на Усть-Балыкской и в васюганской свите на Вачимовской площадях. Граница нижнего и среднего подъярусов оксфорда установлена по смене комплексов аммонитов — замещению *C. (Cardioceras)* на *C. (Plasmatoceras)*, *C. (? Vertebriceras)*, *C. (Subvertebriceras)* и *C. (Maltoniceras)* — на ряде площадей: Шеркалинской, Айторской, Емъеганской, Пальяновской, Елизаровской, Эргинской, Заозерной, Сальемской и Солкинской.

Заметное изменение претерпело за последние годы зональное деление среднего подъяруса оксфорда Западной Сибири, что связано как с поступлением новых палеонтологических материалов (в основном с запада и юго-востока региона), так и с преобразованием зональной шкалы среднего и верхнего оксфорда в бореальных районах, основанных на работах Р. Сайкса и Дж. Кэлломона (Sykes, Callomon, 1979) для Восточной Гренландии и Шотландии и М.С. Месежникова с соавторами (1989) для Центральной России. Ранее в Западной Сибири средний подъярус выделялся в объеме зоны *Amoeboeceras alternoides*, в основании которой, как считалось, были развиты *Plasmatoceras*. В настоящее время в среднем оксфорде установлен своеобразный комплекс аммонитов и выделяются две зоны — *Cardioceras (Subvertebriceras) densiplicatum* и

C. (Miticardioceras) tenuiserratum (Вячкилева, 1987, Решения..., 1991). В зоне *Cardioceras densiplicatum* в Западной Сибири намечаются две части, соответствующие подзонам *Cardioceras (Vertebriceras) vertebrale* и *C. (Maltoniceras) maltonense* бореального среднего оксфорда. Нижняя часть прослеживается по находкам *Plasmatoceras: Cardioceras (Plasmatoceras) tenuicostatum* (Nik.) (Заозерная площадь), *C. (P.) cf. tenuicostatum* (Nik.) (Шеркалинская и Елизаровская площади), *C. (P.) aff. tenuicostatum* (Nik.) (Эргинская площадь), *C. (P.) cf. tenuistriatum* Boriss. (Шеркалинская площадь), а также эндемичных видов *C. (P.) salymensis* Popl. (Салымская и Убинская площади), *C. (P.) cf. salymensis* Popl. (Солкинская площадь), *C. (P.) cf. bodylevskii* Kn. (Эргинская площадь) и многочисленных *C. (P.) sp. ind.* в скважинах Шухтунгортской, Тунгинской, Филипповской, Айторской, Эргинской, Заозерной, Камынской и Нижнесортимской площадей. На нижнюю часть зоны *Cardioceras densiplicatum* указывают находки аммонитов, похожих на подзональный вид-индекс (Хангокуртская и Нижнесортимская площади), *Cardioceras (Subvertebriceras) sp. ind.* (Емъеганская площадь), ? cf. *Cardioceras (Vertebriceras) vertebrale* (Sow.) (Западно-Левинская площадь), *C. (Vertebriceras) sp.* (Шеркалинская и Заозерная площади) и *Cardioceras (? Vertebriceras, ?Subvertebriceras) sp. ind.* (Камынская площадь). Кроме того, для нижней подзоны характерны разнообразные *Cardioceras (Scoticardioceras)*, встречающиеся и в верхних слоях нижнего оксфорда: *Cardioceras (Scoticardioceras) cf. excavatum* (Sow.) (Каменная, Заозерная и Камынская площади), и многочисленные *Cardioceras (Scoticardioceras) sp. ind.*, определенные из керна скважин Шухтунгортской, Шеркалинской, Елизаровской, Каменной, Пальяновской, Эргинской, Мамонтовской, Восточно-Сургутской, Айпимской, Уренгойской и Катальгинской площадей.

В верхней половине зоны *Cardioceras densiplicatum* появляются *Cardioceras (Maltoniceras)*, которые фиксируют основание подзоны *Cardioceras (Maltoniceras) maltonense* в бореальных разрезах. Подрод *Cardioceras (Maltoniceras)* встречается и в нижней части, вышележащей зоны *Cardioceras tenuiserratum*, поэтому граница зон *Cardioceras densiplicatum* и *C. tenuiserratum* по материалам из керна четко не установлена. Раковины *Cardioceras (Maltoniceras) sp. nov.*,

близкие виду *C. highworthensis* Arkell, найдены в скважинах Катильгинской площади в глинисто-карбонатной конкреции из нижней части верхней подсвиты васюганской свиты (Тевризская площадь), в аргиллитах из скважин Емъеговской, Елизаровской, Эргинской и Верхнесалымской площадей, а в скважинах Емъеговской и Эргинской площадей встречены также *Cardioceras (Maltoniceras) sp. cf. kokeni* Boden. Довольно много находок *Cardioceras (Maltoniceras) sp.* и *Cardioceras (Maltoniceras) sp. nov.* в скважинах Заозерной площади, единичные находки *C. (M.) sp. ind.* известны на Пальяновской, Камынской и Федюшкинской площадях.

Нижняя граница верхней зоны среднего оксфорда в Западной Сибири (*Cardioceras tenuiserratum*) проводится в разрезах по появлению *Cardioceras (Miticardioceras)*. В нижней половине этой зоны еще встречаются *Cardioceras (Maltoniceras)*. Присутствие зоны *Cardioceras tenuiserratum* в Западной Сибири доказано на ряде площадей находками характерных аммонитов: *Cardioceras (Miticardioceras) sp.* в верхней подсвите васюганской свиты на Южно-Табаканской площади, *C. (?Miticardioceras) sp.* на Камынской и Заозерной площадях, а также *Cardioceras (Subvertebriceras) zenaidae* Ilv. на Каменной и, вероятно, Западно-Котухтинской площадях, *Cardioceras sp. ind. (? cf. zenaidae) Ilv.* на Карасевской площади. Установлено, что вид *Cardioceras (Subvertebriceras) zenaidae* Ilv. появляется и в верхней части зоны *Cardioceras densiplicatum*, но более характерен для зоны *Cardioceras tenuiserratum*. Однако до сих пор есть неясности с самой верхней частью среднего подъяруса, поскольку достоверно не установлены *Cardioceras (Cawtoniceras)*, типичные для подзоны *Cardioceras (Cawtoniceras) blakei* верхов среднего оксфорда в бореальных разрезах (Sykes, Callomon, 1979). Очень условно к подроду *Cardioceras (Cawtoniceras)* отнесены некоторые экземпляры аммонитов, найденные в скважинах Западно-Ловинской, Заозерной, Западно-Котухтинской и, возможно, Федюшкинской площадей. Граница среднего и верхнего подъярусов, совпадающая с кровлей зоны *Cardioceras tenuiserratum*, проводится по появлению *Amoeboceras*. Непосредственно в разрезе граница среднего и верхнего оксфорда зафиксирована в скважинах Камынской и Заозерной площадей, где хо-

рошо прослеживается последовательная смена среднеоксфордских *Cardioceras* верхнеоксфордскими *Amoeboceras*, а именно видами, близкими *Amoeboceras (Amoeboceras) alternoides* (Nik.).

В верхнем подъярусе оксфорда Западной Сибири распознаются два биостратона: нижний — слои с *Amoeboceras spp.*, соответствующие зонам *Amoeboceras glosense*, и, предположительно, *Amoeboceras serratum* в стратотипе бореального верхнего оксфорда на о-ве Скай (Шотландия), и верхний — зона *Amoeboceras ravni*, приравниваемая по объему к зонам *Amoeboceras regulare* и *A. rosenkrantzi* (см. рис. 11, 29). До недавнего времени в стратиграфической схеме Западной Сибири верхний подъярус оксфорда был подразделен на зоны *Amoeboceras alternans* и *Ringstedia pseudocordata*.

Основание слоев с *Amoeboceras spp.*, а следовательно, и основание верхнего подъяруса проводится в разрезах по появлению аммонитов, близких *Amoeboceras alternoides* (Nik.). Подобные аммониты встречены в абалакской и васюганской свитах (Черкашинская, Заозерная, Харампурская площади) и в основании яновстанской свиты (Среднеярвская площадь). На нижнюю часть верхнего подъяруса указывают и определенные в открытой номенклатуре аммониты, близкие виду *Amoeboceras glosense* (Bigot and Brasil). Они обнаружены в скважинах Новопортовской площади, в верхах васюганской и абалакской свит на Харампурской и Салымской площадях. Присутствие самых нижних слоев верхнего оксфорда фиксирует и *Amoeboceras cf. kostromense* (Nik.) (Омская площадь). Более высокий интервал, отвечающий средне-сибирской зоне *Amoeboceras serratum*, намечается в скважинах на Харампурской площади, где в васюганской свите найден *Amoeboceras sp. cf. A. serratum* (Sow.). Слои с *Amoeboceras spp.* установлены в васюганской свите на Малоичской площади по находке *Amoeboceras ex gr. alternans* (Buch).

Зона *Amoeboceras ravni* довольно хорошо представлена в разрезах Западной Сибири. Здесь встречены аммониты, характерные для верхней половины верхнего оксфорда: *Amoeboceras freboldi* Spath — в скважинах Войкарской площади и васюганской свите на Таловой площади, *Amoeboceras cf. leiscum* Spath emend. Mesezhn. — в даниловской свите на Обской площади и георгиевской свите

на Лонтыняхской и Стахановской площадях, *Amoeboceras regulare* Spath — в основании верхней подсвиты сиговской свиты на Усть-Часельской и *Amoeboceras* sp. ex gr. *A. regulare* Spath — в верхах васюганской свиты на Харампурской площадях. В скважинах Западно-Фроловской площади обнаружены *Amoeboceras rosenkrantzi* Spath — показатель верхних горизонтов бореального оксфорда. В сиговской свите (Усть-Часельская площадь) на этом же уровне найдены мелкие *Amoeboceras* sp. ind. juv. ? cf. *A. bauchini* (Opp.) и *Amoeboceras* sp. indet. juv. ? cf. *A. tuberculatoalternans* (Nik.).

Различные представители рода *Amoeboceras* из зоны *Amoeboceras gavni* определены из скважин Карабашской, Омской, Верхнечасельской и Усть-Часельской площадей. Отмечены верхнеоксфордские *Amoeboceras*, не определенные до вида, в скважинах Бованенковской, ?Тюменской, Сартынтинской, Озерной, Половинкинской, Пальяновской, Верхнесалымской, Мурасовской, Северо-Калиновой, Бахилловской, Усть-Котухтинской, Харампурской, Кынской, Усть-Часельской, Туруханской и Елогуйской площадей. Граница оксфордского и кимериджского ярусов достоверно фиксируется в скважинах Верхнечасельской площади, где наблюдается смена оксфордской фауны нижнекимериджским комплексом аммонитов. Так, в скважинах Усть-Часельской площади определены *Amoeboceras* sp. juv. и сопровождающая его другая фауна верхнего оксфорда, а выше — *Amoeboceras* (*Amoebites*) и *Rasenia* sp. ? cf. *R. coronata* Mesezhn. из зоны *Rasenia evoluta* нижнего кимериджа.

Вышележащая толща кимериджского яруса, распространенная в Западной Сибири практически повсеместно, разделена на два подъяруса, комплексы аммонитов которых составляют представители перисфинктид, а из кардиоцератид — обильные *Amoeboceras* (*Amoebites*). В современном зональном делении нижнего подъяруса нет изменений по сравнению с официально принятой стратиграфической схемой (Решения..., 1991). Что же касается зонального деления верхнего подъяруса, необходимо отметить, что обособление зон в официально принятой и используемой в последнее время схеме опиралось в основном на конструкцию, разработанную по обнажениям кимериджа Приполярного Урала. Эту схему пока слож-

но использовать при стратификации толщ по материалам бурения в Западной Сибири.

Нижнекимериджский подъярус Западной Сибири охарактеризован аммонитами довольно полно. Вертикальное распределение перисфинктид в разрезах позволяет обособить две зоны — *Pictonia involuta* и *Rasenia evoluta*. Присутствие зоны *Pictonia involuta* установлено в скважинах Татарской площади, где определен комплекс аммонитов основания кимериджа: *Pictonia* sp. juv., *Prorasenia* sp. и *Rasenia* sp. По-видимому, зона, хотя бы частично, присутствует в разрезах Омской площади, где в скважинах найдены ?*Prorasenia* sp. ind., и на востоке равнины, где в керне скважин Тапской площади встречен *Ammonites* (?*Pictonia*) sp. ind. На территории Надым-Тазовского междуречья вид *Pictonia* sp. ind. определен в скв. Южно-Ярайнерской-51 (глубина 3352 м). Вышележащая зона *Rasenia evoluta* особенно хорошо выражена на востоке Западной Сибири, где отдельные находки последних лет, дополняя палеонтологическую характеристику, дают почти полное представление о составе и объеме зоны. Зональный вид найден в верхней подсвите сиговской свиты (Западно-Красноселькупская площадь) совместно с *Rasenia* (*Eurasenia*) cf. *triplicata* Mesezhn. Последние, в свою очередь, известны и из основания яновстанской свиты (Усть-Часельская площадь). В верхах сиговской свиты (Усть-Часельская площадь) найдены виды, близкие *Rasenia* (*Rasenia*) *optima* Mesezhn., а в основании яновстанской и верхах сиговской свиты — определенные в открытой номенклатуре аммониты, сходные с видом *Rasenia* (*Rasenia*) *repentina* Mesezhn. В скв. Стахановской-920 (инт. 3299–3306 м) в аргиллитах георгиевской свиты встречены аммониты ?*Rasenia*, ?*Zonovia*, которые условно можно соотносить с нижним-низами верхнего кимериджа.

О присутствии нижнего подъяруса с аммонитами рода *Rasenia* можно говорить, основываясь на материалах скважин Южно-Тамбейской площади, Войкарского профиля, Алтатумпской, Евринской, Круглой и Абалакской площадей. Перисфинктиды, характеризующие верхнюю часть зоны *Rasenia evoluta* нижнего подъяруса и нижнюю часть зоны *Aulacostephanus mutabilis* верхнего подъяруса, найдены в керне из скважин Арктической площади, где в образцах из тол-

щи черных аргиллитов — аналогов георгиевской свиты, в зоне перехода абалакской и даниловской свит определены *Zonovia* (*Xenostephanus*) cf. *thurrelli* Arkell et Callomon. На Обской площади из даниловской свиты происходит *Zonovia* (*Xenostephanus*) sp., а *Zonovia* sp. juv. обнаружен в скважинах Владимирской площади. Этот же стратиграфический интервал зафиксирован в скважинах Тюменской, Вяткинской и Викуловской площадей по находкам рода *Zonovia*. Аммониты, определенные как *Rasenia* (? *Zonovia*) sp. нижнего подъяруса и, возможно, низов верхнего подъяруса кимериджа, находили в скважинах Владимирской, Покровской, Челноковской площадей, в георгиевской свите Харампурской площади и в основании яновстанской свиты Усть-Часельской площади.

Заметим, что в большинстве случаев нижний подъярус кимериджа в Западной Сибири опознается по обильным находкам разнообразных *Amoeboceras* (*Amoebites*), которые на юго-западе равнины распространены вплоть до верхнего подъяруса (до зоны *Aulacostephanus mutabilis*) (Карабашская, Владимирская и Викуловская площади), а на большей части территории приурочены к нижнему подъярису. В Западной Сибири найдены практически все монографически описанные до настоящего времени виды *Amoebites*: *Amoeboceras* (*Amoebites*) *kitchini* (Salf.) emend. Spath (Харампурская площадь, георгиевская свита), *A.* (*A.*) cf. *subkitchini* Spath (Усть-Часельская площадь, основание яновстанской свиты и Западно-Яростинская площадь, аналог георгиевской свиты, в зоне перехода абалакской и даниловской свит), *A.* (*A.*) cf. *alticarinatum* Mesezhn. et Romm (Усть-Часельская площадь, верхи сиговской свиты), *A.* (*A.*) cf. *modestum* Mesezhn. et Romm (Суходудинская площадь, сиговская свита), *A.* (*A.*) sp. cf. *A. salfeldi* Spath (Верхнечасельская площадь, сиговская свита, основание верхней подсвиты, Усть-Часельская площадь, верхи сиговской свиты и Харампурская площадь, георгиевская свита), *A.* (*A.*) cf. *uralense* Mesezhn. (Ятринский профиль, лопсинская свита и, возможно, Няргинская площадь).

Представители рода *Amoeboceras*, относимые к группе видов *A.* (*A.*) *kitchini* (Salf.) emend. Spath, без точной бинарной диагностики определялись из керна скважин Восточно-Таркосалинской, Верхнечасельской,

Усть-Часельской, Северо-Толькинской и Круглой площадей, ?*Amoeboceras* (*Amoebites*) cf. *pingue* (Salf.) — в скважинах Заполярной, *A.* (*A.*) cf. *cricki* (Salf.) — Восточно-Таркосалинской площадей. В скважинах Новопортовской и Харасавэйской площадей найдены *A.* (*A.*) *pulchrum* Mesezhn. et Romm, которые на севере Сибири в бассейне р. Хатанги “проходят” в основание верхнего подъяруса. Представители *Amoeboceras*, отнесенные к группе видов *A.* (*A.*) *spathi* Schulg., определены из керна скважин Восточно-Таркосалинской, Верхнечасельской, Усть-Часельской и Даниловской площадей (в основании маркирующей зоны конкреций) и, возможно, на Харасавэйской площади — в аналогах георгиевской свиты, в зоне перехода абалакской и даниловской свит. Представители *Amoebites*, определенные в открытой номенклатуре как близкие виду *A.* (*A.*) *mesezhnikovi* Syk. et Sur., известны из сиговской свиты Верхнечасельской площади, где они приурочены к основанию верхней подсвиты, *Amoebites* из группы видов *A.* (*A.*) *rasenense* Spath найдены в скважинах Верхнечасельской, Усть-Часельской и Малохетской площадей.

Верхний подъярус кимериджа на территории собственно Западной Сибири аммонитами охарактеризован слабо, и в конкретных разрезах зональные границы часто не опознаются. На присутствие в разрезе верхнего подъяруса кимериджа указывают находки аммонитов *Aulacostephanus* на западе и юго-западе Западной Сибири. Так, верхний подъярус по находкам *Aulacostephanus*, которые, возможно, относятся к подроду *Aulacostephanoceras*, характерному для двух верхних зон верхнего подъяруса стратотипа, установлен в скважинах на Уренгойской площади (в аргиллитах, видимо, ошибочно отнесенных к баженовской свите). На Ямале (Харасавэйская площадь) в черных аргиллитах аналогов георгиевской свиты найдены аммониты плохой сохранности, условно определенные как верхнекимериджские. В Широком Приобье (Тагринская площадь) в верхней половине георгиевской свиты встречены *Amoeboceras* (*Nannocardioceras*) sp., характерные для двух верхних зон кимериджа в стратотипе.

Наиболее полно охарактеризована аммонитами в Западной Сибири толща волжского яруса, что позволяет устанавливать все

три подъяруса с соответствующим зональным расчленением, отчасти детализированным в последнее время. В ранее применяемой стратиграфической схеме для закрытой территории Западной Сибири в нижнем подъярусе обособлялась только зона *Pectinatites lideri*, вид-индекс которой является младшим синонимом вида-индекса зоны *Pectinatites pectinatus* в верхах подъяруса на современных схемах (Месежников, 1984). Более низкие уровни нижневолжского подъяруса, синхронные зонам *Eosphinctoceras magnum* и *Subdichotomoceras subcrassum* Приполярного Урала, аммонитами охарактеризованы не были. До сих пор нижневолжских аммонитов в керне скважин Западной Сибири найдено немного — это *?Subdichotomoceras* sp. и *Ilovaiskya* ex gr. *sokolovi* (Пов.) из основания баженовской свиты, обнаружены на Ямале *Pectinatites* sp. ind. из вышележащей зоны *Pectinatites pectinatus* нижней части баженовской свиты и *?Pectinatites* sp. ind. из даниловской свиты. В связи с этим уникальной является в последнее время находка *Eosphinctoceras magnum* из скв. Егурьяхской-22 (инт. 2778–2785 м), позволяющая однозначно идентифицировать нижнюю зону нижневолжского подъяруса.

Зональное деление среднего подъяруса принято в соответствии со схемой, разработанной для Приполярного Урала. В том или ином виде в скважинах Западной Сибири присутствуют практически все зоны средневолжского подъяруса. Так, зона *Pavlovia iatriensis* фиксируется по находкам *Pavlovia* cf. *iatriensis* Ilov. emend. Michl. и *Dorsoplanites* sp. (cf. *D. antiquus* Spath), *Pavlovia* cf. *hypophantica* Ilov. emend. Michl. в баженовской свите и *Strajevskya* cf. *hypophantiformis* Michl. из глинисто-карбонатной конкреции баженовской свиты. Присутствие зоны *Dorsoplanites ilovaiskii* определяется по находкам аммонитов, с разной долей условности отнесенных к зональному виду-индексу. Эта зона отмечается в разрезах Егурьяхской площади (скв. 22). Наиболее полно представлена в разрезах скважин и широко прослежена зона *Dorsoplanites maximus*. Виды, близкие к зональному индексу, определены в скважинах Коликъеганской, Салымской, Западно-Салымской, Тундринской, Егурьяхской, Пякутинской, Янчинской и многих других площадей. Отдельные характерные виды зонального комплекса найдены на еще более широкой территории: *Dorsoplanites*

cf. *flavus* Spath — в скважинах Северо-Сикторской и Тагринской площадей, *Dorsoplanites* cf. *panderiformis* Michl. — на Северо-Сикторской и Салымской площадях, *Dorsoplanites subdorsoplanus* Mesezhn. — на Ярайнерской площади, а *Dorsoplanites* cf. *subdorsoplanus* Mesezhn. — на Северо-Сикторской площади, *Dorsoplanites* cf. *tricastatus* Michl. — на Каменной и Вэнгаяхинской площадях, *Dorsoplanites* cf. *transitorius* Spath — на Кислорской и Тундринской площадях, *Dorsoplanites* cf. *sibiriacovi* Ilov. emend. Michl. — на Западно-Салымской и Тагринской площадях, *Dorsoplanites dainae* Mesezhn. — на Ярайнерской, а *Dorsoplanites* aff. *dainae* Mesezhn. — на Ярайнерской и Западно-Катыльгинской, *Dorsoplanites* cf. *dainae* Mesezhn. — на Ореховской, а *Pavlovia* cf. *ponomarevi* Ilov. emend. Michl. — на Северо-Сикторской и Тагринской площадях. Аммониты, определенные более или менее надежно, как сходные с видом *Dorsoplanites crassus* Spath, типичным для зон *Dorsoplanites ilovaiskii* и *Dorsoplanites maximus*, найдены в скважинах Северо-Варьеганской и Приразломной площадей. О присутствии в разрезах скважин зоны *Laugeites groenlandicus* свидетельствуют находки вида-индекса на Выинтойской и Вынгапуровской площадях: *Laugeites* cf. *borealis* Mesezhn., *Laugeites* cf. *stschurovskii* (Nik.), *Laugeites* sp. aff. *L. stschurovskii* (Mich. non. Nik.) и *Laugeites* sp., а зона *Epilaugeites vogulicus* подтверждена находками зонального вида-индекса (Ломовая, Ракитинская, Тагринская, Северо-Салымская, Выинтойская площади) и вида *Epilaugeites* cf. *iatriensis* Mesezhn. (Етыпуровская площадь). По всей территории распространения баженовской свиты и ее аналогов в Западной Сибири найдены многочисленные представители родов *Dorsoplanites* и *Laugeites* и еще более многочисленные средневолжские *Dorsoplanitinae* не установленной родовой принадлежности (Атлас..., 1990; и др.).

Зональное расчленение верхневолжского подъяруса, приводимое до недавнего времени в стратиграфических схемах Западной Сибири, основано на разрезах Восточного склона Приполярного Урала. Однако, как показывает анализ накопленного материала, целесообразней в Западной Сибири использовать зональную схему, разработанную для севера Сибири по крайней мере для нижних двух третей подъяруса. Так, зона *Craspedites okensis*, охватывающая нижнюю половину верхневолжского

подъяруса и соответствующая зонам *Kachpurites fulgens* и *Craspedites subditus* стандарта, хорошо опознается по многочисленным находкам зонального вида-индекса *Craspedites (Craspedites) okensis* (Orb.), а также *C. (C.) ex gr. okensis* (Orb.) и *Craspedites* sp. (cf. *C. fragilis* Trd.) (Атлас..., 1990; и др.). Основание зоны фиксируется в скважинах Колпашевской площади по находке *Kachpurites subfulgens* Nik. Широко представлена в Западной Сибири зона *Craspedites taimyrensis*, определяемая по находкам вида-индекса *Craspedites (Craspedites) taimyrensis* Bodyl. или аммонитов, рассматриваемых как близкие к виду-индексу. Встречаются и аммониты, характерные для зонального комплекса. Так, *Craspedites canadensis* Jeletzky встречены в скважинах Западно-Салымской, Удачной, Западной, Придорожной, Западно-Сикторской и Кондаковской площадей. Часть указанных выше находок некоторые авторы склонны относить к *Praetollia*. Другой вид *Craspedites ex gr. mosquensis* Schulg. (non Geras.) (предположительно из зоны *Craspedites taimyrensis*) определен в скважинах Малобалыкской и Приразломной площадей. На самые верхние горизонты волжского яруса указывают находки *Subcraspedites (Subcraspedites) sp. cf. turbinae* Klimova и ?*Subcraspedites (Volgidiscus) sp. ind.* Ранее в верхней части юры предлагалось выделять слои с *Shulginites* spp. (Месежников и др., 1984, 1985). Сейчас представляется наиболее вероятным, что находки рода *Shulginites* в разрезах Западной Сибири, скорее всего, приурочены к основанию мела, так как чаще встречены в комплексе с *Praetollia* (Атлас..., 1990; и др.).

Неоднократно дискуссии вызывали и указания на находки из разрезов Западной Сибири рода *Virgatosphinctes*. Отметим однако, что аммониты, подобные виргатосфинктам, описанным Н.И. Шульгиной (1967) из волжского яруса севера Сибири, все чаще встречаются в керне скважин Западной Сибири, как, например, найденные недавно в скв. Мало-Пякутинской-543. Стоит обратить внимание на обнаруженные на Ватъеганской площади скопления таких аммонитов и находки их совместно с краспедитидами (Тульеганская площадь). Нередко при определениях аммонитов из керна виргатосфинкты принимаются за *Laugeites* (ха-

актерны для зоны *L. groenlandicus*) или диагностируют как близкие к *Dorsoplanites ilovaiskii* Mesezhn. (индекс одноименной зоны), но чаще виргатосфинкты, как и хетаиты, характеризующие пограничные слои юры и мела, теряются среди многочисленных неопределимых волжских дорзопланитин.

Зональное расчленение юры Сибири по белемнитам (bl-зоны)

Белемниты — одна из широко распространенных и хорошо сохраняющихся в юрских толщах групп ископаемых. В нижней юре Сибири (за исключением тоара) находки ростров белемнитов практически не известны. Изредка в литературе появлялись сведения о находках в нижнем и среднем лейасе Сибири единичных ростообразных образований, принимавшихся за белемниты (Сакс, Нальняева, 1975; Князев и др., 1991; и др.). Однако до сих пор все эти находки рассматриваются как экзотические и сомнительные: часто упоминается возможность их аллохтонности или неточности датировки материнской толщи (особенно в приграничных слоях плинсбаха и тоара), недостаточность доказательств их таксономической принадлежности к белемнитам, а не к каким-то белемниитообразным *Coleoidea*. Заметим, что в подтоарских интервалах нижней юры Западной Европы белемниты довольно широко распространены. Соответственно, вполне возможно, что и в сибирские моря они проникали эпизодически еще до тоара, однако начало массового заселения и автохтонного развития белемнитов в арктических палеобассейнах, несомненно, приходится на тоар. В тоаре, средней и верхней юре Сибири ростры белемнитов являются одной из постоянных составляющих ориктоценозов толщ морского генезиса. Распределение их по разрезу, как и по площади, весьма неравномерно. Массовые в тоаре, они сокращают свое представительство в ориктоценозах аалена, довольно редки в байосе и вновь начинают часто встречаться в бате, келловее и верхней юре.

Сведения о ниже-среднеюрских белемнитах Западной Сибири весьма скудны, что связано не только с редкой их встречаемостью в кернах скважин, но и с трудностями видовой диагностики по обломкам ростров.

Последнее обстоятельство часто приводило к определениям типа *Belemnites* gen. et sp. ind., ничего не дающим для стратификации толщ, что сильно ослабило интерес к исследованию белемнитов из этого региона.

Белемниты из естественных выходов тоара и средней юры северного и восточного обрамлений Сибирской платформы монографически хорошо изучены (Сакс, Нальняева, 1970, 1975; и др.), что послужило основой для разработки зонального уровня шкал по белемнитам для этого интервала юры (Нальняева, 1986; Меледина и др., 1987, 1991; и др.).

Так, в результате анализа последовательной смены комплексов белемнитов тоара обособлены три биостратона (см. рис. 5, 10, 28). В самых низах нижнего тоара белемниты еще весьма редки, а массовые находки ростров белемнитов в разрезах начинаются с а-зоны *Naroceras falciferum*. Самый древний из тоарских комплексов белемнитов Сибири представлен видами исключительно западно-европейских родов (*Acrocoelites*, *Mesoteuthis*, *Orthobelus* и др.). Соответственно для нижнего тоара Сибири определены слои с *Acrocoelites triscissus*, объемлющие низы нижнего тоара, включая а-зону *Naroceras falciferum* (Нальняева, 1986) (см. рис. 5, 10). Верхняя часть нижнего тоара (а-зоны *commune* и *braunianus*) содержит богатый в таксономическом отношении и избыточный количественно комплекс белемнитов — это разнообразные виды *Nannobelus*, *Brachybelus*, *Passaloteuthis*, *Clastoteuthis*, сопровождаемые новыми автохтонного происхождения видами родов *Catateuthis*, *Mesoteuthis*. Доминирующими в комплексе являются *Nannobelus* и *Passaloteuthis*. Соответствующая толща рассматривается в сибирских разрезах как белемнитовая зона *Nannobelus pavlovi* (Нальняева, 1986; Меледина и др., 1987, 1991; и др.) (см. рис. 28). Для верхнего тоара и нижнего аалена характерен своеобразный комплекс белемнитов, в котором, наряду с перешедшими из нижнего тоара *Nannobelus*, *Clastoteuthis* и *Parahastites*, появляются *Hastites motortschunensis* Naln., *H. vesicularis* Naln. и редкие игловидные ростры *Rhabdobelus* sp. Этот интервал обозначен в схемах как слои с *Hastites motortschunensis* (Нальняева, 1986; Меледина и др., 1987).

Верхнеааленских и нижнебайосских аммонитов *Pseudolioceras* (*Tugurites*) сопро-

вождает специфический комплекс видов белемнитов из родов *Sachsibelus*, *Hastites*, *Pseudodicoelites* (см. рис. 6), по которому установлены слои с *Sachsibelus mirus*. Однороден и весьма выразителен состав белемнитов в интервале, объемлющем более высокую часть нижнего и часть верхнего байоса (а-зону *borealis*). Здесь (главным образом в верхней части вместе с *Boreiocephalites*) распространены два вида рода *Paramegateuthis* (*P. parabajosicus* Naln. и *P. nescia* Naln.) и редкие *Pachyteuthis*. Соответствующая толща рассматривается как слои с *Paramegateuthis parabajosicus*.

Выше следует bl-зона *Cylindroteuthis spathi* с комплексом белемнитов, состоящим из весьма многочисленных ростров разнообразных видов из родов *Cylindroteuthis* и *Pachyteuthis* (см. рис. 6). Эта bl-зона объемлет интервал от а-зоны *gracilis* до *Arctocephalites* aff. *greenlandicus*, а возможно, и часть а-зоны *Arcticoceras harlandi* (Меледина, Нальняева, 1991). В пределах bl-зоны *Cylindroteuthis spathi* в сибирских разрезах четко обособляется узкий интервал, который совпадает с нижней частью а-зоны *Arctocephalites arcticus* (=бывшая а-подзона *Oxycerites jugatus*) и в котором встречаются многочисленные *Paramegateuthis manifesta* Naln. — вид, используемый Т.И. Нальняевой в качестве вида-индекса указанных слоев (см. рис. 5, 10). Над bl-зоной *Cylindroteuthis spathi* выделены слои с *Cylindroteuthis confessa*, соответствующие всей или только большей верхней части а-зоны *Arcticoceras harlandi* и перекрывающиеся bl-зоной *Pachyteuthis tschernyschewi*. Диапазон последней, как теперь установлено, отвечает а-зоне *Arcticoceras ishmae*. Комплексы белемнитов слоев с *Cylindroteuthis confessa* (кроме вида-индекса) включают также *Pachyteuthis optima* Sachs et Naln., *P. cf. tschernyschewi* Krimh., а для bl-зоны *Pachyteuthis tschernyschewi* характерно преобладание в комплексах вида-индекса, совместно с которым встречаются *Cylindroteuthis* sp. и *Paramegateuthis ishmensis* Gust. В пределах верхнего бата-нижнем келловее на севере Сибири распространены виды рода *Pachyteuthis* (см. рис. 6), вертикальные диапазоны которых не достаточно выяснены. Здесь преобладают *P. subrediviva* (Lem.) и *P. optima* Sachs et Naln. Первый из них известен в качестве вида-индекса для обозначения соответствующих слоев с белемнитами в

верхнем бате — нижнем келловее на севере Русской платформы (бассейн р. Печоры), объемлющих интервал от слоев с *Cadoceras variabile* до слоев с *Kepplerites cf. tychonis* (Меледина и др., 1998). Приблизительно в том же объеме, с некоторой долей условности, этот биостратон прослеживается и в северосибирских разрезах (Шурыгин и др., 1996).

Сведения о верхнеюрских белемнитах и их вертикальном распределении в разрезах Восточной и Западной Сибири более обширны (Сакс, Нальняева, 1964, 1966; Гольберт и др., 1972; Граница..., 1972; Стратиграфия..., 1976; Шенфиль, 1995; и др.). Накопленные материалы позволили в последнее десятилетие разработать автономную зональную шкалу по белемнитам для кимериджского и волжского ярусов Сибири. Выделены и описаны шесть биостратонов в ранге зон и слоев с белемнитами (Шенфиль, 1995).

На основе анализа стратиграфического распределения в северосибирских разрезах кимериджских комплексов белемнитов выделены три bl-зоны (см. рис. 11, 29). Самая нижняя из них заключает в себе нижнекимериджский (а-зона *kitchini*) комплекс белемнитов с доминирующими в нем представителями родов *Pachyteuthis*, *Cylindroteuthis* и *Lagonibelus*. Встречается здесь и единственный представитель рода *Acroteuthis* — *A. (Boreioteuthis) absoluta* (Fish.). В качестве видов-индексов bl-зоны О.В. Шенфильем (1995) предложено использовать наиболее представительные в ориктоценозах *Pachyteuthis ingens* и *Cylindroteuthis oweni cuspidata*. В нижней части верхнего кимериджа обособляется bl-зона *Pachyteuthis obesa*, выделенная в объеме а-зон *A. mutabilis* и *A. eudoxus*. Родовой состав комплексов белемнитов в ней остается прежним, но появляются новые виды, в том числе и вид-индекс, обладающий коротким ростром специфического облика. В верхней части верхнего кимериджа Средней Сибири исчезает ряд видов, распространенных ниже, и появляется новый вид *C. (Acroteuthis) septentrionalis* Bodyl., для которого характерны крупные и очень длинные ростры. По смене комплекса белемнитов выделяется bl-зона *Cylindroteuthis septentrionalis*, соответствующая по объему а-зоне *taimyrensis*.

Существенные изменения видового состава белемнитовых комплексов происходят на рубеже кимериджского и волжского яру-

сов. Комплекс белемнитов в bl-зоне *Pachyteuthis mamillaris*, объемлющей интервал от а-зоны *magnum* (нижневолжский подъярус) до а-зоны *okensis* (низы верхневолжского подъяруса) (Шенфиль, 1995), таксономически весьма разнообразен: присутствуют представители подродов *Pachyteuthis*, *Simobelus*, *Cylindroteuthis*, *Arctoteuthis*, *Lagonibelus*, *Holcobeloides* и *Boreioteuthis*. Количественно преобладают здесь симобелусы и цилиндротетисы, особенно это относится к виду *Pachyteuthis (Simobelus) mamillaris* (Eichw.). Нижняя граница bl-зоны проводится по первому появлению вида-индекса и совмещается с нижней границей волжского яруса (а-зона *magnum*) с некоторой долей условности, только судя по разрезам, изученным на Приполярном Урале. На севере Средней Сибири нет разрезов, в которых bl-зона *Pachyteuthis mamillaris* наблюдается в полном объеме (Шенфиль, 1995). В пределах описываемой bl-зоны в сибирских разрезах обособляется интервал, соответствующий по объему а-зонам *variabilis-okensis*, в котором часты находки *Cylindroteuthis (Cylindroteuthis) jacutica* Sachs et Naln., что послужило основанием для выделения слоев с *Cylindroteuthis jacutica*. Над bl-зоной *Pachyteuthis mamillaris* выделяется в верхневолжском подъярусе-нижнем берриасеbl-зона *Lagonibelus gustomesovi* и *Cylindroteuthis knoxvillensis*, объемлющая интервал от а-зоны *taimyrensis* до средней части а-зоны *analogus*.

До настоящего времени белемниты при расчленении и корреляции разрезов на закрытых территориях практически не использовались. При исследованиях ископаемых остатков из керна скважин Западной Сибири эпизодически указывались отдельные находки ростров белемнитов. Ростры в образцах, как правило, представлены обломками разной степени сохранности, что затрудняло определение их видовой принадлежности. По находкам *Onychites* (как предполагается, крючья — остатки белемнойдей), часто указываемым из верхнеюрских толщ Западной Сибири и свидетельствующим о морском генезисе пород, невозможно пока установить возраст вмещающих их отложений. Келловей-верхнеюрские белемниты из скважин Западной Сибири определялись в разные годы Г.Я. Крымгольцем, Т.Л. Дервиз, П.А. Герасимовым, В.И. Бодылевским,

В.Н. Саксом и Т.И. Нальняевой. Эти определения отражены в ряде публикаций по стратиграфии и палеонтологии юры Западной Сибири. Это работы В.Ф. Козыревой и др. (1957), В.И. Бодылевского (Бодылевский, Шульгина, 1958), Ф.Г. Гурари (1959), Т.Л. Дервиз (1959), П.Ф. Ли и др. (1960а), Л.В. Ровниной (1962), Т.И. Нальняевой (Баженовский горизонт..., 1986) и др., а также специальные посвященные белемнитам монографии В.Н. Сакса и Т.И. Нальняевой (1964, 1966). Наиболее детально изучены комплексы верхнеюрских белемнитов из разрезов на восточном склоне Приполярного Урала (северо-запад Западной Сибири) (Густомесов, 1960, 1964; Сакс, Нальняева, 1964, 1966; Гольберт и др., 1972; Нальняева, 1992; Богомоллов, Дзюба, 1998; и др.). Т.И. Нальняевой (1992) описаны комплексы белемнитов (с определением видов-индексов), характерные для отдельных интервалов верхней юры и нижнего мела Приполярного Урала и близкие по таксономическому составу, как выяснилось, к таковым из разновозрастных отложений севера Средней Сибири (Решения..., 1981).

К настоящему времени накоплено много новых данных по белемнитам из керна скважин Пурпейско-Васюганского и Сильгинского районов Западной Сибири. Здесь в келловее найдены следующие белемниты: *Hibolites calloviensis* (d'Orb.) (Дервиз, 1959), *Lagonibelus beaumontianus hemisulcatus* Sachs et Naln. (Сакс, Нальняева, 1964), *L. beaumontianus beaumontianus* (d'Orb.), *L. ex gr. okensis* Nik., *Pachyteuthis cf. optima* Sachs et Naln., *Pachyteuthis* sp. juv. (?*P. subdiviva* (Lem.)) (скважины Александровская-11, СТ-6, Южно-Пякутинская-17 и др.). Наиболее низкая в стратиграфическом отношении находка белемнита *Lagonibelus beaumontianus hemisulcatus* Sachs et Naln. известна из скв. Большереченской-1-Р Омского фациального района (Сакс, Нальняева, 1964), где он был найден вместе с аммонитами, отнесенными к *Macrocephalites*, что, как считали раньше, соответствовало слоям с *Arcticoceras* келловее Сибири. В настоящее время слои с *Arcticoceras* в Сибири считаются верхнебатскими. Позднее С.В. Мелединой переопределены аммониты из скв. Большереченской-1-Р, в результате чего интервал разреза этой скважины, в котором найдены аммониты и *Lagonibelus*

beaumontianus hemisulcatus, приравнивается к слоям с *Cadoceratinae*. Иными словами, самые нижние находки *L. beaumontianus hemisulcatus* происходят из подошвы васюганского горизонта, самые низы которого относятся к верхам верхнего бата. Сведения о нижне- и среднеоксфордских белемнитах Западной Сибири очень скудны, а в верхнем оксфорде-кимеридже белемниты относительно многочисленны. Здесь характерны *Cylindroteuthis oweni cuspidata* Sachs et Naln., *Pachyteuthis cf. pandermana* (d'Orb.), *Cylindroteuthis* sp. ind., *Lagonibelus* sp. ind. Наиболее часто в этом интервале встречаются ростры *Cylindroteuthis oweni cuspidata* Sachs et Naln. (скважины Южно-Катыльгинская-116, Рыбальная-406 и др.). В нижнем и верхнем кимеридже обнаружены *Pachyteuthis explanata* (Phill.), *P. cf. troslayana* (d'Orb.), *P. cf. priva* Gust., *P. cf. ingens* Krimh., *Lagonibelus kostromensis* (Geras.), *Acroteuthis absoluta* (Fish.) (скважины Лэповская-1, Северо-Моисеевская-30, Федюшкинская-5 и др.). В волжском ярусе на территории Пурпейско-Васюганского и Сильгинского районов Западной Сибири ростры белемнитов многочисленны, но плохой сохранности. Они определялись как *Lagonibelus cf. sibiricus* Sachs et Naln., *L. magnificus* (d'Orb.), *Pachyteuthis cf. insignis* Sachs et Naln. (скважины Междуреченская-11, Варьеганская, Поселковская-5 и др.). Известны также находки *Acroteuthis russiensis* (d'Orb.) (Сакс, Нальняева, 1966), *Pachyteuthis cf. subbreviaxis* Sachs et Naln., *Acroteuthis* sp. (?*A. uralensis* Sachs et Naln.), *Cylindroteuthis* sp. (?*C. repentina* Sachs et Naln.) (Баженовский горизонт..., 1986). В самых верхах верхневолжского подъярус-нижнем берриасе найдены *Lagonibelus cf. gustomesovi* Sachs et Naln. В баженовской свите в средневолжском подъярус Фроловского района найден *Lagonibelus cf. magnificus* (d'Orb.) (скв. Северо-Селияровская-Р-82). Из георгиевской свиты Омского района указывался *Cylindroteuthis oweni cuspidata* Sachs et Naln. (Сакс, Нальняева, 1964). В сиговской свите Турухан-Елогуйского района (на востоке Западной Сибири) обнаружены *Pachyteuthis cf. breviaxis* (Pavl.), характерные для кимериджа севера Средней Сибири. В январьской свите найдены *Pachyteuthis cf. explanata* (Phill.), обычные в комплексах белемнитов верхнего

кимериджа Бореальной области, и *Lagonibelus gorodischensis* Gust. (Сакс, Нальняева, 1964), характеризующий волжские отложения. Из Усть-Енисейского района В.И. Бодылевским (Бодылевский, Шульгина, 1958) описаны *Pachyteuthis panderiana* (d'Orb.), *Cylindroteuthis* aff. *puzosiana* (d'Orb.), *C.* aff. *oweni* (Phill.) из верхнего оксфорда–нижнего кимериджа и ?*C.* cf. *magnificus* (d'Orb.), *Pachyteuthis ingens* Krimh., *P.* cf. *explanata* (Phill.) из волжского яруса. Известны и крайне редкие находки белемнитов на территории Тебисского, Ажарминского и Максимоярского районов, такие как *Cylindroteuthis oweni cuspidata* Sachs et Naln. из нижнего кимериджа, *Pachyteuthis* ex gr. *excentralis* (Young et Bird) (Тебисский район), *Pachyteuthis* sp. ind. (Максимоярский район), *Lagonibelus* sp. juv. (ex gr. *sibiricus* Sachs et Naln.) (Ажарминский район). Чаще всего ростры белемнитов из скважин южных и юго-восточных районов Западной Сибири практически не определимы и упоминаются как *Belemnites* gen. et sp. ind.

В схемах, принятых последним Межведомственным стратиграфическим совещанием по мезозою Западной Сибири, приводятся лишь разрозненные определения белемнитов в описании свит (Решения..., 1991). Однако по мере накопления материала по различным территориям появилась возможность обособить и проследить в келловее и верхней юре Западной Сибири ряд биостратонов в ранге слоев с белемнитами. Именно благодаря многочисленным находкам белемнитов в келловее и верхней юре Васюганского и Сильгинского районов для этого интервала по белемнитам выделены четыре биостратона, рассматриваемых в региональной шкале Западной Сибири в качестве слоев с фауной (см. рис. 11, 29):

1) слои с *Lagonibelus beaumontianus*, соответствующие верхам бата (а-зона *Cadoceras barnstoni*) – келловее;

2) слои с *Pachyteuthis panderiana* и *Cylindroteuthis oweni cuspidata*, объемлющие верхний оксфорд–кимеридж;

3) слои с *Pachyteuthis ingens* и *Lagonibelus kostromensis*, отвечающие кимериджу;

4) слои с *Pachyteuthis* ex gr. *tamillarlis*, соответствующие волжскому ярусу.

Представления о специфических особенностях западно-сибирских комплексов белем-

нитов нижнего и среднего оксфорда, а также самых верхов верхневолжского подъяруса и берриаса из-за недостатка данных весьма неопределенны. Положение границ биостратонов по белемнитам относительно аммонитовых из-за фрагментарности кернового материала точно не зафиксировано.

Оценка палеогеографической дифференциации белемнитов Сибири показывает интересные закономерности, хорошо интерпретируемые с позиций позднеюрской истории развития Западно-Сибирского бассейна. Основная масса белемноидей, известных из келловее и верхней юры Западной Сибири, принадлежит семейству *Cylindroteuthidae*, которое, начиная со средней юры и до готерива включительно, было широко распространено в бореальном бассейне. Судя по присутствию *Lagonibelus* (*Holcobeloides*) и *Hibolites* (сем. *Belemnopsidae*), келловейские комплексы белемнитов Западной Сибири по таксономическому составу наиболее сходны с восточно-европейскими, чем комплексы келловейских белемнитов Средней Сибири. Находки этих форм совместно с аммонитами родов *Kosmoceras*, *Kepplerites*, *Macrocephalites*, *Quenstedtoceras* позволили в свое время допустить существование в келловее пролива между Западно-Сибирским морем и Восточно-Европейским бассейном (Сакс, Нальняева, 1966). Нижне- и среднеоксфордский комплекс белемнитов Западной Сибири очень слабо изучен. Известные в Западной Сибири ростры белемнитов из этого интервала определялись как *Cylindroteuthis* ex gr. *puzosi* (d'Orb.), *C.* cf. *oweni* (Pratt), *Cylindroteuthis* sp. ind., *Pachyteuthis* sp. ind. Очень ценной для этого интервала является недавняя находка вида *Pachyteuthis kirghisensis* (d'Orb.), обнаруженного в а-зоне *Cardioceras densiplacatum* среднего оксфорда (Левчук и др., 2000, определение Т.И. Нальняевой), что сближает комплекс оксфордских белемнитов Западной Сибири с таковым Русской равнины. Верхнеоксфорд–кимериджские комплексы белемнитов Западной Сибири очень близки по таксономическому составу синхронным комплексам, известным из разрезов на севере Средней Сибири (Решения..., 1981). Вид *Pachyteuthis panderiana* характерен для верхнего оксфорда–нижнего кимериджа Сибири, а вид *Cylindroteuthis oweni cuspidata* — для кимериджа. Последний,

наряду с *Pachyteuthis ingens*, является видом-индексом слоев по белемнитам, выделенных в нижнем кимеридже Средней Сибири (Шенфиль, 1995). Волжско-берриасские ассоциации белемнитов Западной Сибири, включающие *Pachyteuthis* cf. *subbreviaxis* Sachs et Naln., *P.* cf. *insignis* Sachs et Naln., *Lagonibelus magnificus* (d'Orb.), *L.* cf. *sibiricus* Sachs et Naln., *L. gorodischensis* Gust., *Acroteuthis russiensis* (d'Orb.), формировались, судя по всему, под влиянием как уральских, так северосибирских.

Западно-сибирские ростры белемнитов, как отмечали В.Н. Сакс и Т.И. Нальняева (1964; Баженовский горизонт..., 1986), имеют мелкие размеры (особенно в комплексах из волжских отложений) по сравнению с таковыми, встреченными в других районах Сибири. Поскольку крупные ростры, широко распространенные в верхней юре на севере Сибири, вместе с мелкими не встречались, допускалась принадлежность последних к самостоятельным видам, имеющим небольшие ростры. Второе возможное объяснение небольших размеров состояло в том, что в Западно-Сибирское море, для которого, например, в волжском веке предполагаются глубины моря до 500–800 м (Баженовский горизонт..., 1986), заплывали только молодые особи, а взрослые предпочитали более мелководно-прибрежные условия. Среди последних находок ростров белемнитов в керне скважин Западной Сибири попадаются ростры и средних размеров, в том числе и из волжских отложений. Отметим, что практически все экземпляры ростров хорошей сохранности, которые удавалось обнаружить в керне скважин Западной Сибири, определяются как виды, известные и в бассейнах смежных регионов, т. е. исследователи предпочитают рассматривать западно-сибирские мелкие ростры как ростры молодых особей, попадающих (с течениями?) в удаленные от берега части акватории.

Зональное расчленение юры Сибири по двустворкам (b-зоны)

На севере и востоке Сибири установлены все ярусы юрской системы. Для обоснования объемов и корреляции местных стратиграфических подразделений используется серия автономных региональных стратиграфических

шкал, созданных к настоящему времени не только по аммонитам, но и по двустворчатым моллюскам, микрофауне, динофлагеллатам, спорам и пыльце растений.

Зональное расчленение нижней и средней юры по двустворкам стало приводиться в региональной части стратиграфических схем Сибири совсем недавно. В официально принятых стратиграфических схемах по Средней Сибири показаны слои с характерными видами двустворок (Решения..., 1981), а в схемах по Западной Сибири биостратоны по двустворкам для нижней и средней юры ранее не выделялись (см. рис. 13). Описание составленных для Средней Сибири параллельных зональных шкал по двустворкам, принципы их выделения, объем, палеонтологическая характеристика и положение границ b-зон относительно аммонитовой шкалы изложены в ряде публикаций (Шурыгин, 1986, 1987а, б, 1989; Шурыгин, Никитенко, 1996; Nikitenko, Shurygin, 1994а; и др.) (см. рис. 19, 20). Однако накопленные новые материалы уже сейчас заставляют корректировать опубликованные данные о стратиграфическом положении b-зон и их границ относительно общих стратиграфических подразделений, хотя последовательность b-зон и корреляция региональных шкал смежных территорий принципиально при этом не меняется.

При обобщении данных по всем группам макрофауны на завершающем этапе исследований северосибирской нижней юры (Князев и др., 1991) удалось определить объем приграничных b-зон тоара и аалена по находкам в них аммонитов. Более того, при тщательном изучении ориктоценозов двустворок нижней и средней юры как в естественных выходах, так и в кернах скважин (Восточная и Суолемская площади Анабаро-Хатангского района) (см. рис. 24) удалось обнаружить некоторые относительно редкие таксоны двустворок, до сих пор известные из очень узких стратиграфических интервалов разрезов Западной Европы (из стандартов ярусов и близлежащих районов). Это были, вероятно, иммигранты, периодически проникающие в сибирские палеоморя. Такие находки позволяют определять соответствующие интервалы разрезов как реперные, связывающие шкалы Сибири и Западной Европы. Такими, например, *Luciniola* — в тоаре, *Sowerbya* — в аалене и др.

Наиболее детально зональная схема нижней и средней юры по двустворками разработана для разрезов северного и восточного обрамления Сибирской платформы (Шурыгин, 1986, 1987а, б; Князев и др., 1991; и др.) (см. рис. 10, 28). Нижняя часть нижней юры и в этих разрезах пока еще слабо расчленена. В целом для геттанга–синемюра выделены слои с *Meleagrinnella subolifex* и *Pseudomytiloides sinuosus*, в объем которых включены слои с *Ps. sinuosus* снизу (отвечают приблизительно зоне *Psiloceras planorbis*) и слои с *Otapiria limaeformis*, приравняемые к верхнему синемюру. Эти биостратоны прослежены в зимней свите Анабарского района (рис. 32), кыринской свите Оленек-Келимьярского района, моторчунской свите Приверхоянья. Сложнее ситуация с нижним плинсбахом, для которого условно (по положению в разрезе) выделяются слои с *Harpa ex gr. spinosus*, нижняя граница которых до сих пор весьма условная в конкретных разрезах и положение ее относительно стандартной шкалы точно не определено.

Верхний плинсбах Сибири расчленен достаточно дробно. Здесь выделены по двустворкам четыре зоны разного (перекрывающегося) объема, с помощью которых можно коррелировать в разных фациях три стратиграфических уровня. Граница вновь выделенной b-зоны *Anradulonectites incertus* (объем, обоснование и стратотип описаны в работе В.Г. Князева и др. (1991)) и подстилающей ее b-зоны *Velata viligaensis* проходит внутри аммонитовой зоны *Amaltheus stokesi* (см. рис. 5, 10).

Для нижнего тоара по двустворкам выделены два биостратона, граница которых проводится внутри a-зоны *Dactylioceras commune*: b-зона *Dacryomya inflata* и *Tancredia bicarinata* со слоями с *Meleagrinnella faminaestriata* в верхней части. Верхний тоар также разбит на два биостратона: верхний (b-зона *Arctotis marchaensis*) — объемлет и нижнюю часть низов аалена, т. е. верхняя граница тоара (граница нижней и средней юры) проходит внутри b-зоны *Arctotis marchaensis*, а нижний (b-зона *Pseudomytiloides marchaensis*) отвечает нижней аммонитовой зоне сибирского верхнего тоара и хорошо трассируется по всему обрамлению Сибирской платформы независимо от фациальной природы морских отложений в конкретных разрезах.

В результате датирования последовательности приграничных b-зон по находкам аммонитов в отдельных разрезах (Князев и др., 1991) и использования реперов (Шурыгин, Никитенко, 1996) (см. рис. 19, 20) установлено, что граница нижней и средней юры в Сибири проходит в верхней части b-зоны *Arctotis marchaensis* (= нижняя часть b-зоны *Dacryomya gigantea* в других фациях). Вышележащая b-зона *Mclearnia kelimyarensis* (= верхняя часть b-зоны *Dacryomya gigantea*), отвечающая средней части нижнего аалена, отчетливо выделяется в Приверхоянских разрезах, Виллюйской синеклизе, Келимьяр-Оленекском районе, на Восточном Таймыре и отсутствует в разрезах Анабарского района (см. рис. 32).

Иноцерамовая юра Сибири начинается b-зоной *Retroceramus elegans*, внутри которой проходит граница нижнего и верхнего аалена. Эта b-зона хорошо опознается по характерному комплексу двустворок в разрезах Приверхоянья, Восточного Таймыра, в Келимьяр-Оленекском районе (в келимьярской свите), и доказано ее отсутствие в анабарских разрезах (Шурыгин, 1986 и др.). В якутской свите Виллюйской синеклизы соответствующий уровень также не опознается.

Вышележащая b-зона *Retroceramus jurensis* прослежена практически по всем разрезам, как в естественных выходах, так и по кернам скважин: в арангастахской свите анабаро-нордвигских разрезов она с размывом залегает на b-зоне *Arctotis marchaensis*; в приленских разрезах и в Приверхоянье эта часть разреза хорошо опознается в келимьярской и сюнгюдинской свитах; установлено присутствие соответствующего интервала и в Виллюйской синеклизе. Как и предыдущая, b-зона *jurensis* занимает приграничное положение: граница аалена и байоса проходит внутри нее.

Нижнебайосская b-зона *Retroceramus lucifer*, являясь прекрасным межрегиональным репером, имеет очень характерный комплекс двустворок. В настоящее время ее стратиграфический объем оценивается только в одну a-зону стандартной шкалы (Полуботко, Сей, 1981; Шурыгин, 1987б; и др.). Интересно, что в разрезах Анабаро-Нордвигского района эта b-зона объемлет весьма разные по фациальным особенностям

толщи: верхнюю (существенно песчаную) часть арангастахской и нижнюю часть юр-гтумусской свиты (преимущественно глины), которые, в свою очередь, хорошо сопоставляются с вымской и низами леонтьевской свиты Западной Сибири (Сакс и др., 1978; Шурыгин, 1978).

Вышележащая последовательность b-зон в связи с передатировкой аммонитов, обнаруженных здесь, в последнее время существенно удревнена. Зона *Retroceramus clinatus* (с b-зоной *Solemya strigata* в нижней ее части) теперь помещена в верхи нижнего байоса, b-зона *Retroceramus porrectus*, вслед за аммонитами, опущена в низы верхнего байоса. Граница байоса и бата проводится внутри вышележащей b-зоны *Retroceramus retrorsus*. Объем верхних b-зон средней юры, которые теперь перемещены из келловоя в бат, существенно пересмотрен и уточнен после исследований аммонитов и ретроцерамов из разрезов стратотипов b-зон (р. Лена, чекуровская свита) (Меледина и др., 1991) (см. рис. 31). По последним представлениям в верхах средней юры Сибири различаются b-зона *Retroceramus polaris*, b-зона *Retroceramus bulunensis*, внутри которой проходит граница нижнего и среднего бата, и b-зона *Retroceramus vagt*, объемлющая приграничные слои среднего и верхнего бата (см. рис. 5, 10).

Параллельно описанной последовательности биостратонов рассматриваются b-зоны более широкого диапазона, опознаваемые в специфических фациях при отсутствии более дробного расчленения: b-зона *Arctotis lenaensis* (от верхней части нижнего аалена до границы нижнего и верхнего байоса) и b-зона *Isognomon isognomonoides* (от верхней части верхнего байоса до верхов бата).

Приведенная выше последовательность среднеюрских b-зон повсеместно на севере Сибири перекрывается слоями, содержащими существенно иной комплекс двустворок, в котором полностью отсутствуют представители *Retroceramus*, появляются многочисленные *Grammatodon*, *Thracia*, первые *Praebuchia* и т. д. (Шурыгин, 1986, 1987а, б). В зависимости от фациальной природы разреза здесь опознаются слои с *Grammatodon leskevitschi* или слои с *Praebuchia anabarensis*. Эти роды знаменуют начало уже нового позднеюрского этапа развития бореальной фауны (см. рис. 9). В большинстве разрезов на

севере Сибири соответствующие слои отвечают точинской свите или ее аналогам (в том числе и низам васюганского горизонта Западной Сибири). До недавнего времени на основании сопоставления аммонитовых шкал Сибири со стандартом именно по подошве этих слоев проводилась граница бата и келловоя. Однако переизучение кадоцерасовых комплексов аммонитов привело к удревнению нижней кадоцерасовой а-зоны *Cadoceras barnstoni*. Соответственно граница b-зоны *Retroceramus vagt* и слоев с *Praebuchia anabarensis* проводится в верхней части верхнего бата Сибири (см. рис. 10, 28).

В схемах нижней и средней юры Западной Сибири зональная шкала по двустворкам до сих пор не приводилась. К настоящему времени накоплен достаточный материал по кернам скважин из северных и центральных районов Западной Сибири, позволяющий и здесь наметить последовательность слоев с двустворками. По результатам изучения макро-, микрофауны и палинологических комплексов из керна скважин северных районов Западной Сибири (Бованенковская, Арктическая, Мессояхская, Новопортовская площади, Усть-Енисейский район и др.) установлено, что последовательности комплексов и их сочетания хорошо сопоставимы с таковыми севера Средней Сибири, где они увязаны с подразделениями общей стратиграфической шкалы (Ильина, 1985; Шурыгин, 1986, 1987а, б; Никитенко, 1991, 1992, 1994; Шурыгин и др., 1995; и др.). Таким образом удалось проследить подразделения сибирских параллельных шкал зонального уровня по двустворкам, фораминиферам, палинозоны в Западной Сибири и включить соответствующие шкалы в части региональных подразделений стратиграфических схем Западной Сибири (см. рис. 10, 13), где до сих пор выделялись только слои по фораминиферам (более широкого диапазона, чем предлагаемые) и слои по спорам и пыльце (Решения..., 1991).

Для западно-сибирской нижней юры по двустворкам выделены слои с *Harpax laevigatus* и *Anradulonectites* (верхний плинсбах), хорошо опознаваемые в верхах зимней, левинской и шараповской свитах Ямало-Гыданской фациальной области. Параллельно в верхах верхнего плинсбаха (в шараповской свите) установлены слои с *Tancredia kuznetsovi*. В китербютском и на-

Геттанг		Синемюр						П л и н с б а х						Ярус			
		Нижний			Верхний			В е р х н и й			А и р к а т с к а я			Подъярус			
3		и м я			я			9			10 11 12 13 14			Свита			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	Пачка		
9,8	8,5	11,0	6,2	19,5	12,0	-68,0	28,7	32,0	10,5	17,4	20,0	20,7	15,8	~7,4	Мощ., м		
●		●		●		●		●		●		●		●		Литология (обн. 12)	

A. cf. stokesi Ⓢ Amaltheus sp. ind. Ⓢ

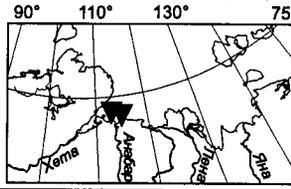
Meleagrinea subolifex, Pseudomytiloides sinuosus		Натрах ex gr. spinosus		V e l a t a v i l l i g a e n s i s		Anradulonecites incertus		Tancredia kuznetsovi		B-зона	
Trochammina sublapidosa		Trochammina inusitata, Turritella volubilis		Trochammina lapidosa, Frondiculinita dubiella		Ammodiscus siliceus		Anmarginulina gerkei		F-зона	
~		~		~		~		~		O-зона	

Кутербюльская		Т о а р						А а л е н						Ярус	
		Н и ж н и й			В е р х н и й			В е р х н и й			Н и ж н и й			Подъярус	
16		17			18			19			20			Свита	
28,0		30,1			16,0			61,5			16,5			Пачка	
●		●		●		●		●		●		●		Мощ., м	
●		●		●		●		●		●		●		Литология (обн. 11)	

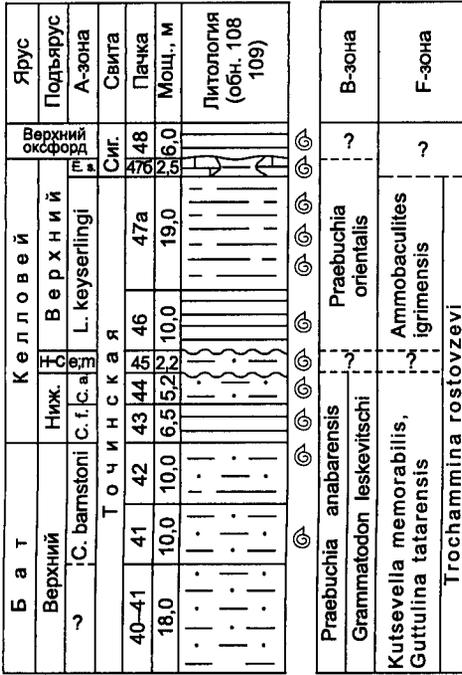
D. commune Ⓢ

Dacryomya inflata, Tancredia bicarinata		Pseudomytiloides marchaeensis		Arctotis marchaeensis		Retroceramus jutensis		Lucifer		B-зона	
Ammobaculites lobus, Trochammina kisselmani		M. faminaestriata		Astacolus praeefoliaceus, Lenticulina multa		Lenticulina nordvikensis		A. arangastachensis		F-зона	
Camptocythere mandelstami		Camptocythere occalata		~		Camptocythere praespinulosa		~		O-зона	

Анабарский залив, западный берег (обн. 12-10)



Анабарская губа, восточный берег (об. 108, 109)



Анабарский залив, западный берег (об. 12, 11, 10)

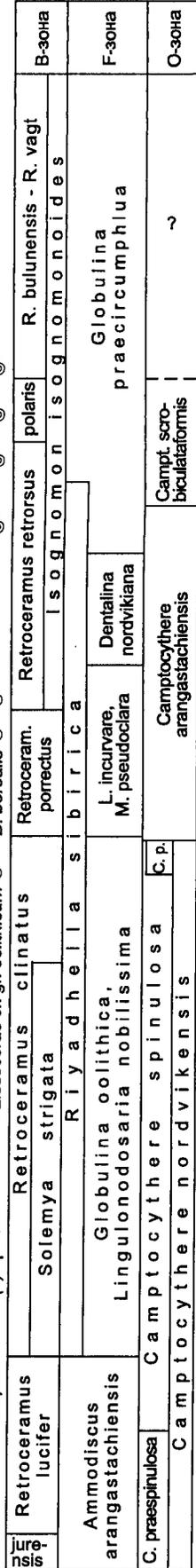
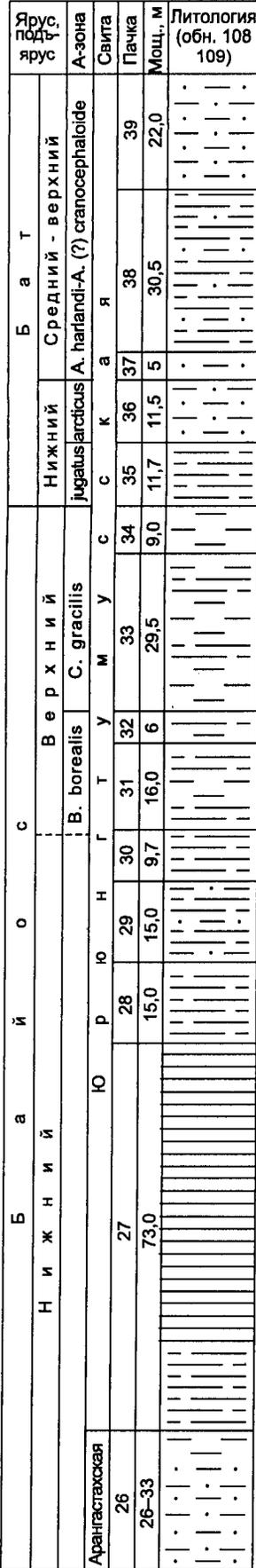
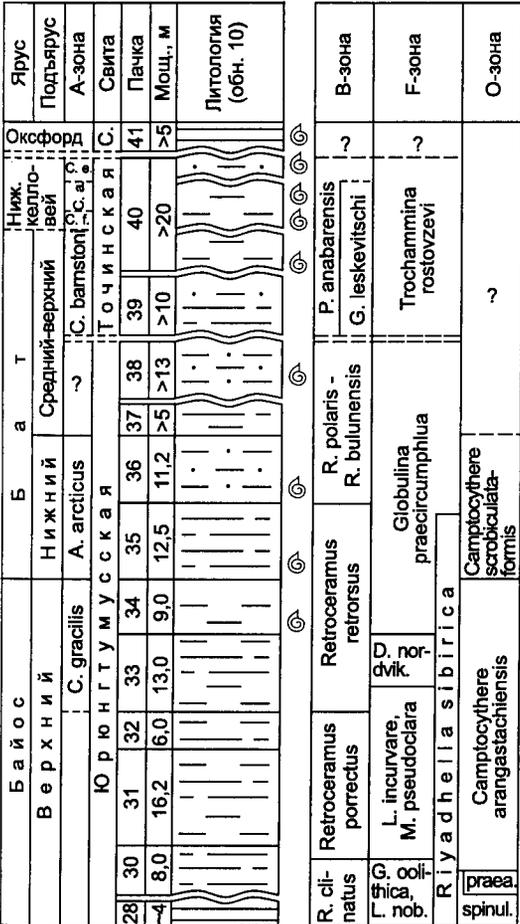


Рис. 32. Сводные разрезы нижней и средней юры, вскрытые в обрывах восточного и западного берегов Анабарской губы. Усл. обозн. см. рис. 28, 29, 88, 102.

дояхском горизонте обнаружены слои с *Dacryomya inflata* и *Tancredia bicarinata* (нижний и низы верхнего тоара), характерный комплекс двустворок которых обнаружен в кернах скважин, вскрывающих китербютскую и надояхскую свиты Ямало-Гыданской фациальной области и тогурскую и селькупскую свиты Обь-Тазовской фациальной области. В верхней части упоминаемых выше толщ параллельно выделены слои с *Meleagrinnella faminaestriata* (верхи нижнего и низы верхнего тоара).

В верхах надояхской и низах лайдинской свит Усть-Енисейского района и соответственно надояхского и лайдинского горизонтов в Ямало-Гыданской фациальной области достаточно хорошо опознаются слои с *Dacryomya gigantea* и слои с *Arctotis marchaensis*, причем первые заходят в нижнюю часть лайдинской свиты. Проблема нижней границы лайдинского горизонта Западной Сибири до сих пор весьма дискуссионна. В настоящее время в низах лайдинской свиты (скв. 125, 131 Бованенковской площади и др.) над слоями с *Arctotis marchaensis* обнаружен комплекс двустворок (с *Dacryomya cf. gigantea* Shur., *Oxytoma* sp. juv., *Sowerbya* sp., *Tancredia bicarinata* Schur. и др.), обычный в верхней части b-зоны *Dacryomya gigantea* севера Сибири. Более того, в скв. Бованенковской-125 из лайдинской свиты происходит и комплекс, сходный с таковым вышележащей b-зоны *Retroceramus elegans* севера Сибири (*R. ex gr. elegans* Kosch., *Arctotis lenaensis* Lah., *Arctica humiliculminata* Shur., *Tancredia ex gr. gigantea* Vor., *Mclearnia* (?) sp. ind.).

В то же время в ряде скважин в верхах надояхского горизонта (в джангодской свите) (Бованенковская-67, Средне-Мессояхская-4, скважины Усть-Енисейского района и др.) найдены *Arctotis marchaensis* (Petr.), *Tancredia bicarinata* Shur., *Pseudomytiloides ex gr. marchaensis* (Petr.), *Modiolus ex gr. numismalis* (Opp.) и др. — комплекс, отвечающий b-зоне *Arctotis marchaensis* севера Сибири, заходящей в типовой местности в низы аалена. Таким образом, и в Западной Сибири возможно выделение слоев с *Arctotis marchaensis* в верхней части надояхского горизонта и слоев с *Dacryomya gigantea* и *Sowerbya* sp., верхняя (нижнеааленская) часть которых совместно с вышележащими слоями с *Retroceramus ex gr. elegans* и *Arctotis*

lenaensis отвечает неполному лайдинскому горизонту (лайдинская свита, радомская пачка и т. д.).

Интересно, что в этой последовательности первые типичные представители группы *Arctotis lenaensis* появляются в верхней части интервалов, охарактеризованных *Dacryomya gigantea* и *Sowerbya* sp., т. е. последовательность появления в разрезах типичных представителей комплексов двустворок весьма сходна с таковой в нижнем аалене севера Средней Сибири.

Выше, в переходных слоях от лайдинского горизонта к вымскому и в вымском горизонте обнаружен весьма своеобразный комплекс двустворок с *Arctotis lenaensis* (Lah.), *Nuculana cf. acuminata* (Goldf.), *Arctica humiliculminata* Shur., *Tancredia ex gr. nordica* Shur., *Unionidae* (?) и др. (скважины Бованенковская-116, 121, Харасавэйская-45 и т. д.). В то же время из Бованенковских скважин 121, 130 известен и отличный от описанного комплекс вышележащих слоев с *Meleagrinnella decussata*, *Tancredia oviformis* Lah., *Arctotis lenaensis* Lah., *Arctica humiliculminata* Shur. и др. (низы леонтьевской свиты). Таким образом, вымскому горизонту соответствуют слои с *Arctotis ex gr. lenaensis* и *Unionidae* (?), возможно, захватывающие и самые верхи лайдинского горизонта. Под названием *Unionidae* (?) здесь имеются в виду двустворки, образующие моновидовые скопления (вероятно, в фациях опресненных водоемов), ранее датированные ааленом и фигурировавшие в заключениях под разными видовыми названиями (*Promoella*, *Trigoniidae*, *Acyrena*, *Corbicula* и др.). Аналогичные двустворки встречены на том же стратиграфическом уровне и в более южных районах (скважины Уренгойская-414, 282, Восточно-Таркосалинская-72, Юганская-210, Западно-Новогодняя-210 и др.).

Комплекс двустворок низов верхнего байоса, хорошо сопоставимый с таковым b-зоны *Retroceramus porrectus* севера Сибири, обнаружен в средней части леонтьевской свиты скв. Бованенковской-130. Более того, совместно с *Tancredia cf. subtilis* Lah., *Musculus czekanovskii* (Lah.), *Arctotis ex gr. sublaevis* Bодyl. здесь найдены *Retroceramus ex gr. porrectus* (Eichw.), сходные с видом-индексом соответствующей b-зоны севера Сибири. В верхней части леонтьевской свиты (в скв. Харасавэйской-45 и др.) установлен комплекс двустворок (*Arctotis sublaevis*

Bodyl., *Retroceramus* ex gr. *retrorsus*, *Arctica humiliculminata* Shur. и др.), характерный в сибирских разрезах для b-зоны *Retroceramus retrorsus*, залегающей на b-зоне *porrectus*. Сходный комплекс двустворок, в котором встречены также *Pleuromya uniformis* (Sow.), *Malletia valga* Shur. и др., распространен и выше — в низах малышевской свиты (скважины Арктическая-16, Харасавэйская-45 и Усть-Енисейского района и др.). Таким образом, выделяемые в Западной Сибири слои с *Retroceramus* ex gr. *retrorsus* и *Arctotis sublaevis* охватывают верхи леонтьевского и низы малышевского горизонтов. Более того, из малышевской свиты Усть-Енисейского района известны находки аммонитов — *Cranoccephalites*, что подтверждает стратиграфическое положение слоев с *Retroceramus retrorsus* по аналогии с северосибирской b-зоной *retrorsus* (см. рис. 10).

Выше, для большей части малышевского горизонта, характерен комплекс двустворок, в котором представительство *Arctotis* резко сокращается (как и на севере Сибири) и, напротив, распространены *Meleagrinnella* ex gr. *ovalis* (Phill.) (на севере Сибири появляется в арктоцефалитовых слоях), *Nuculoma variabilis* (Sow.), встречены *Dacryomya* cf. *ovum* (Phill.), *Arctica humiliculminata* Shur., *Musculus* ex gr. *czekanovskii* (Lah.), *Tancredia subtilis* (Lah.) (скважины Усть-Енисейского района, Харасавэйская-45, Бованенковская-130, Новопортовская-137, Арктическая-16 и др.). Соответствующая толща рассматривается как слои с *Meleagrinnella ovalis* и *Dacryomya ovum*. Стратиграфический объем слоев определяется находками *Arctotis sublaevis* (не поднимаются выше a-зоны *Arctoccephalites arcticus* нижнего бата на севере Сибири) совместно с характерным для нижнего бата Сибири комплексом двустворок и положением слоев между аналогами b-зоны *Retroceramus retrorsus* снизу и слоями с *Praebuchia* sp. сверху. Таким образом, слои с *Meleagrinnella ovalis* и *Dacryomya ovum* отвечают по объему верхней части нижнего, среднему и низам верхнего бата.

Описанная последовательность слоев с двустворками перекрывается слоями с типичным для васюганского горизонта и его аналогов комплексом двустворок (*Praebuchia* sp., *Grammatodon* ex gr. *leskevitschi* (Borr.), *Meleagrinnella ovalis* (Phill.) и др.), широко рас-

пространенным и хорошо известным как в Западной, так и на севере Средней Сибири. Нижняя граница слоев с *Praebuchia* проходит, судя по последним данным (см. выше), в верхней части верхнего бата, а верхняя — условно по границе нижнего и среднего келловея.

В верхней части средней юры Сибири (келловейский ярус рассматривается в составе средней юры) выделены слои с *Praebuchia orientalis* и их аналог в других фациях — слои с *Grammatodon schourovskii*, отвечающие по объему верхнему келловью. Более широкий диапазон занимают параллельные слои с *Thracia scythica* — от верхов нижнего келловея (примерно с подошвы a-зоны *Cadoceras emelianzevi*) до границы келловея и оксфорда.

При составлении зональной шкалы по двустворкам для верхней юры Сибири применялись несколько иные принципы, чем для нижней и средней юры. Если нижне-среднеюрская шкала может рассматриваться как преимущественно биособытийная, состоящая из политаксонных зон (см. рис. 19), то верхнеюрская построена как типично филозональная. В верхней юре Сибири широко распространены многочисленные в ориктоценозах по всей толще, эврифациальные, развивающиеся на этом этапе в значительной мере автохтонно разнообразные виды *Vuchiidae*. Эта группа двустворок к настоящему времени хорошо изучена и монографически описана. Детальнейшим образом оценено ее стратиграфическое значение (Захаров, 1981; Захаров, Лебедев, 1986; и др.). На детально расчлененных разрезах естественных выходов верхней юры Сибири разработана зональная бухиевая шкала этого интервала, которая в последнее десятилетие широко используется при геологических работах и составлении стратиграфических схем отдельных регионов Сибири (см. рис. 5, 11, 29).

В качестве региональной шкалы в стратиграфических схемах верхней юры Западной Сибири, как и повсеместно, помимо горизонтов рассматриваются подразделения зонального ранга, обособленные автономно по разным группам макро- и микрофауны. Детальные исследования и переизучение известных в Западной Сибири комплексов макро- и микрофауны, новые находки и сравнительный анализ используемых шкал и аналогичных смежных территорий постоянно

вынуждают детализировать западно-сибирские шкалы и уточнять положение границ биостратонов относительно стандарта, а в след за ними и границ местных стратиграфических подразделений. Соответственно в последнее время в региональную часть схем верхней юры Западной Сибири введена автономная шкала по бухидам, разработанная на основе общесибирской (Решения..., 1991) (см. рис. 12). Все известные к тому времени сведения о находках верхнеюрских представителей *Buchia* из керна скважин Западной Сибири ревизованы В.А. Захаровым (ОИГГМ СО РАН), А.И. Лебедевым (ЗапСибНИГНИ) и А.С. Турбиной (СНИИГГиМС) (Захаров, Лебедев, 1986; Атлас..., 1990; и др.). После чего, в соответствии с полученными в результате ревизии данными, общесибирская зональная шкала верхней юры по бухиям была адаптирована к схемам Западной Сибири. В современном виде расчленение верхней юры Западной Сибири по бухиям представляется следующим образом.

В приграничных толщах средней и верхней юры установлены пока самые древние из бухиевых биостратонов на территории Западной Сибири — слои с *Praebuchia orientalis*. Они вскрыты скважинами на Икилорской, Нижнесортымской, Новопортовской, Айпимской, Нейтинской, Таловой и других площадях. В слоях с *Praebuchia orientalis* обнаружены аммониты, определенные как верхнекелловейские *Quenstedtoceras* и нижнеоксфордские *Cardioceras*. В центральных районах Западной Сибири в слоях с *P. orientalis*, которые здесь соответствуют нижней трети нижней подсвиты васюганской свиты и нижней четверти абалакской свиты, в комплексе двустворок, сопровождающих бухии, обнаружены *Malletia megionica* A. Leb., *Nuculoma variabilis* (Sow.), *Dacryomya* sp. ind., *Meleagrinnella ovalis* (Phill.), *Oxytoma expansa* (Phill.), *Entolium demissum* (Phill.), *E. aff. nummulare* (Fisch.), *Lima* sp. ind., *Limatula* sp. ind., *Inoceramus* sp. ind., *Liostrea* sp. ind., *Astarte extensa* (Phill.), *Thracia* sp. ind. (Атлас..., 1990; и др.).

Вышележащие слои с *Praebuchia kirghisensis* вскрыты скважинами на Тобольской, Верхне-Часельской, Усть-Балыкской, Харампурской, Тугровской и Карабашской площадях. Здесь совместно с праебухиями найдены бухии *Buchia* cf. *concentrica* (Sow.)

(Верхне-Часельская, Усть-Балыкская скважины). Оксфордский возраст слоев подтвержден находками аммонитов *Cardioceras* (*Plasmatoceras*).

Характерные для кимериджа Сибири слои с *Buchia concentrica* обнаружены на многих площадях: Северо-Сикторской, Харампурской, Усть-Часельской, Новомолодежной, Карабашской, Восточно-Таркосалинской, Верхнечасельской, Северо-Хохряковской и др. В этих слоях, кроме вида-индекса, найдены *Buchia* ex gr. *concentrica* (Sow.), *B. sp. ind.*, ?*Praebuchia* sp. ind. Нижнекимериджский возраст слоев подтверждается находками аммонитов *Amoeboceras* (*Amoebites*), *Rasenia*.

По мнению А.И. Лебедева, в центральных районах Западной Сибири слои с *Praebuchia kirghisensis* и слои с *Buchia concentrica* четко не разделяются: только на северо-западе в средней части абалакской свиты встречены редкие *Praebuchia* ex gr. *kirghisensis* (D. Sok.) и *P. aff. kirghisensis* (D. Sok.). Суммарный объем соответствует, по данным А.И. Лебедева, интервалу от кровли нижней трети нижней подсвиты васюганской свиты до пласта известковых конкреций георгиевской свиты и от кровли нижней четверти разреза абалакской свиты до 4/5 мощности абалакской свиты (Захаров, Лебедев, 1986; Атлас..., 1990; и др.). Характерный комплекс сопутствующих двустворок включает: *Malletia megionica* A. Leb., *Dacryomya* sp. ind., *Camptonectes lens* (Sow.), *Entolium demissum* (Phill.), *E. nummulare* (Fisch.), *Liostrea* sp., *L. plastica* (Trd.), *Meleagrinnella ovalis* (Phill.), *M. subovalis* Zakh., *Oxytoma expansa* (Phill.), *Limatula* sp. ind., *Limea* sp. ind., *Mclernia* sp. ind., *Inoceramus* sp. ind.

Вышележащие слои с *Buchia tenuistriata* обнаружены пока лишь на нескольких площадях в западной части Западно-Сибирской равнины (Тобольской, Таборинской, Березовской). В комплексе бухий, кроме вида-индекса, определены *B. cf. tenuistriata* (Lah.), *B. sp. ind.* (cf. *tenuistriata* Lah.). Геологический возраст слоев устанавливается по положению в разрезе над нижнекимериджскими и под средневожскими, а также на основании корреляции их с одноименной зоной по бухиям на севере Сибири и в Тимано-Уральской области. Поскольку сохранность остатков не всегда позволяет дать точные определения, а вид-индекс по ряду признаков раковин близок к *Buchia mosquensis*, то нельзя

исключить принадлежность кровли слоев к нижеволжскому подъярису. На территории центральных районов Западной Сибири слои с *B. tenuistriata* (Lah.) не установлены.

Нижне-средневолжские слои с *Buchia mosquensis*, в которых обнаружены также *B. ex gr. mosquensis* Buch., *B. rugosa* (Fisch.), вскрыты скважинами практически повсюду, где развит баженовский горизонт. В керне часто наблюдаются массовые скопления остатков *B. mosquensis* (ракушняки) в виде тонких, немногочисленных прослоев, особенно в баженовской свите. В центральных районах Западной Сибири вид-индекс встречен в прикровельной части георгиевской и абалакской свит. В конкретных разрезах кровля слоев с последними (самыми высокими находками) *B. mosquensis* проводится по-разному относительно границ местных стратиграфических подразделений: на расстоянии 1/3 мощности (считая от подошвы) пачки 3 в нижней подсвите тутлеймской свиты; в баженовской свите с салымским типом разреза — по кровле нижней четверти пачки 4, в разрезах нижевартовского типа — в средней части пачки 1, а разрезах баженовской свиты охтеурского типа — в средней части пачки 2.

Слои с *Buchia russiensis*, параллельные верхней части слоев с *Buchia mosquensis* и содержащие в комплексах двустворок кроме вида-индекса еще и *B. fischeriana* (d'Orb.), *B. mosquensis* Buch., *B. cf. russiensis*, вскрыты скважинами на Покамасовской, Вэнгайхинской, Южно-Сургутской, Омбинской, Харампурской площадях. Стратиграфическое положение слоев, при наличии в комплексе *B. mosquensis*, ограничивается, видимо, кровлей средневолжского подъяруса. Моновидовые скопления вида-индекса или сонахождения с *B. fischeriana* могут принадлежать низам вышеволжского подъяруса. В центральных районах Западной Сибири в средневолжской части слоев с *B. mosquensis* и слои с *B. russiensis* (в кровле слоев с *mosquensis*) содержатся относительно обедненные комплексы сопровождающих бухий двустворок. Наиболее многочисленны из них иноцерамы: *Inoceramus ex gr. impurus* Zakh., *I. ex gr. vereschagini* Poch., *I. aff. subplanus* Zakh. et Turb., встречаются также *Liostrea plastica* (Trb.) и *Aequipecten arachnoideus* Sok. et Bodyl.

Верхневолжские слои с *Buchia obliqua* вскрыты скважинами на Южно-Сургутской,

Салымской, Покамасовской, Нижнесортимской площадях. В комплексе бухий, кроме вида-индекса, встречаются *Buchia terebratuloides* (Lah.), *B. ex gr. terebratuloides* (Lah.), *B. cf. terebratuloides* (Lah.), *B. ex gr. fischeriana* (d'Orb.). Находки аммонитов *Craspedites* sp. ind. в том же стратиграфическом интервале определяют принадлежность слоев к нижней и средней частям верхневолжского подъяруса.

Самые верхние в юре Западной Сибири слои с *Buchia unshensis* установлены на Харампурской, Омбинской, Южно-Сургутской, Западно-Варьеганской, Покамасовской, Лодочной площадях. В составе комплекса двустворок в тонких ракушняковых пропластках, кроме вида-индекса, найдены *B. ex gr. unshensis* (Pavl.), *B. ex gr. terebratuloides* (Lah.), *B. cf. fischeriana* (d'Orb.). Точное видовое определение бухий в таких скоплениях, где раковины, как правило, деформированы (сплющены), не всегда возможно. Стратиграфическое положение слоев по находкам в них аммонитов *Craspedites*, *Praetollia* определяется в интервале верхи верхневолжского подъяруса — основание берриаса.

В скважинах центральных районов Западной Сибири слои с *Buchia obliqua* и *B. unshensis* по характерным комплексам бухий достаточно уверенно опознаются, но стратиграфический объем их относительно шкалы местных стратиграфических подразделений точно определить часто не возможно. Суммарная мощность их ограничивается несколькими метрами в верхней части битуминозных отложений: в средней части пачки 3 нижней подсвиты тутлеймской свиты и в средней-верхней частях пачки 3 баженовской свиты с салымским типом разреза, в нижней части пачки 4 таркосалинского типа разреза. Среди сопровождающих бухий других двустворок в указанном интервале встречаются *Inoceramus vereschagini* Poch., *I. cf. subplanus* Zakh. et Turb., *Inoceramus* sp. ind., *Aequipecten arachnoideus* Sok. et Bodyl. (Атлас..., 1990; и др.).

Зональное расчленение юры Сибири по остракодам (о-зоны)

Специальные исследования ниже-среднеюрских остракодов, проведенные в последнее десятилетие (Никитенко, 1994; Nikitenko, Shurygin, 1994a, b; и др.), позволили создать

схему зонального расчленения нижней части юры Сибири по их комплексам, тогда как спорадические сведения по верхнеюрским остракодам Восточной и Западной Сибири до последнего времени не давали создать целостное представление о последовательности их комплексов и при стратиграфических исследованиях до сих пор практически не используются. В ранее опубликованных стратиграфических схемах по Средней Сибири приведены лишь отдельные комплексы остракоид для нижней и средней юры (Решения..., 1981), а в официально принятых схемах по Западной Сибири (Решения..., 1991) сведения по остракодам вообще отсутствовали (см. рис. 13). Совсем недавно опубликованная зональная шкала нижней и средней юры Сибири по остракодам (Nikitenko, Shurygin, 1994a) уже требует корректировки с учетом появившихся за последнее время новых данных (см. рис. 10) (Никитенко, 1994).

Так, на основе изучения коллекции остракоид из нижнего лейаса бассейна р. Оленек (нижняя часть кыринской свиты) впервые выделены слои с *Ogmoconcha buurensis*, объемлющие нижний и низы верхнего геттанга. Кроме вида-индекса в этих слоях встречаются *Ogmoconchella* sp. 1, *Paracypris* sp. 1. В типовом разрезе в описываемых слоях помимо остракоид найдены нижнегеттангские *Psiloceras* (Князев и др., 1991) и комплекс двустворчатых моллюсков, характерный для слоев с *Meleagrinea subolifex*, нижняя часть которых на Северо-Востоке России датирована по находкам в них геттангских аммонитов (Шурыгин, 1987а, б; и др.). Ранее выделяемые слои с *Ogmoconcha longula* переведены в ранг одноименной зоны, которая (по уточненным данным) охватывает интервал от верхней части верхнего геттанга до низов нижнего тоара (Никитенко, 1994). Комплекс остракоид, характерный для о-зоны и содержащий относительно многочисленные *Ogmoconcha*, *Ogmoconchella*, *Nanacythere*, "*Mandelstamia*", встречен в верхах зимней и аиркатской свитах (Восточный Таймыр и Анабаро-Нордвикский район) (см. рис. 32, 33), в верхней половине кыринской свиты (бассейн р. Оленек), в тунгской свите (Виллюйская синеклиза), в мотор-

чунской свите (Предверхоанский прогиб), в буорсалырской и ундюлингской свитах (Верхоанье), в левинской свите (север Западной Сибири) и в некоторых разрезах Северо-Востока России. В слоях, содержащих типичный для о-зоны *longula* комплекс остракоид, в северосибирских разрезах встречены аммониты *Amaltheus* spp., а на Северо-Востоке России — верхнеплинсбахские *Amaltheus* spp. и нижнетоарские *Tiltoniceras propinquum*. Внутри о-зоны *Ogmoconcha longula* обособлены слои с *Nanacythere costata* (средняя часть верхнего плинсбаха), для которых характерны многочисленные *Nanacythere costata*, "*Mandelstamia*" spp. и *Ogmoconcha nordvikensis*, *Ogmoconchella* spp.

Вышележащая о-зона *Camptocythere mandelstami* (неполный нижний тоар) прослеживается по всему обрамлению Сибирской платформы (кроме Приверхоанья, где доказано ее выпадение), на севере Западной Сибири и Северо-Востоке России, охватывая китербютский горизонт (китербютская, частично сунтарская и келимярская свиты) и перекрывающую его пачку глин. Для о-зоны чаще всего характерны практически моновидовые обильные скопления раковин вида-индекса. Интересно отметить, что при тщательном изучении ориктоценозов из низов о-зоны (на Восточном Таймыре) (см. рис. 33) удалось обнаружить несколько видов остракоид, до сих пор известных только из узкого стратиграфического (низы нижнего тоара) интервала в нижней юре Западной Европы и Канады. Это позволило выделить слои с *Trachycythere verrucosa*, для которых кроме вида-индекса о-зоны *Camptocythere mandelstami* характерны *Trachycythere verrucosa*, *Kinkelinella sermoisensis*, *Polycope pelta*, "*Monoceratina vulsa*" и др. (Никитенко, 1994; Nikitenko, Shurygin, 1994b). В толще, соответствующей о-зоне *Camptocythere mandelstami*, в северосибирских разрезах найдены нижнетоарские аммониты *Eleganticeras* spp., *Harpoceras* spp. и *Dactylioceras* spp. (Князев и др., 1991).

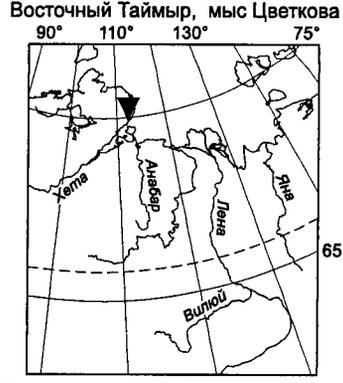
Слои с *Camptocythere occalata*, также с практически моновидовым комплексом (кро-

Рис. 33. Сводный разрез нижней и средней юры, вскрытый в береговых обрывах на мысе Цветкова (Восточный Таймыр).

Усл. обозн. см. рис. 28, 29, 88, 102.

Гетанг	П л и н с б а х										Ярус	
	Синемюр	В е р х н и й					П о д њ я р у с					
	Верхний	3 и м н я я			А и р к а т с к а я					Свита	Пачка	Литоология (обн. 7)
	Нижний	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	
1	19,0	18,0	20,5	19,5	36,0	12,0	37,3	14,3	38,0	21,9		
•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
Melegrinella sublifex, Pseudomylioides sinuosus <i>Harpa ex gr. spinosus</i> <i>Veilata viligensis</i> <i>А н г а д у л о н е с т и т е s</i> В-зона												
Trochammina sublapidosa <i>Turmitella volubilis</i> <i>Ammodiscus siliceus</i> <i>Trochammina lapidosa, Frondiculinita dubiella</i> <i>С о н о р б о и д е s b u l i m i n о i d е s</i> <i>А н м а г и н у л и н а г е р к е i</i> F-зона												
~ <i>О г м о с о н с х а l о н г у l a</i> О-зона												

Т о а р а л е н	В е р х н и й										Ярус		
	Нижний	Н и ж н и й					В е р х н и й						
	К о р о т к и н с к а я					А п р е л ь с к а я					Свита	Пачка	Литоология (обн. 7, 5)
	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	27,2	
Китерботская	10,0	14,1	37,4	26,7	11,0	19,0	21,8	7,1	22,5	27,5			
•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
© <i>Catocoeloceras crassum</i>													
Dacryomya infiata, Tancredia bicarinata <i>Д а к р и о м у я g i g a n t e a</i> <i>kelmyarensis</i> <i>Retroceramus jurensis</i> В-зона													
Ammobac. lobus, Tr. kisselmani <i>Astacolus praeefoliaceus, Lenticulina multa</i> <i>Verneuiliinoides syndascoensis</i> <i>Astacolus zwetkovi</i> <i>Lenticulina nordvikensis</i> F-зона													
T.verrucosa <i>Camp. occal.</i> <i>Campocythere aff. occalata</i> <i>Campocythere foveolata</i> <i>Campocythere praespinulosa</i> О-зона													



ме вида-индекса известны лишь редкие находки *Kinkelinella debilis*), установлены в объеме верхов нижнего-низов верхнего тоара (верхи а-зоны *Dactylioceras commune*-низы а-зоны *Pseudolioceras wurtteneri*) и прослежены в многочисленных разрезах естественных выходов и по керну скважин Сибири (надоянская, эренская, короткинская, келимярская, сунтарская свиты) и Северо-Востока России. Только в разрезах нижней юры Приверхоянья доказано их отсутствие.

Вышележащие слои с *Camptocythere* aff. *oscalata* (верхи верхнего тоара-низы нижнего аалена) выделены в сунтарской свите Предверхоянского прогиба, в нижней половине батарыньинской свиты Верхоянья, в верхней части сунтарской свиты Вилюйской синеклизы и верхней части короткинской свиты Восточного Таймыра. Следует отметить, что этот интервал плохо охарактеризован остракодами (встречены редкие находки одного вида) и нуждается в дополнительном изучении.

Слои с *Camptocythere foveolata* установлены в ааленской толще Сибири (верхняя половина нижнего-низов верхнего аалена) и прослеживаются в пределах апрелевской свиты на Восточном Таймыре (см. рис. 33), сунтарской свиты в Предверхоянском прогибе, Верхоянье и Вилюйской синеклизе. Остракоды в этом интервале разрезов хотя и разнообразны, но достаточно редки. Здесь кроме вида-индекса встречены виды-иммигранты из Западной Европы *Procytherura* ex gr. *multicostata*, *P.* ex gr. *reticulata* и впервые появляются представители *Orthonotacythere*, *Camptocythere* (*Anabarocythere*).

Вышележащая о-зона *Camptocythere nordvikensis*, объемлющая верхнюю часть верхнего аалена и почти весь нижний байос, прослежена по всему обрамлению Сибирской платформы и на севере Западной Сибири (верхи лайдинской, вымская, низы леонтьевской, арангастахская, низы юрюнгтумусской, келимярская, кыстатымская, якутская и другие свиты). В комплексе остракод о-зоны многочисленны *Camptocythere* (*Camptocythere*) spp., *C.* (*Anabarocythere*) spp., *Orthonotacythere* spp. В интервале о-зоны *Camptocythere nordvikensis* обособляется до трех биостратонов, опознаваемых в разных сочетаниях в зависимости от фациальной природы разреза: слои с *Camptocythere praespinulosa*, о-зона

Camptocythere spinulosa и слои с *Camptocythere praearangastachiensis*.

Слои с *Camptocythere praespinulosa* установлены в объеме верхней части верхнего аалена-низов нижнего байоса в разрезах Восточного Таймыра, Анабаро-Нордвикского района (см. рис. 32, 33), Вилюйской синеклизы, Предверхоянского прогиба и охарактеризованы находками *Orthonotacythere* sp. 2, *Glyptocythere?* sp., *Camptocythere* (*Camptocythere*) *nordvikensis*. Совместно с остракодами здесь найдены верхнеааленские и нижебайосские двустворки b-зон *Retroceramus jurensis*, *R. lucifer* и верхнеааленские аммониты *Tugurites whiteavesi*. Вышележащая о-зона *Camptocythere spinulosa* (верхняя часть нижнего байоса) является прекрасным репером и прослеживается по всем разрезам средней юры обрамления Сибирской платформы и севера Западной Сибири. Комплекс остракод о-зоны *spinulosa* по сравнению с нижележащим существенно богаче. Для него характерны *Camptocythere* (*Camptocythere*) *nordvikensis*, *C.* (*C.*) *solida*, *Orthonotacythere tuberculata*, *O. schweyeri*, *Bairdia* sp., *Pyrocytheridea?* sp., *Shuleridea?* sp., "*Monoceratina*" sp. Стратиграфический объем описываемой о-зоны зафиксирован по находкам в нижней ее части нижебайосских *Retroceramus lucifer*, а в верхней части — комплекса двустворок b-зон *clinatus* и *strigata*. В юрюнгтумусской свите на севере Сибири в верхней части о-зоны *nordvikensis* и о-зоны *spinulosa* хорошо обособляются слои с *Camptocythere praearangastachiensis*, которые, судя по многочисленным находкам в этом интервале *Retroceramus clinatus*, соответствуют самым верхам нижнего байоса в пределах b-зоны *clinatus*.

Верхнебайосская о-зона *Camptocythere arangastachiensis* установлена в разрезах Восточного Таймыра, Анабаро-Нордвикского района, бассейна р. Оленек, Вилюйской синеклизы, Приверхоянья, на севере Западной Сибири и Европейском Севере России (верхи леонтьевской, низы малышевской, юрюнгтумусская, келимярская и другие свиты). Стратиграфический объем о-зоны хорошо зафиксирован по находкам в тех же слоях аммонитов *Boreiocephalites* spp., *Cranoccephalites* spp.

Вышележащие слои с *Camptocythere scrobiculataformis* выделены в низах нижнего бата и прослежены в разрезах Анабаро-Нор-

двигского района, бассейна р. Оленек, в Приверхоянье и на Европейском Севере России (юрюнгтумусская, верхи келимьярской, хоронгская и другие свиты). Стратиграфическое положение верхней границы слоев не совсем ясно, так как в перекрывающих отложениях (верхняя часть мальшевского горизонта) находки остракод крайне редки, а таксономический состав комплексов остракод еще слабо изучен (Никитенко, 1994). В сибирских разрезах в пределах описываемых слоев с *Camptocythere scrobiculataformis* найдены нижнебатские аммониты *Oxycerites* spp., *Arctoccephalites* spp. (см. рис. 32).

Выше уже упоминалось, что в прежних схемах нижней и средней юры Западной Сибири шкала по остракодам отсутствовала. В настоящее время фактический материал, накопленный за многие годы изучения керна скважин севера Западной Сибири, позволяет выделить последовательность биостратонов по остракодам в юре этого региона, увязав их с таковыми на Сибирской платформе и соответственно со шкалами по аммонитам, двустворкам и фораминиферам (Никитенко, 1994). Так, в левинском горизонте, вскрытом скважинами в Усть-Енисейском районе и Ямало-Гыданской фациальной области (скв. Бованенковская-114 и др.), обнаружен комплекс остракод, характерный для о-зоны *Ogmosoncha longula*. Подобный комплекс встречен и в средней части шараповской свиты Усть-Енисейского района.

В китербютском горизонте в скважинах Усть-Енисейского района обнаружены *Camptocythere mandelstami*. Спорадичность находок остракод в приграничных плинсбахтоарских отложениях севера Западной Сибири не позволяет однозначно решить вопрос о наличии или отсутствии перерыва в низах нижнего тоара этого региона. Находки представителей *Camptocythere* и сопутствующего комплекса, характерного для о-зоны *nordvikensis*, в вымском и нижней части леонтьевского горизонта Усть-Енисейского и Ямальского районов (скв. Бованенковская-121 и др.) позволяют однозначно установить присутствие здесь слоев с *Camptocythere nordvikensis*. Нижняя часть леонтьевской свиты на севере Западной Сибири охарактеризована относительно многочисленными *Camptocythere spinulosa*, а слои с *Camptocythere arangastachiensis*, установленные как в Усть-Енисейском, так и в Ямальском райо-

не (скважины Бованенковская-67, 121, 130, Харасавэйская-45), объемлют верхи леонтьевского-низы мальшевского горизонтов. Как и на севере Средней Сибири, верхняя часть мальшевского горизонта плохо охарактеризована остракодами, и соотношение слоев с *Camptocythere arangastachiensis* и вышележащих (васюганских) слоев с *Camptocythere micra* не ясно (Никитенко, 1994).

Зональное расчленение юры Сибири по фораминиферам (f-зоны)

Выше уже отмечалось, что разработка шкал по фораминиферам для нижней-средней и верхней юры Сибири шла разными путями. В 50–70-е годы основная масса сведений о стратиграфическом распределении фораминифер в верхнеюрских толщах поступала с территорий Западной Сибири. Именно поэтому стратиграфическая последовательность верхнеюрских комплексов фораминифер, особенности их фациальной изменчивости и шкала биостратонов по фораминиферам разрабатывались на этих материалах, а затем определенная в Западной Сибири последовательность комплексов фораминифер трассировалась в разрезах естественных выходов на севере Средней Сибири, где датировки комплексов определялись по находкам аммонитов в тех же слоях. Соответственно при введении шкалы слоев с фораминиферами в региональную часть стратиграфических схем верхней юры практически все границы этих слоев совпадали с таковыми аммонитовых зон (см., например, (Решения..., 1981); и др.). Иначе говоря, аммонитовые зоны просто “наполнялись” микрофаунистической характеристикой, аналогично тому как в западно-сибирских схемах этого времени определялись лишь дифференцированные по фациальным районам (с учетом разницы в доминировании отдельных таксонов) характерные комплексы фораминифер для отдельных верхнеюрских интервалов, а границы этих интервалов совмещались с границами региональных горизонтов либо общих стратиграфических подразделений (Региональные... схемы..., 1981).

Современная конструкция зональных шкал по фораминиферам для нижней и средней юры Сибири разрабатывалась позднее. Исходным материалом служили све-

дения о стратиграфическом распределении фораминифер в разрезах естественных выходов на севере и востоке обрамления Сибирской платформы, где была возможность относительно точно зафиксировать положение границы смены комплексов фораминифер относительно границ аммонитовых зон и зон по другим группам фауны, с которыми, как выяснилось, они часто не совпадали (см. рис. 31–33). Такой анализ был проведен в последнее десятилетие, когда шкалы нижней и средней юры по фораминиферам в западно-сибирских схемах еще не фигурировали. Полученные на разрезах севера Средней Сибири результаты адаптированы и для западно-сибирских схем (Никитенко, 1991, 1992; Решения..., 1991; Шурыгин и др., 1995, 1996б, 1998; и др.). Учитывая изложенное в приводимом ниже обзоре региональных шкал, мы и рассматриваем ниже-среднеюрскую и верхнеюрскую их части отдельно.

В последних официально принятых стратиграфических схемах нижней и средней юры севера Средней Сибири приведен ряд комплексов фораминифер, характеризующих ярусы, подъярусы, реже аммонитовые зоны общей стратиграфической шкалы (Решения..., 1981). Заметим, что в связи с уточнением положения границ общих подразделений в конкретных разрезах и соответствующим смещением границ свит относительно шкалы общих подразделений, некоторые комплексы фораминифер, сместившись вместе с содержащими их свитами в корреляционной части, в региональной части схем, ввиду отсутствия должной ревизии, оказались на уровне несвойственных для них толщ (Никитенко, 1991, 1992). К настоящему времени разработаны параллельные зональные шкалы юры Сибири по фораминиферам, описание которых и принципы их выделения, объем, палеонтологическая характеристика и положение границ f-зон относительно границ биостратонов по аммонитам, двустворкам и остракодам приведены в ряде публикаций (Никитенко, 1991, 1992; Сапьяник, 1991; Шурыгин и др., 1995, 1996а, б, 1998; Захаров и др., 1997; Nikitenko, Shurygin, 1994а; и др.) (см. рис. 19, 20). В общем в ниже- и среднеюрских разрезах Сибири опознается до 24 биостратонов, хорошо отличающихся по комплексам фораминифер (см. рис. 5, 10, 28).

Самая нижняя в юре Сибири f-зона *Trochammina sublapidosa* установлена в объеме геттанга–нижнего синемюра. Характерный комплекс фораминифер относительно беден: кроме вида-индекса здесь встречены *Astacolus ex gr. minuta*, *Nodosaria candella*, *Glomospira perplexa*, *Saccammina* sp., *Psaemmosphaera* sp. и др., но f-зона отчетливо прослеживается в нижней части зимней свиты Анабарской губы и Восточного Таймыра, в низах кыринской свиты бассейна р. Оленек.

Комплекс фораминифер вышележащей f-зоны *Trochammina inusitata* и *Turritellella volubilis* гораздо богаче. Стратиграфический объем f-зоны приравнивается к верхнему синемюру–низам верхнего плинсбаха. По специфическому комплексу фораминифер эта f-зона хорошо опознается в верхней части зимней свиты Анабарского района (см. рис. 32) и Восточного Таймыра (см. рис. 33), средней части кыринской свиты Оленекского района, в нижней части моторчунской свиты приленских разрезов Предверхоаянского прогиба и в разрезах Вилюйской синеклизы (Никитенко, 1992). Аналогичные слои установлены и на севере Западной Сибири. Прекрасным репером в нижней юре Сибири является f-зона *Ammodiscus siliceus*, прослеживающаяся практически по всему обрамлению Сибирской платформы и на севере Западной Сибири. В комплексе фораминифер этой f-зоны резко преобладает вид-индекс. Нижняя граница верхнего плинсбаха проходит внутри f-зоны *siliceus* и ее стратиграфический объем оценивается как верхняя часть нижнего–низы верхнего плинсбаха.

Верхнеплинсбахская f-зона *Trochammina lapidosa* и *Frondiculinita dubiella* соответствует по своему объему только средней части a-зоны *Amaltheus stokesi* и прослежена практически по всем разрезам морской нижней юры Сибири как в естественных выходах, так и по кернам скважин. Для комплекса фораминифер характерно резкое преобладание *Trochammina lapidosa*, типичны *Frondiculinita dubiella*, *Pseudonodosaria dea*, *Nodosaria turgida*, *Ichthyolaria lustrata*, *Marginulina* spp., *Marginulinopsis hatangensis* и др.

Перекрывает последнюю f-зона *Anmarginulina gerkei*, прослеженная в разрезах аиркатской свиты Анабаро-Нордвикского района (см. рис. 32, 34) и Восточного Таймыра, в верхней части кыринской свиты

Оленекского района, верхней половине моточунской свиты Жиганского фациального района, низах тюнгской свиты Вилуйской синеклизы. Стратиграфический объем ее оценивается в пределах верхов а-зоны *stokesi*–низы а-зоны *margaritatus* верхнего плинсбаха. Следующая верхнеплинсбахская f-зона *Anmarginulina arctica* также устанавливается практически по всему обрамлению Сибирской платформы и отвечает верхам а-зоны *margaritatus*–низам а-зоны *viligaensis*. Комплекс микрофауны этой f-зоны отличается большим таксономическим разнообразием известковистых фораминифер: *Conorboides buliminoides*, *Pseudonodosaria pseudovulgata*, *Pyrolinoides anabarensis*, *Frondiculinita lobata*, *Marginulinopsis schleiferi*, *Nodosaria* spp., *Lenticulina margarita* и др. (Никитенко, 1992; Nikitenko, Shurygin, 1994a).

Граница между плинсбахом и тоаром проходит внутри вышележащей f-зоны *Recurvoides taimyrensis*. В нижней (плинсбахской) части f-зоны *taimyrensis* встречены только плинсбахские фораминиферы, тогда как в верхней (нижнетоарской), соответствующей а-зоне *Tiloniceras propinquum*, обнаружены как плинсбахские, так и тоарские виды, распространенные выше в нижнетоарской f-зоне *Ammobaculites lobus* и *Trochammina kisselmani*. В разрезах на севере Средней Сибири резкая смена комплексов фораминифер зафиксирована близ границы плинсбаха и тоара (по подошве китербютского горизонта). Виды фораминифер, проходящие из верхнеплинсбахских отложений, в низах тоара (низы китербютского горизонта) этих разрезов практически отсутствуют. На Северо-Востоке России в верхах f-зоны *Recurvoides taimyrensis* (в интервале нижней а-зоны нижнего тоара) обнаружены характерные для верхнего плинсбаха фораминиферы *Lenticulina gottingensis*, *Marginulina spinata interrupta*, *Trochammina lapidosa* и др., не встреченные в перекрывающих отложениях. Совместно с последними присутствуют и типично тоарские виды *Trochammina kisselmani*, *Reinholdella pachyderma*, *Globulina sibirica* и др., широко распространенные в вышележащей f-зоне *Ammobaculites lobus* и *Trochammina kisselmani*. Сходная ситуация — структурная перестройка комплексов фораминифер в самых низах тоара (см. рис. 21) — наблюдается в многочисленных разрезах нижней юры

Аляски, Канады, Западной Европы (Tarran, 1955; Exton, Gradstein, 1984; Riegraf, 1985; и др.) (см. рис. 20). Судя по всему, на севере Средней Сибири отсутствует верхняя часть f-зоны *Recurvoides taimyrensis* (соответствующая а-зоне *Tiloniceras propinquum*), для которой характерны смешанные комплексы фораминифер, состоящие из последних представителей типично плинсбахской и первых — типично тоарской микрофауны. К сожалению, самая верхняя часть верхнего плинсбаха и низы нижнего тоара на севере Средней Сибири не содержат аммониты. Анализ смены комплексов двустворчатых моллюсков, остракод и первых тоарских белемнитов в пограничных плинсбах-тоарских отложениях на севере Средней Сибири привел к аналогичному выводу о стратиграфическом перерыве в этих разрезах, отвечающем, вероятно, нижней а-зоне нижнего тоара (=верхи f-зоны *Recurvoides taimyrensis*) (Захаров, Шурыгин, 1978, 1979; Шурыгин, 1979, 1986; Никитенко, 1994; и др.) (см. рис. 19, 28). Фораминиферная зона *Recurvoides taimyrensis* прослежена (в полном или не полном объеме) практически по всему обрамлению Сибирской платформы (кроме Приверхоянья и Оленекского района, где доказано ее выпадение из разрезов) и на Северо-Востоке России. Соответствующие ей слои установлены на севере в Западной Сибири и, вероятно, имеют более полный стратиграфический объем, чем на севере Средней Сибири. В западно-сибирских разрезах рекурвоидесы и сопутствующий им комплекс приводятся из низов глинистых толщ китербютского горизонта (Комиссаренко, 1989).

Параллельно рассмотренной выше верхнеплинсбах-нижнетоарской последовательности биостратонов выделяются f-зоны более широкого стратиграфического диапазона, опознаваемые в разрезах в разных сочетаниях с вышеописанными в зависимости от местных фациальных особенностей нижнеюрской толщи. Так, в разрезах, вскрывающих толщи прибрежно-морского мелководного генезиса над f-зоной *Ammodiscus siliceus*, удастся (в связи со спецификой комплексов фораминифер) обособить только биостратон, объемлющий почти весь верхний плинсбах и низы нижнего тоара, — f-зоны *Trochammina lapidosa*. В разрезах толщ, сформировавшихся в зоне мелководья, удаленного от берега и открытого моря, над f-зоной *Trochammina*

lapidosa и *Turritelleva volubilis* выделяется f-зона *Conorboides buliminoides* в объеме большей верхней части верхнего плинсбаха (см. рис. 5, 10).

Вышележащая нижнетоарская f-зона *Ammobaculites lobus* и *Trochammina kisselmani* является хорошим репером в нижней юре и прослеживается в китербютском горизонте и залегающей на нем пачке глин в анабаро-нордвикских и восточно-таймырских разрезах, в низах келимьярской свиты Оленекского района, в низах сунтарской свиты Вилюйской синеклизы, в разрезах Северо-Востока России. Аналогичные слои четко устанавливаются в разрезах скважин Западной Сибири, на Баренцевоморском шельфе, в многочисленных разрезах Аляски, Канады, Западной Европы (Шурыгин, Никитенко, 1996; Nikitenko, Shurygin, 1994a, b;) (см. рис. 20). Для комплекса фораминифер f-зоны *Ammobaculites lobus* и *Trochammina kisselmani*, кроме видов-индексов, характерны *Globulina sibirica*, *Triplasia kingakensis*, *Palmula tenuistriata*, *Bulbobaculites strigosus*, *Ammoglobigerina canninensis*, *Evolutinella taimyrensis* и др. Следующая вверх по разрезу f-зона *Astacolus praefoliaceus* и *Lenticulina multa* выделена в объеме верхней части нижнего тоара-низов нижнего аалена. Она хорошо опознается в эренской и хоргонской свитах в Анабаро-Нордвикском районе (см. рис. 32, 34), в верхней части келимьярской свиты в Оленекском районе, в верхней части сунтарской свиты и низах кыстатымской и якутской свит Приверхоянья и Вилюйской синеклизы, в короткинской и низах апрелевской свиты Восточного Таймыра, в разрезах Северо-Востока России и на Баренцевоморском шельфе. Аналогичные слои установлены и в разрезах скважин на севере Западной Сибири. Нижнеааленская f-зона *Verneuilinoides syndascoensis*, определяемая по эпиболе вида-индекса и распространению видов *Lenticulina d'Orbigny*, *Reinholdella dreheri*, *Kutsevelia aperta* и др., прослежена в разрезах Восточного Таймыра, Приверхоянья, Оленекского района, Вилюйской синеклизы и Западной Сибири. Доказано, что в разрезах аалена

Анабаро-Нордвикского района она отсутствует. Параллельно описанным в верхней части тоара и низах аалена установлены f-зона *Trochammina kisselmani* (верхняя часть нижнего-низы верхнего тоара) и f-зона *Trochammina taimyrensis* (верхи верхнего тоара-нижняя часть нижнего аалена).

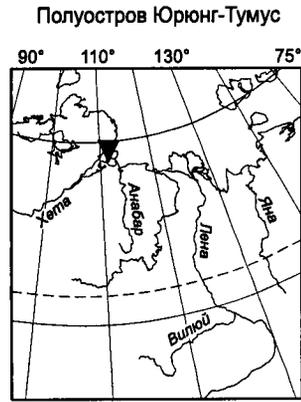
Фораминиферовая зона *Astacolus zwetkovi* выделена на Восточном Таймыре в верхах апрелевской-низах арангастахской свит в объеме верхней части нижнего-верхнего аалена и прослежена в многочисленных разрезах аалена обрамления Сибирской платформы: в арангастахской свите Анабаро-Нордвикского района она с размывом перекрывает f-зону *Astacolus praefoliaceus* и *Lenticulina multa*; в разрезах бассейна р. Оленек и Приверхоянья она хорошо опознается в келимьярской и кыстатымской свитах; верхняя часть f-зоны установлена в якутской свите Вилюйской синеклизы. Присутствие f-зоны *Astacolus zwetkovi* в разрезах аалена, вскрытых скважинами в Западной Сибири, доказано по находкам характерного комплекса фораминифер в керне (Шурыгин и др., 1995; и др.). Параллельная верхней части f-зоны *Astacolus zwetkovi* верхнеааленская f-зона *Lenticulina nordvikensis* установлена по эпиболе вида-индекса и характерному сопровождающему комплексу фораминифер. Она хорошо опознается в разрезах северного и восточного обрамления Сибирской платформы (Никитенко, 1992).

Граница f-зоны *Lenticulina nordvikensis* и f-зоны *Ammodiscus arangastachiensis* совмещается в Сибири с границей аалена и байоса. Фораминиферовая зона *Ammodiscus arangastachiensis*, будучи межрегиональным репером (см. рис. 15, 20, 22), вмещает своеобразный комплекс фораминифер: для нее характерны массовые скопления очень крупных аммодискусов, хорошо визуально различимых и опознаваемых непосредственно в полевых условиях. Интересно отметить, что в разрезах Анабаро-Нордвикского района f-зона объемлет верхнюю существенно песчаную часть арангастахской свиты и перекрывающую ее нижнюю существенно глинистую часть юронтумусской свиты. Такое же

Рис. 34. Сводный разрез нижней и средней юры, вскрытый в береговых обрывах п-ова Юрюнг-Тумус.

Усл. обозн. см. рис. 28, 29, 88, 102.

П л и н с б а х										Т о а р			Верхний тоар-нижний аален		Ярус
В е р х н и й м а р г а р и т а т у с										Н и ж н и й					Подъярус
А и р к а т с к а я										З р е н с к а я					А-зона
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14,6	32,0	Литология
17,0	26,0	9,3	9,6	18,9	26,1	31,8	17,5	16,0	40,3	30,0					
Amaltheus margaritatus										D. athleticum			Zugodactylites sp.		
Veligaeensis										Dactyloceras sp. ind.			P. marchausensis		В-зона
Angraduloneptites incertus										Astacolus praefoliaceus, Lenticulina multa					Ф-зона
Trochammina lapidosa, Frondiculinita dubiella										Anm. arctica					
Ogmosonchalongiella										N. costata			Camptocythere ossalata		О-зона



Б а й о с										Б а т			Ярус		
В е р х н и й										Н и ж н и й			Подъярус		
Ю р ю н г т у м у с к а я										С в и т а			А-зона		
14	15	16	17	18	19	20	21	22,0	22,0	21	20	26,0	22,0	Литология	
10,0	35,5	54,0	30,0	16,5	6,0	26,0	22,0								
Aranгастаская										Camptocythere ossalata					
Retroceramus lucifer										Retroceramus porrectus			Retroceramus vagt		В-зона
Ammogiscus arangastachiensis										Globulina colifitica, Lingulodosaria nobilissima			Globulina praecircumphiua		Ф-зона
Campt. praespinulosa										C. spinulosa			Camptocythere arangastachiensis		О-зона
Camptocythere nordvikensis										Camptocythere arangastachiensis			Campt. scrobiculataformis		О-зона

приграничное положение описываемого биостратона в свитах, отличающихся литологическим составом пород, отмечается и в разрезах на севере Западной Сибири: слои с *Ammodiscus arangastachiensis* объемлют верхи песчаной вымской и низы глинистой леонтьевской свит (Шурыгин и др., 1995, 1996б).

Выделяемая выше f-зона *Globulina oolithica* и *Lingulodosaria nobilissima* характеризуется комплексами, в которых очень разнообразны в таксономическом отношении известковистые фораминиферы. Установленная в объеме верхней части нижнего байоса (нижняя часть юронтгумусской свиты) Анабаро-Нордвикского района эта f-зона прослежена в келимярской свите Оленекского района и низовьев р. Лены, в кыстатымской свите Предверхоанского прогиба (Князев и др., 1991; Никитенко, 1992; и др.). Соответствующие слои выделяются и в Западной Сибири. Граница нижнего и верхнего байоса в сибирских разрезах совпадает с нижней границей верхнебайосской f-зоны *Lenticulina incurvare* и *Marginulinopsis pseudoclara*.

В связи с ревизией аммонитов “бореального бата” и пересмотром объемов верхнего байоса и бата на севере Сибири (Меледина, 1991а, б; и др.) последовательность f-зон этого интервала в последнее время датируется несколько иначе, чем это было приведено в прежних публикациях (Никитенко, 1991, 1992; и др.). Так, f-зона *Dentalina nordvikiana* рассматривается теперь в объеме только верхов верхнего байоса (верхи а-зоны *gracilis*–нижняя часть а-зоны *carlsbergensis*). Соответственно нижняя граница f-зоны *Globulina praecircumphlua* проходит в верхах верхнего байоса, а объем этой f-зоны устанавливается как верхи верхнего байоса–нижняя половина верхнего бата. Последовательность верхнебайосских и батских f-зон прослежена в Анабаро-Нордвикском, Оленекском районах, в разрезах юры низовьев Лены, в Предверхоанском прогибе и Вилуйской синеклизе. Представляется целесообразным параллельно описанной для приграничных слоев байоса и бата последовательности f-зон выделить f-зону *Riyadhella sibirica* (верхняя часть нижнего байоса–низы нижнего бата), являющуюся межрегиональным репером, прослеженным на севере Сибири, Баренцевоморском шельфе, Европейском Севере России, Аляске и в Канаде (Басов и др., 1989; Никитенко, 1991; Basov et al., 1992; Шурыгин, Никитенко, 1996; и др.) (см. рис. 20,

31, 32). В специфических фациях (слабо охарактеризованные фораминиферами осадки как типично морских, так и неполносоленых зон бассейнов) в интервале от верхов нижнего аале-на до нижней части верхнего байоса устанавливается f-зона *Trochammina praesquamata*, прослеженная в разрезах скважин, вскрывших среднюю юру мелководноморского генезиса в Усть-Енисейском и других районах Западной Сибири (см. рис. 10).

Батская f-зона *Globulina praecircumphlua* во всех изученных на севере Сибири разрезах юры перекрывается слоями с существенно иным комплексом фораминифер, содержащим многочисленные *Dorothia insperata*, *Recurvoides singularis*, *Trochammina rostovzevi* и др. и отражающим начало нового этапа развития бореальной микрофауны. В разных районах Сибири в зависимости от фациальной конструкции разрезов в этом интервале выделяются f-зона *Recurvoides singularis*, меньшая по стратиграфическому объему параллельная ее нижней части f-зона *Kutsevelia memorabilis* и *Guttulina tatarensis* или, напротив, более широкая в смысле стратиграфического диапазона f-зона *Trochammina rostovzevi* (см. рис. 10, 13). Нижние части перечисленных f-зон отвечают точинской свите или ее аналогам, которые ранее относились к нижнему келловее — по подошве этих слоев проводилась граница бата и келловее. Однако после пересмотра комплексов аммонитов из этого интервала нижняя из кадоцерасовых а-зона *Cadoceras barnstoni* была приравнена к верхам верхнего бата (Меледина и др., 1997). Соответственно граница f-зоны *Globulina praecircumphlua* и вышележащих слоев с *Recurvoides singularis* (она же нижняя граница f-зоны *Trochammina rostovzevi*) проводится в настоящее время в верхней части верхнего бата.

Разработанная шкала зонального деления нижней и средней юры Сибири является достаточно надежным инструментом для внутрирегиональной и, отчасти, межрегиональной корреляции. Стратиграфический объем выделенных биостратонов соответствует либо части а-зоны, либо одной-двум аммонитовым зонам, реже подъярусу. Применение шкалы для детального расчленения и корреляции нижней и средней юры естественных выходов и разрезов скважин дало хороший результат (Шурыгин и др., 1998; Nikitenko, Shurygin, 1994a; и др.) (см. рис. 24).

Ряд реперов шкалы, прослеженных циркумбореально, позволяют проводить межрегиональные корреляции и хорошо увязывать территориально разобщенные разрезы внутри Бореально-Арктической области (см. рис. 20). Таким образом, разработанная для Сибири автономная параллельная зональная шкала нижней и средней юры по фораминиферам может быть предложена в качестве стандарта для всей Бореально-Арктической палеозоогеографической области (Шурыгин, Никитенко, 1996).

Шкала по фораминиферам активно используется при расчленении и корреляции нижней и средней юры на закрытых территориях Западной Сибири. В региональной части схем нижней и средней юры Западной Сибири, принятых на последнем совещании (Решения..., 1991), приведены слои с фораминиферами, чаще всего отвечающие по объему ярусу, реже подъярусу общей стратиграфической шкалы (см. рис. 13). Накопленный в последнее время материал по фораминиферам из кернов скважин северных районов Западной Сибири позволил усовершенствовать и детализировать официально утвержденную и используемую в схемах шкалу по фораминиферам, увязав ее с f-зональным расчленением северосибирских разрезов, со шкалами по аммонитам, двустворкам, остракодам, спорам и пыльце.

Так, в приграничных толщах зимней и левинской свит Усть-Енисейского и Ямальского районов хорошо опознаются слои с *Trochammina inusitata*, охарактеризованные многочисленными *Ammodiscus siliceus*, *Trochammina inusitata*, "*Textularia areoplecta*", *Gaudryina* sp. и др. (скв. Новопортовская-125, 146, 161 и др.). Эти слои могут быть сопоставлены с северосибирской f-зоной *Trochammina inusitata* и *Turritellella volubilis*. Слои с *Ammodiscus siliceus* выделены по эпиболе вида-индекса и соответствуют одноименной северосибирской зоне (Булынникова и др., 1989; и др.).

Выше в разрезах скважин достаточно уверенно устанавливаются слои с *Trochammina lapidosa*, объемлющие левинский, шараповский и, возможно, основание китербютского горизонта. Заметим, что в свете новых данных по стратиграфическому распределению комплексов фораминифер в скважинах граница левинской и шараповской свит, если ее принимать в том виде, как это выделяется по каротажу, отнюдь не изохронна. В

некоторых скважинах смена комплексов, характерных для слоев с *Ammodiscus siliceus* и *Trochammina lapidosa*, зафиксирована приблизительно в приграничных слоях левинской и шараповской свит, тогда как в других — граница свит проходит внутри слоев с *Trochammina lapidosa*. Слои установлены по керну скважин в Усть-Енисейском (скв. Тундровая-1-Р и др.), Ямальском (Бованенковские, Новопортовские), Гыданском (Тотаяхинская-25, Среднемессояхские), Уренгойском (Западно-Новогодняя-210, Верхне-Толькинская-5 и др.) районах, где для соответствующих комплексов фораминифер, кроме вида-индекса, характерны *Pyrulinoidea anabarensis*, *Verneuilina pudica*, *Ammodiscus* cf. *siliceus*, *Jaculella jacutica*, *Recurvoides* sp. ind. и др. Судя по данным В.К. Комиссаренко (1989), слои прослеживаются и в более южных районах. Так, из скважин Верхнеколикъеганской площади известны находки *Discorbis*? (?=*Conorboides*), *Verneuilinoidea* sp., *Jaculella jacutica* и др., распространенных в этих слоях видов фораминифер. Слои с *Trochammina lapidosa* по стратиграфическому объему соответствуют одноименной f-зоне или параллельным ей четырем северосибирским f-зонам (см. рис. 10).

Слои с *Recurvoides taimyrensis* и *Kutsevella barrowensis* охватывают верхнюю часть шараповского и, возможно, низы китербютского горизонтов. Комплекс фораминифер, характерный для этих слоев, установлен в шараповской свите в Ямальском (скв. Новопортовская-136 и др.), Гыданском (Среднемессояхская-4 и др.) и других районах. Своеобразная ассоциация фораминифер найдена в керне скважин из приграничной зоны Уренгойского и Варьеганского районов (скв. Северо-Варьеганская-19, Тагринская-119). Здесь в комплексе фораминифер из "серых тонкоотмученных аргиллитоподобных глин" (возможно, тогурских) определены *Evolutinella* sp. ind., *Recurvoides* sp. ind., *Trochammina* ex gr. *inusitata*, *Verneuilinoidea* sp. ind., *Nodosariidae* и др. (Комиссаренко, 1989). Набор родовых таксонов описанного комплекса больше всего близок к таковому из основания китербютского горизонта Западной Сибири (f-зона *Recurvoides taimyrensis*).

Слои с *Ammobaculites lobus* и *Saccammina inanis* (аналоги северосибирской нижнетогурской f-зоны *Ammobaculites lobus* и

Trochammina kisselmani) прослежены в свитах китербютского и самых низах надояхского горизонта многих районов: Ямальского и Гыданского (скважины Бованенковские, Мессояхские, Новопортовские), Уренгойского (скважины Уренгойские, Геологические и др.), Варьеганском, Ньюрольском (Сергеевская-5 и др.) и т. д. Параллельно описанной последовательности биостратонов для разрезов, в которых детальное расчленение в виду редкости кернового материала затруднено, выделяются слои более широкого диапазона. Слои с *Ammodiscus glutaceus* рассматриваются в объеме нижнего тоара — нижней части нижнего аалена (в китербютском и низах лайдинского горизонта). В нижней части лайдинского горизонта могут быть выделены слои с *Verneuilinoides syndascoensis* (аналог одноименной нижеааленской северосибирской f-зоны), прослеженные в Ямальском и Гыданском (скв. Бованенковская-67 и др.), Уренгойском (Уренгойская-411, Западно-Новогодняя-210 и др.), Усть-Енисейском районах по находкам *Verneuilinoides* cf. *syndascoensis*, *Ammodiscus glutaceus*, *Saccamina* ex gr. *inanis*, *Kutsevella?* sp. ind. и др. Таким образом, в слоях с *Ammodiscus glutaceus*, объемлющих широкий стратиграфический диапазон, установлены два хорошо опознаваемых реперных интервала: нижний (нижнетоарский) — слои с *Ammobaculites lobus* и *Saccamina inanis* и верхний (нижеааленский) — слои с *Verneuilinoides syndascoensis*. Дробно нерасчленяющаяся средняя часть слоев с *Ammodiscus glutaceus* может быть сопоставлена со среднесибирской f-зоной *Astacolus praefoliaceus* и *Lenticulina multa*. На этом уровне в низах новогодней свиты Уренгойского района (скв. Верхне-Толькинская-5) найдены *Astacolus* ex gr. *praefoliaceus*, *Globulina* ex gr. *sibirica*, *Saccamina inanis*, *Ammodiscus glutaceus*.

Слои с *Astacolus zwetkovi* и *Lenticulina nordvicensis* установлены в верхах лайдинского и низах вымского горизонтов Усть-Енисейского района (верхи нижнего-верхний аален) и сопоставляются с северосибирской f-зоной *Astacolus zwetkovi*. Для комплекса фораминифер этих слоев характерны найденные в керне скважин Усть-Енисейского района *Saccamina ampullacea*, *Ammodiscus arangastachiensis*, *Dentalina* ex gr. *communis*, *Lenticulina nordvicensis*, *Astacolus* ex gr.

praefoliaceus, *Globulina* ex gr. *lacryta* и др. В Ямальском районе (скв. Бованенковская-67, 98, 121 и др.) в слоях встречаются *Lenticulina nordvicensis*, *Trochammina praesquamata*, *Globulina* ex gr. *oolithica*, *Astacolus zwetkovi* и др. (Комиссаренко, 1987).

В верхней части вымского-низах леонтьевского горизонта в Усть-Енисейском и Ямальском районах (скважины Бованенковской и Арктической площадей) установлен своеобразный комплекс фораминифер (практически моновидовые скопления *Ammodiscus arangastachiensis*, с редкими *Trochammina praesquamata* и др.), характерный для низов байоса во многих районах бореальных бассейнов. Слои с *Ammodiscus arangastachiensis* являются хорошо опознаваемым репером практически во всех разрезах (аналог северосибирской f-зоны *Ammodiscus arangastachiensis*).

Комплекс фораминифер из слоев с *Globulina oolithica*, хорошо сопоставимый с таковым северосибирской f-зоны *Globulina oolithica* и *Lingulonodosaria nobilissima*, обнаружен в нижней части леонтьевской свиты Усть-Енисейского района (скв. Тундровая-1-Р). Здесь найдены многочисленные представители вида-индекса, *Lingulonodosaria nobilissima*, *Geinitzinita crassata*, *Lenticulina hatangensis* и др. В Ямальском районе (скв. Бованенковские) соответствующий комплекс несколько обеднен — встречаются *Globulina oolithica*, *Glomospira* ex gr. *gordialis*, *Dentalina* ex gr. *communis*, *Ammobaculites borealis* и др.

Типичный комплекс фораминифер из слоев с *Lenticulina incurvare* и *Recurvoides anabarensis* хорошо опознается в керне Малохетских скважин Усть-Енисейского района, где встречаются такие виды, как *Dentalina vasta* (= *D. nordvikiana*), *Guttulina tatarensis*, *Saccamina compacta* и др. В скважинах Тундровой площади набор видов изохронного комплекса несколько иной: *Trochammina praesquamata*, *Marginulinopsis pseudoclara*, *Geinitzinita crassata*, *Recurvoides anabarensis* и др. Характерные фораминиферы обнаружены как в глинистой (леонтьевская свита), так и в существенно песчанистой (мальшевская свита) частях разреза. В Ямальском районе слои установлены в Бованенковских, Новопортовских и других скважинах по находкам *Recurvoides anabarensis*, *Lenticulina incurvare*, *Globulina* ex gr. *oolithica* и др. Западно-сибирские слои с *Lenticulina incurvare* и *Recurvoides*

anabarensis сопоставляются с двумя северосибирскими f-зонами *Lenticulina incurvare-Marginulinopsis pseudoclara* и *Dentalina nordvikiana*. Параллельно описанной последовательности биостратонов выделяются слои с фораминиферами, объемлющие широкие стратиграфические диапазоны и опознаваемые в специфических фациях (от морских до неполносоленых). Так, слои с *Trochammina praesquamata*, соответствующие по объему одноименной северосибирской f-зоне, хорошо диагностируются не только в Усть-Енисейском, Ямальском и Гыданском районах Западной Сибири, но и в гораздо более южных (например, Фроловском, Надымском, Уренгойском и др.), где они прослежены в интервале, охватывающем верхнюю часть лайдинского-леонтьевский горизонт.

Слои с *Globulina praecircumphlua* (аналог одноименной северосибирской f-зоны) объемлют верхнюю (большую) часть малышевского горизонта, хорошо прослеживаются в разрезах, вскрытых скважинами, по всему северу Западной Сибири и опознаются в более южных районах: Шаимском, Фроловском, Нюрольском, Часельском и др. Характерный комплекс фораминифер, кроме вида-индекса, содержит *Ammodiscus arangastachiensis*, *Lenticulina* sp., *Marginulina suprajurensis*, *Vaginulinopsis* ex gr. *kozchevnikovi*, *Recurvoides* sp. и др. В верхней подсвите тюменской свиты в скв. Западно-Новогодней-210 в слоях обнаружены *Guttulina tatarensis*, *Globulina* ex gr. *praecircumphlua*, *Marginulinopsis* ex gr. *praecomptulaformis*, *Recurvoides?* sp. ind.

Описанная выше последовательность западно-сибирских ниже-среднеюрских биостратонов отвечает специфическому (до “кадоцеровской трансгрессии”) этапу развития сибирской микробиоты (см. рис. 9). Перекрывается она, судя по разрезам многочисленных скважин, слоями с типичным для точинского горизонта и его аналогов комплексом фораминифер (*Trochammina rostovzevi*, *Dorothia insperata*, *Recurvoides singularis* и др.), широко распространенным и хорошо известным как в Западной, так и на севере Средней Сибири. По последним данным нижняя граница f-зоны *Dorothia insperata-Trochammina rostovzevi* проходит в верхней части верхнего бата, а верхняя — совмещается с границей келловей и оксфорда (см. рис. 10, 11).

Как отмечалось выше, фораминиферо-вая шкала верхней юры и, отчасти, келловей изначально разрабатывалась на материалах по скважинам Западной Сибири. В келловей и верхней юре этого региона многочисленные и разнообразные фораминиферы встречаются в широком спектре фаций (от слоев, сформировавшихся в солоновато-водных зонах палеобассейнов, до толщ осадков нормально-соленых бассейнов) на большей части территории. С точки зрения практической стратиграфии эта группа постоянно привлекала внимание исследователей (Стратиграфия..., 1957; Фораминиферы..., 1972; Биостратиграфия..., 1982; Татьянин, 1979а, б, 1985, 1988; Атлас..., 1990; и др.). В региональных стратиграфических схемах, принятых последним стратиграфическим совещанием по Западной Сибири (Решения..., 1991), для келловей, верхней юры и неокома показана последовательность из 19 биостратонов в ранге зон и слоев с фораминиферами. Кроме общих (региональных) для Западной Сибири биостратонов по фораминиферам параллельно для конкретных районов выделяется большое количество местных зон и слоев, отличия которых друг от друга отражают, по мнению их авторов, местные фациальные особенности таксономического состава ассоциаций фораминифер и количественных соотношений представителей разных видов в них (Фораминиферы..., 1972; Решения..., 1991; и др.). Принятая на последнем стратиграфическом совещании (Решения..., 1991) система келловейских и верхнеюрских биостратонов по фораминиферам, выделяемых для разных фациальных районов Западной Сибири, уже широко используется при геологических работах. Однако анализ опубликованных данных о распределении фораминифер по разрезу с учетом современных сведений о биостратиграфии верхней юры и поступление нового материала заставляют вносить существенные коррективы в представления об объеме и положении границ ряда фораминиферовых биостратонов верхней юры Западной Сибири (см. рис. 12). Заметим, что на стратиграфической схеме, утвержденной МСК (Решения..., 1991), границы фораминиферовых зон и слоев в большинстве случаев совпадают с границами аммонитовых зон, т. е. аммонитовые биостратоны просто “наполняются” фораминиферовыми комплексами, которые в приграничных интервалах смежных аммонитовых зон мо-

гут быть (и часто бывают) одинаковыми. Совпадение границ биостратонов, выделенных по столь разным группам фауны, вряд ли можно считать естественным: аммониты и фораминиферы несомненно имели разные темпы эволюции, разные этологию и скорость миграции, по-разному реагировали на изменения абиотических факторов и т. д.

Усовершенствованная с учетом всех новых сведений последовательность биостратонов, выделяемых по смене комплексов фораминифер в интервале, охватывающем верхи верхнего бата (низы васюганского горизонта), келловей и верхнюю юру Западной Сибири, используется в последние годы в качестве одной из основных региональных шкал и выглядит следующим образом (Захаров и др., 1997; Шурыгин и др., 1998; и др.).

Самая нижняя в последовательности f-зона *Dorothia insperata*–*Trochammina rostovzevi*, объемлющая верхи верхнего бата–келловей, первоначально рассматривалась как слои, охарактеризованные комплексом с *Recurvoides scherkalyensis*. Из верхней части этой же толщи нередко указываются находки аммонитов верхнего келловоя (*Longaeviceras* spp.), а нижняя часть слоев охарактеризована представителями *Cadoceras*atinae. На севере Средней Сибири самые низы f-зоны приходятся на интервал разрезов с позднебатскими *Cadoceras barnstoni* (Лутова, 1981; Меледина, 1994; и др.), в средней и верхней частях f-зоны *Dorothia insperata*–*Trochammina rostovzevi* найдены келловейские *Cadoceras* spp., *Rondiceras milashevici*, *Longaeviceras* spp., *Eboraciceras* spp. и др. Описываемая f-зона очень широко прослежена в Арктическом секторе России: Западной Сибири, Енисей-Хатангском прогибе, на Арктических островах (Земля Франца-Иосифа, о-в Шпицберген). Наиболее подробно она была расчленена в разрезах Енисей-Хатангского района (о-в Большой Бегичев), где подразделялась на слои с *Recurvoides singularis*, слои с *Dorothia insperata*, с *Lingulina deliciolae*, с *Ammobaculites igritensis* и слои с *Conorboides taimyrensis* (Лутова, 1981). В разрезах Западной Сибири комплекс фораминифер, характерный для f-зоны, почти повсеместно имеет однородный таксономический состав. В различных районах Западной Сибири меняются лишь количественные соотношения характерных видов комп-

лекса. На юго-востоке этой территории отмечается отсутствие одного из видов-индексов *Dorothia insperata*, и в пределах f-зоны здесь выделяются местные слои с *Recurvoides scherkalyensis* и *Trochammina rostovzevi* с обособленными в верхней части слоями с *Globulina paalzovi* (с монотаксонным комплексом), соответствующими верхам верхнего келловоя (Биостратиграфия..., 1982). В самых низах f-зоны *Dorothia insperata*–*Trochammina rostovzevi* в некоторых районах Западной Сибири обособляются слои с *Kutsevella memorabilis* и *Guttulina tatarensis*. Эти слои, рассматриваемые приблизительно в объеме верхов верхнего бата–нижняя часть нижнего келловоя, прослежены в абалакской, даниловской, васюганской, точинской свитах северных, западных, северо-восточных и центральных районов Западно-Сибирской равнины. В Усть-Енисейском районе и на севере Средней Сибири им соответствуют одноименные слои, стратиграфический объем которых зафиксирован по находкам аммонитов а-зон *Cadoceras barnstoni*, *C. falsum*, *C. anabarense*, и коррелирующие, по всей вероятности, с фораминиферовыми слоями II и III Нордвик-Хатангского района (Герке, 1953; Шурыгин, 1978).

В качестве местного аналога f-зоны *Dorothia insperata*–*Trochammina rostovzevi* в специфических краевых фациях в ряде районов Западной Сибири рассматриваются слои с *Ammodiscus uglicus* (Фораминиферы..., 1972; и др.), имеющие несколько больший стратиграфический объем. Слои с *Ammodiscus uglicus* В.И. Романова считала нижнеоксфордскими, а Л.Г. Дайн — бат-келловейскими (Романова, 1964; Дайн, 1971, 1972), а В.И. Левина (1968) проследила распространение слоев и уточнила возраст их как келловейский. Присутствие слоев с *Ammodiscus uglicus* установлено в разрезах скважин в северо- и юго-западных районах Западной Сибири. Обнаружены они и в центральных районах равнины, где характерный комплекс найден в слоях с аммонитами, отнесенными к представителям *Cadoceras*atinae. Монотаксонный комплекс фораминифер (только представители вида-индекса), не редкий для отдельных прослоев описываемого биостратона, известен из соответствующего интервала разрезов Полярного и Приполярного Зауралья и отмечен (локальное распространение) на юге Западной Сибири (р. Карабаш-

ка). Довольно многочисленные виды, обычные в комплексах фораминифер относительно мористых фаций из этого интервала, встречаются в низах маурыньинской, даниловской и абалакской свит.

Особенностью занимающих приграничное положение (в верхах келловея и низах оксфорда) слоев с *Dorothia insperata*–*Eomarssonella paraconica* (Левина, 1968; Биостратиграфия..., 1982) является смешанный характер комплекса фораминифер: встречаются как келловейские, так и оксфордские формы. Нижняя граница определяется по находкам *Eomarssonella paraconica* совместно с *Dorothia insperata*. На схеме, принятой Пятым Тюменским совещанием (Решения..., 1991), слои коррелируют только с низами нижнего оксфорда (слои с *Cardioceras* (*Scarburgiceras*)). Однако в Шаимском районе (скв. 10132 Лазаревской площади) первые представители *Eomarssonella paraconica* совместно с *Dorothia insperata* найдены в образцах с верхнекелловейским аммонитом *Longaeviceras* cf. *nikitini*. Следовательно, нижняя граница слоев с *Dorothia insperata*–*Eomarssonella paraconica*, часто определяемая по появлению в разрезе характерного сочетания видов-индексов, должна проводиться в верхах верхнего келловея, а не совмещаться с границей келловея и оксфорда. Стратиграфический объем слоев с *Dorothia insperata*–*Eomarssonella paraconica* должен приниматься как соответствующий верхам верхнего келловея–низам нижнего оксфорда (в объеме верхов а-зоны *Longaeviceras keyserlingi* и слоев с *Cardioceras* (*Scarburgiceras*)). Слои установлены в абалакской, даниловской и васюганской свитах в Березово-Шаимском районе и частично в Широтном Приобье.

Выше залегают, а в некоторых районах и частично замещают верхнюю часть слоев с *Dorothia insperata*–*Eomarssonella paraconica* нижнеоксфордская f-зона *Ammobaculites tobolskensis*–*Trochammina oxfordiana* (Биостратиграфия..., 1982), ранее выделявшаяся в качестве f-зоны *Ammobaculites tobolskensis* и *Eomarssonella paraconica* (Левина, 1968). Нижнеоксфордское положение f-зоны фиксируется довольно многочисленными к настоящему времени находками аммонитов рода *Cardioceras* (Атлас..., 1990; и др.). Наиболее хорошо f-зона выражена в разрезах верхней юры, вскрытых скважи-

нами на Пальяновской площади. Фораминиферовая зона *Ammobaculites tobolskensis*–*Trochammina oxfordiana* широко представлена в Западной Сибири и хорошо известна в разрезах Енисей-Хатангского прогиба. В интервалах разрезов, соответствующих в западных районах Западной Сибири нижней части f-зоны, выделялись слои с комплексами фораминифер с *Ammobaculites tobolskensis* и *Eomarssonella paraconica* (Левина, 1968). На юге Западной Сибири локально распространен комплекс, представленный исключительно нодозаридами (Решения..., 1991). В разрезах верхней юры в Полярном и Приполярном Зауралье в пределах f-зоны обособляются слои с *Recurvoides eotrochus* (Фораминиферы..., 1972).

В среднем оксфорде Западной Сибири выделяется f-зона *Ammodiscus thomsi*–*Tolyrammina svetlanae* (см. рис. 5, 11), ранее обозначавшаяся в схемах как слои с *Ammodiscus* ex gr. *pseudoinfimus*–*Eomarssonella paraconica* (Левина, 1968). Слои приравниваются к среднему оксфорду в связи с находками в них среднеоксфордских аммонитов *Cardioceras* (*Plasmatoceras*) *salymensis* и др. Синхронные слои, содержащие характерный комплекс фораминифер, сопровождаемый оксфордскими аммонитами, установлены и в западных районах Западной Сибири (Атлас..., 1990). Эта f-зона, наиболее хорошо представленная на Салымской площади, широко распространена в Западной Сибири (юг п-ова Ямал, Березово-Шаимский район, частично Широтное Приобье и Полярное Зауралье). На юге центральной части Западной Сибири выделяются среднеоксфордские слои с *Ammodiscus thomsi* (= *A. ex gr. pseudoinfimus*)–*Trochammina oxfordiana*, рассматриваемые как местные параллельные f-зоне *Ammodiscus thomsi*–*Tolyrammina svetlanae*, а в разрезах Приполярного Урала — слои с *Tolyrammina svetlanae*, преобладающие в соответствующих комплексах фораминифер этого района.

В официально утвержденной региональной стратиграфической схеме верхней юры Западной Сибири f-зона *Ammodiscus thomsi*–*Tolyrammina svetlanae* рассматривалась как соответствующая по объему двум а-зонам среднего оксфорда (*Cardioceras densiplicatum* и *C. tenuiserratum*) (Решения..., 1991). Однако в аналогичных f-зоне слоях с *Ammodiscus* ex gr. *pseudoinfimus*–*Eomarssonella paraco-*

nica, выделенных в центральной и северо-западных частях Западной Сибири, найдены аммониты как среднего (*Cardioceras zenaidae*, *Cardioceras* spp.), так и верхнего оксфорда (*Amoeboceras alternoides*, *Amoeboceras* spp.) (Левина, 1968; и др.). Западно-сибирской f-зоне *Ammodiscus thomsi*–*Tolypamma svetlanae* соответствуют одноименные слои на севере Средней Сибири. В Приенисейской части Западной Сибири в нижнем и среднем оксфорде выделяется f-зона *Trochamma oxfordiana* (параллельная f-зонам *Ammodiscus tobolskensis*–*Trochamma oxfordiana* и *Ammodiscus thomsi*–*Tolypamma svetlanae*), хорошо прослеживаемая в оксфорде Восточной Сибири.

Нижняя часть верхнего оксфорда представлена f-зоной *Recurvoides disputabilis*, практически повсеместно распространенной в верхней юре Западной и Восточной Сибири. На западе Западной Сибири в области развития абалакской и даниловской свит (в районах Березовской моноклинали, Верхне-Кондинского мегапрогиба, на погружениях Шаимского мегавала, в восточной части Восточно-Туринской и северной половине Васюганской моноклинали) выделяются местные слои с *Recurvoides disputabilis* и *Spiroplectamma tobolskensis*, соответствующие по объему f-зоне *Recurvoides disputabilis*. В этих слоях наряду с рекурвоидеями многочисленны спиروطектамы и нодозарииды. В верхах васюганской свиты в Широком Прибые и по окраинам Западной Сибири f-зоне *Recurvoides disputabilis* соответствуют слои с небогатым комплексом фораминифер, в котором преобладает вид-индекс. Вместе с типичным комплексом фораминифер описываемой f-зоны на Обской площади найдены аммониты, характерные для верхнеоксфордских слоев с *Amoeboceras* spp.

В низах верхнего оксфорда южных и юго-восточных районов Западной Сибири (Новосибирская, Омская, Томская области; Турухан-Ермаковский район), сложенных породами специфического облика (прибрежные фации васюганской и наунакской краевых зон Западно-Сибирского бассейна), обособлены аналогичные по объему f-зоне *Recurvoides disputabilis* местные слои с *Glomospirella galinae* (Шаровская, 1966). Описываемые слои содержат в большинстве разрезов обильные скопления фораминифер, состоящие почти на 100 % из гломоспирелл,

и только изредка им сопутствуют представители других видов фораминифер, свойственных для комплекса f-зоны *Recurvoides disputabilis*. В районе Касманской площади совместно с фораминиферами слоев с *Glomospirella galinae* найдены аммониты рода *Amoeboceras*, но до сих пор не ясно, какими слоями с фораминиферами ограничиваются снизу слои с *Glomospirella galinae*, поскольку в конкретных разрезах комплексы фораминифер из подстилающих отложений не известны.

Положение нижней границы f-зоны *Recurvoides disputabilis*, судя по находкам как в ней, так и в подстилающей ее f-зоне верхнеоксфордских аммонитов *Amoeboceras alternoides*, *Amoeboceras* spp. (Практическое руководство..., 1991; Решения..., 1991; и др.), определено в низах верхнего оксфорда (внутри слоев с *Amoeboceras* spp.). Ранее f-зона *Recurvoides disputabilis*, определяемая по эпиболе вида-индекса, рассматривалась в объеме слоев с *Amoeboceras* spp. и a-зоны *Amoeboceras gavni* (верхний оксфорд).

Однако если судить по разрезам оксфорда Приполярного Урала и севера Средней Сибири, где в соответствующем интервале довольно часты находки аммонитов (Опорный разрез, 1969; Месежников, 1984), то становится ясным, что в комплексах фораминифер из верхов верхнего оксфорда (a-зона *A. gavni*) встречаются лишь единичные экземпляры *Recurvoides disputabilis*. Характерными в этих комплексах являются представители фораминифер из ассоциаций вышележащих f-зон, такие как *Trochamma omskensis*, *Tr. minutissima*, *Ammodiscus ex gr. multiformis*, *Astacolus sibirensis*, *Verneuilinoides graciosus* и др. Более того, непосредственно на территории Западной Сибири в кровле васюганской свиты (слои с *Amoeboceras* spp.) в скв. Нижневартовской-22 встречен комплекс фораминифер, характерный для f-зоны *Trochamma omskensis*–*Verneuilinoides graciosus* (*Ceratocancris* aff. *ambitosus*, *Lenticulina inflatiformis*, *L. ex gr. pseudocomptulaformis* и др.) (Брадучан и др., 1968). Таким образом, граница f-зоны *Recurvoides disputabilis* и перекрывающей ее f-зоны *Trochamma omskensis*–*Verneuilinoides graciosus*, которая ранее сопоставлялась с границей оксфорда–кимериджа (Атлас..., 1990; Практическое руководство..., 1991; Решения..., 1991; и др.), должна про-

водиться в верхах верхнего оксфорда, предположительно по нижней границе а-зоны *Amoeboceras ravni*. Стратиграфический объем f-зоны *Recurvoides disputabilis* отвечает соответственно нижней части верхнего оксфорда — слои с *Amoeboceras* spp. (без нижней части), а не всему верхнему оксфорду, как это считалось ранее (Решения..., 1991; и др.).

Вышележащая f-зона *Haplophragmoides*(?) *canuiformis*, выделяющаяся в нижней части георгиевского горизонта в объеме верхней части верхнего оксфорда — неполного нижнего кимериджа, является межрегиональным репером и прослежена в разрезах верхней юры Западной и Восточной Сибири, Северной Аляски, о-вов Шпицбергена (Nagy et al., 1990) и, вероятно, присутствует в юре Канадской Арктики (Hedinger, 1993). Характерный комплекс фораминифер f-зоны состоит из массовых *Haplophragmoides*(?) *canuiformis*, относительно многочисленных *Spiroplectamina suprajurassica*, *Lenticulina michailovi*, *Trochammina omskensis*, *Verneuilinoides graciosus*, *Ceratocanris ambitiosus*, *Saracenaria subsuta* и др. В интервале, охарактеризованном этим комплексом, во многих разрезах верхней юры Западной Сибири найдены верхнеоксфордские и нижнекимериджские аммониты. В большинстве разрезов верхней юры Западной Сибири параллельно f-зоне *Haplophragmoides*(?) *canuiformis* выделяются два биостратона: f-зона *Trochammina omskensis*–*Verneuilinoides graciosus* и слои с *Haplophragmoides*(?) *canuiformis*.

Фораминиферовая зона *Trochammina omskensis*–*Verneuilinoides graciosus* широко распространена по всей территории Западной Сибири, выделяется в даниловской, абалакской, георгиевской, верхах сиговской свиты (см. рис. 29). Комплекс фораминифер, характерный для f-зоны *Trochammina omskensis*–*Verneuilinoides graciosus*, хорошо отличается от такового подстилающих слоев за счет существенного обновления таксономического состава. При прослеживании по латерали отмечаются лишь незначительные изменения видового состава комплекса. Наиболее богатые в таксономическом отношении и количественно изобильные комплексы фораминифер описываемой f-зоны обнаружены в глинах георгиевской свиты юго-восточных районов Западной Сибири. Особенно многочисленны здесь представители

родов *Bulbobaculites*, *Spiroplectamina*, *Trochammina*, *Verneuilinoides*. Приблизительно в том же интервале, что и f-зона *Trochammina omskensis*–*Verneuilinoides graciosus*, в разрезах вдоль западного борта Мансийской синеклизы (поселки Березово, Игрим, Пунга, Шухтунгорт, Шаим) иногда обособляются слои с *Astacolus igrimensis*–*Darbyella erviei* (Левина, 1962, 1968; Путря, 1972; Фораминиферы..., 1972), комплекс фораминифер которых резко отличается от всех известных верхнеюрских комплексов Западной Сибири. Аммониты в этих слоях не найдены и слои с *Astacolus igrimensis*–*Darbyella erviei* относятся к верхнему оксфорду–нижнему кимериджу по положению в разрезе.

Ранее в южных и восточных районах Западной Сибири выделялись в верхнем оксфорде слои с *Hoeglundina tjumensis*. Стратиграфический объем этих слоев также не подтвержден находками аммонитов. В настоящее время представляется более целесообразным относить их к верхам верхнего оксфорда–низам кимериджа и не выделять в качестве особого биостратона. Основанием для такого предложения послужили многочисленные находки *Hoeglundina tjumensis* в комплексах фораминифер, охарактеризованных массовыми *Verneuilinoides graciosus*, *Trochammina omskensis*, *Haplophragmoides*(?) *canuiformis* и др. (на Пихтовской, Песчано-Дубровской, Ереминской, Тюменской площадях). Следовательно, слои с *Hoeglundina tjumensis* соответствуют f-зоне *Trochammina omskensis*–*Verneuilinoides graciosus*. В разрезе верхней юры, вскрытом скв. Тюменской-1-Р, комплекс фораминифер, типичный для слоев с *Hoeglundina tjumensis*, встречен в глауконитовых аргиллитах, скорее всего принадлежащих георгиевскому горизонту (Стратиграфо-палеонтологическая основа..., 1972; и др.). На севере европейской части России сходный комплекс с *Hoeglundina* известен в нижнем кимеридже с аммонитами *Amoeboceras* (*Amoebites*) sp., *Rasenia* sp., *Prorasenia* sp. (Месежников, 1984).

Ранее f-зона *Trochammina omskensis*–*Verneuilinoides graciosus* приравнивалась только к низам нижнего кимериджа (в объеме а-зоны *Pictonia involuta*) (Решения..., 1991; и др.) (см. рис. 12). Однако в разрезах по р. Лопсии (Приполярный Урал) в верхней части этой f-зоны найдены аммониты а-зоны

Rasenia evoluta, к верхней части которой приурочена смена комплексов фораминифер (Месежников, 1959, 1984; и др.). Естественно в таком случае проводить верхнюю границу f-зоны *Trochammina omskensis*–*Verneuilioides graciosus* внутри a-зоны *Rasenia evoluta*. Таким образом, стратиграфический объем f-зоны *Trochammina omskensis*–*Verneuilioides graciosus* рассматривается, как отвечающий верхам верхнего оксфорда–нижней части нижнего кимериджа: от a-зоны *Amoeboceras ravni* до низов a-зоны *Rasenia evoluta*.

Слои с *Haplophragmoides(?) canuiformis*, выделяемые в верхней части нижнего кимериджа Западной Сибири, ранее в региональных стратиграфических схемах определялись как толща с комплексом фораминифер, для которого характерны *Haplophragmoides sacharoides* и *Ceratocancrius ambitiosus* (Месежников, 1959). Структура комплекса фораминифер, типичного для слоев с *Haplophragmoides(?) canuiformis*, в верхнем кимеридже разных районов Западной Сибири меняется слабо. Вид *Ceratocancrius ambitiosus* многочисленный в соответствующих комплексах фораминифер по окраинам Западно-Сибирской равнины, лишь несколько реже встречается в центральных и западных ее районах. Типичный по набору видов для слоев с *Haplophragmoides(?) canuiformis* комплекс фораминифер установлен в лопсинской, абалакской, даниловской, георгиевской и сивовской свитах. В скважинах Обского профиля в толще, выделяемой как слои с *Haplophragmoides(?) canuiformis*, найдены аммониты *Amoeboceras (Amoebites) cf. spathi* Schulg. juv. В других районах Западной Сибири нижнекимериджское положение слоев подтверждено находками характерного комплекса фораминифер совместно с аммонитами *Amoeboceras kitchini*, *Zonovia ex gr. uralensis* и *Rasenia (Zonovia?) sp. indet.* (Владимирская, Карабашская, Восточно-Таркосалинская, Верхне-Часельская, Ярайнерская площади и др.). Отметим, что ранее слои с *Haplophragmoides(?) canuiformis* приравнялись по объему только к нижнекимериджской a-зоне *Rasenia evoluta* (Решения..., 1991). Однако в стратотипе на р. Лопсии в слоях с *Haplophragmoides(?) canuiformis* найдены аммониты *Amoeboceras kitchini*, *Amoeboceras spp.*, *Zonovia ilovaiski*, *Rasenia incostans*, *R. laevigata*, *Rasenia spp.* (Месежников, 1959,

1984; и др.). В основании вышележащей f-зоны *Pseudolamarckina lopsiensis* также встречены аммониты a-зоны *Rasenia evoluta*. Таким образом, граница слоев *Haplophragmoides(?) canuiformis* и перекрывающей ее f-зоны *Pseudolamarckina lopsiensis* проходит внутри верхней части a-зоны *Rasenia evoluta*, а стратиграфический объем этих слоев соответствует лишь средней части a-зоны *Rasenia evoluta*.

В верхней части нижнего кимериджа ранее выделялись и слои с *Astacolus praesibirensis* (Фораминиферы..., 1972), протягивающиеся узкой полосой с юго-запада на юго-восток Западной Сибири (от Тюмени до Песчано-Дубровки). В районе Пихтовской и Покровской площадей в слоях с *Astacolus praesibirensis*, перекрывающих здесь толщу, охарактеризованную комплексом фораминифер из f-зоны *Trochammina omskensis*–*Verneuilioides graciosus*, найдены аммониты, свидетельствующие о присутствии a-зоны *Rasenia borealis* (Стратиграфия..., 1957; Стратиграфо-палеонтологическая основа..., 1972; и др.). Стратиграфический объем и положение границ этих слоев относительно границ общих стратиграфических подразделений точно пока не установлены из-за редкой встречаемости аммонитов. Можно предположить, что верхняя часть слоев с *Astacolus praesibirensis* может соответствовать низам f-зоны *Pseudolamarckina lopsiensis*, так как в Рязкинских скважинах в комплексе фораминифер слоев найдены *Lamarckina sp.* (?=*Pseudolamarckina*). В официально принятых региональных стратиграфических схемах верхней юры Западной Сибири слои с *Astacolus praesibirensis* приведены как соответствующие верхнему кимериджу–низам нижневолжского подъяруса (Решения..., 1991). Если судить по данным, имеющимся в настоящее время, то слои с *Astacolus praesibirensis* следует рассматривать в объеме верхов нижнего и, возможно, низов верхнего кимериджа.

На территориях северного обрамления Сибирской платформы, большей части Западной Сибири и на Европейском Севере России описанная выше последовательность f-зон перекрывается f-зоной *Pseudolamarckina lopsiensis* (Месежников, 1959), относимой ранее к верхнему кимериджу (Фораминиферы..., 1972; Решения..., 1991; и др.). Присутствие f-зоны *P. lopsiensis* в лопсинской, даниловской, абалакской, георгиевской, си-

говской и яновстанской свитах установлено во многих разрезах верхней юры Западной Сибири. Локально она представлена в окраинных районах Западной Сибири: вдоль восточного склона Полярного, Приполярного Урала, бассейн р. Конды, юго-западнее — район с. Покровка—Карабаш, единичные разрезы на северо-востоке — район пос. Игарка. Широко распространена f-зона *P. lopsiensis* в центральной части — в Широком Приобье (Сургутский, Нижневартовский, Александровский районы) и на севере Западной Сибири. За пределами Западной Сибири эта f-зона прослежена в разрезах Енисей-Хатангского района и на севере Средней Сибири. Таксономическая структура и количественные характеристики видов в комплексе фораминифер f-зоны *P. lopsiensis* существенно варьируют в разных районах. Так, в окраинных районах (западных, юго-западных и северо-восточных) Западной Сибири, т. е. в прибрежных зонах позднекимериджского Западно-Сибирского моря, в комплексах фораминифер обычны лишь секреторные формы. Чаще всего агглютинирующие фораминиферы здесь вообще отсутствуют, а комплекс фораминифер состоит из раковин одних псевдоламаркин. В центральных районах Западной Сибири в комплексах фораминифер довольно многочисленны и агглютинирующие формы. Иногда заметные изменения ассоциаций фораминифер наблюдаются и вверх по разрезу, в связи с чем в f-зоне *Pseudolamarckina lopsiensis* выделены две подзоны, хорошо представленные в разрезах на Приполярном и Полярном Урале: нижняя — *P. lopsiensis* и верхняя — *P. lopsiensis-Lenticulina iatriensis* (Фораминиферы..., 1972; Решения..., 1991).

В нижней части f-зоны *Pseudolamarckina lopsiensis* (р. Лопсия, Приполярный Урал), ранее приравниваемой ко всему верхнему кимериджу (Решения..., 1991), в стратотипическом разрезе найдены нижнекимериджские аммониты а-зоны *Rasenia evoluta* (Месежников, 1959, 1984). Во многих разрезах верхней юры Западной Сибири в слоях, содержащих комплекс фораминифер f-зоны *Pseudolamarckina lopsiensis*, обнаружены аммониты *Aulacostephanus*, *Amoboceras* (*Nannocardioceras?*) sp. и др. Соответственно стратиграфический объем f-зоны *Pseudolamarckina lopsiensis* принимается от верхов нижнего до верхнего кимериджа (верхи а-зоны *Rasenia evoluta*—а-зона

Aulacostephanus autissiodorensis) (см. рис. 5, 11, 29).

Параллельно описанной выше f-зоне в западных районах Западной Сибири выделяются слои с *Tolypammina virgula* и *Planularia pressula* более широкого стратиграфического диапазона, включающего и часть нижневожского подъяруса (Левина 1968; Комиссаренко, Тылкина, 1978; Решения..., 1991). Аммониты совместно с обычным в слоях с *Tolypammina virgula-Planularia pressula* комплексом фораминифер не встречены. Стратиграфический диапазон слоев определяется их положением в разрезе как верхи нижнего кимериджа—низы нижневожского подъяруса. В наиболее полных разрезах эти слои непосредственно подстилаются f-зоной *Haplophragmoides(?) canuiformis*. Точное положение верхней границы слоев не ясно. Присутствие слоев с *Tolypammina virgula-Planularia pressula* установлено в разрезах верхней юры в западных (от п-ова Ямал на северо-западе до Шаимского района на юго-западе), центральных, северных и северо-восточных районах Западной Сибири. Исключение составляют южные районы Западной Сибири, где условно в объеме нижневожского подъяруса выделяются местные слои с *Kutsevelia haplophragmoides*, залегающие на f-зоне *Pseudolamarckina lopsiensis*. Скорее всего, эти слои прослеживаются также и в Усть-Енисейском районе, где вместе с нижневожским *Pectinatites rotor* обнаружен моновидовой комплекс фораминифер, ранее определявшихся как *Ammobaculites minutissimus* (= *Kutsevelia haplophragmoides*) (Шаровская, 1968). В разрезах верхней юры на Полярном и Приполярном Урале, локально в некоторых районах юго-запада (Половинкинская площадь) и юго-востока Западной Сибири выделяются местные слои с *Pseudolamarckina voliaensis*, объемлющие нижнюю часть нижневожского подъяруса (параллельные верхней части слоев с *Tolypammina virgula-Planularia pressula*) (Фораминиферы..., 1972; Решения..., 1991). Для комплекса фораминифер слоев с *Pseudolamarckina voliaensis* характерны многочисленные псевдоламаркины, тогда как представители остальных родов (преимущественно нодозарииды, а иногда есть и *Spiroplectammina vicinalis*) здесь единичны. На Приполярном Урале в слоях с описанными комплексами фораминифер встречены

нижневолжские аммониты *Eosphinctoceras magnum* и *Subdichotomoceras subcrassum*. Нижневолжские комплексы фораминифер обнаружены в Западной Сибири в кровле маркирующего слоя с карбонатными конкрециями абалакской и в средней части даниловской свиты.

Вышележащая f-зона *Spiroplectammina vicinalis*–*Dorothia tortuosa* (Левина, 1968; Даин, 1972; Фораминиферы..., 1972; Решения..., 1991) выделяется в Западной Сибири в объеме средневолжского подъяруса и отчасти верхов нижневолжского. В соответствующей толще (район Окуневской площади) найдены аммониты *Laugites* cf. *borealis* и *Laugites* sp. ind. и др. (Баженовский горизонт..., 1986; и др.). Распространена эта f-зона в Западной Сибири на очень большой территории, не включающей, однако, районы развития сильнобитуминозных толщ баженовской свиты, практически не содержащих комплексы фораминифер. Фораминиферная зона *Spiroplectammina vicinalis*–*Dorothia tortuosa* хорошо опознается в разрезах верхней юры Усть-Енисейского, Енисей-Хатангского и Анабарского районов, где в ее пределах найдены волжские аммониты *Dorsoplanites* spp., *Epirvirgatites* spp. В Анабарском и Енисей-Хатангском районах в верхах f-зоны обособляются слои с *Dorothia tortuosa*. Наиболее дробно верхняя часть f-зоны *Spiroplectammina vicinalis*–*Dorothia tortuosa* расчленена в разрезах Таймыра, где выделяются слои с *Lenticulina djabakensis*, с *Sigmomorphina taimyrica* и с *Tristix taimyrensis*.

В некоторых районах Западной Сибири (наиболее отчетливо в разрезах Шаимского района) в пределах f-зоны *Spiroplectammina vicinalis*–*Dorothia tortuosa* по смене комплексов фораминифер выделяются два биостратона: нижний, в комплексе фораминифер которого большая роль принадлежит нодозаридам, — слои с *Spiroplectammina vicinalis*–*Saracenaria pravoslavlevi*, и верхний с комплексом, состоящим преимущественно из агглютинирующих форм, — слои с *Spiroplectammina vicinalis*–*Dorothia tortuosa*. Граница между этими биостратонами в конкретных разрезах улавливается по увеличению таксономического разнообразия комплексов фораминифер с одновременным сокращением представительства известковистого бентоса. Таксономическая структура комплекса фораминифер, характерного для

f-зоны *Spiroplectammina vicinalis*–*Dorothia tortuosa*, варьирует по латерали в зависимости от фациальных особенностей районов. Своеобразие комплексов фораминифер разных фациальных районов отражено в различной индексации биостратонов по фораминиферам, определяемым для этого интервала в конкретных районах. Так, в разрезах Приполярного Зауралья (реки Ятрия, Толья, Волья, Яны-Манья, Лопсия) в описываемом интервале выделяются слои с *Saracenaria pravoslavlevi* и вышележащая f-зона *Lenticulina sosvaensis*, в Полярном Зауралье (поселки Обская–Лабытнанги, Войкар) — слои с *Spiroplectammina vicinalis*–*Kutsevella labythnangensis* и вышележащая f-зона *Spiroplectammina vicinalis*–*Dorothia tortuosa*.

Местными фациальными аналогами f-зоны *Spiroplectammina vicinalis*–*Dorothia tortuosa* являются и слои с *Trochammina septentrionalis*, выделенные А.А. Герке и Н.В. Шаровской (Решения..., 1981) как средневолжские в разрезах Нордвикского района. В западно-сибирских разрезах комплекс фораминифер, очень сходный с обнаруженным в Нордвикском районе в средневолжском подъярусе, приурочен обычно к слабобитуминозным аргиллитам, развитым в районах, оконтуривающих зоны распространения битуминозных отложений, включаемых в баженовскую свиту. На юго-востоке Западной Сибири в интервале, соответствующем слоям с *Spiroplectammina vicinalis*–*Saracenaria pravoslavlevi*, В.Ф. Козыревой определен комплекс фораминифер с многочисленными *Ammodiscus zaspelovae*. Пятнообразные зоны распространения такого типа фаций с аммодискусовым комплексом отмечены по разрезам центральных районов (Сабунская площадь). В Предъенисейской части Западной Сибири в типичном для этой f-зоны комплексе фораминифер вместе с видами-индексами встречаются *Glomospirella porcelania* и *Kutsevella haplophragmoides*. В целом фораминиферы f-зоны известны из федоровской, даниловской, тутлеймской, марьяновской, яновстанской свит.

Завершает последовательность фораминиферных биостратонов верхней юры Западной Сибири f-зона *Ammodiscus veteranus*–*Evolutinella volosatovi*. Эта толща вначале была обособлена В.С. Заспеловой (1948) как

зона *Ammodiscus tenuissimus*, а позднее описывалась с указанием современных видов-индексов и уточненным стратиграфическим объемом (Комиссаренко, Левина, 1968; Решения..., 1991). Приравнивание стратиграфического объема f-зоны *Ammodiscus veteranus*–*Evolutinella volossatovi* к верхневолжскому подъярису и низам берриаса основано на находках в ней аммонитов, характерных для а-зон *Kachpurites subfulgens* (Колпашевская площадь) и *Nectoroceras kochi* (Татарская площадь) (Атлас..., 1991; и др.). Кроме того, в разрезах верхних частей юры на Мулымьинской площади f-зона подстилается слоями, в которых обнаружены аммониты *Laugetites* sp. и комплекс фораминифер f-зоны *Spiroplectamina vicinalis*–*Dorothia tortuosa*. Здесь же в толще, перекрывающей f-зону *Ammodiscus veteranus*–*Evolutinella volossatovi*, найдены комплексы микрофауны берриаса. На севере Средней Сибири в пределах f-зоны *Ammodiscus veteranus*–*Evolutinella volossatovi* установлены как верхневолжские аммониты *Virgatosphinctes* sp., *Craspedites okensis*, *C. canadensis*, так и нижнеберриасские *Praetollia* spp. и др. (Басов и др., 1970).

В приграничных слоях верхней юры и неокма Западной Сибири над f-зоной *Ammodiscus veteranus*–*Evolutinella volossatovi* в некоторых разрезах отмечаются прослои, содержащие комплекс фораминифер с *Trochammina kondagensis*–*Evolutinella emeljanzevi*, рассматриваемый как характерный для переходных слоев от волжского яруса к берриасскому. В наиболее полных разрезах наблюдается и смена комплексов фораминифер, типичных для переходных слоев с *Trochammina kondagensis*–*Evolutinella emeljanzevi*, на берриасские комплексы, характерные для слоев с *Trochammina rosaceaformis* (Атлас..., 1990; и др.). Будучи прекрасным репером, f-зона *Ammodiscus veteranus*–*Evolutinella volossatovi* очень широко распространена в западных, южных и восточных частях Западной Сибири — в тутлеймской, даниловской, мулымьинской, марьяновской, куломзинской, яновстанской, нижнехетской свитах (см. рис. 29). Она известна в разрезах, вскрытых скважинам в Березово-Игримском районе, в бассейнах рек Конды, Северной Сосьвы, прослежена от Шаимского района на юго-восток до г. Тюмени и с. Покровка, а также В.Ф. Козыревой от-

мечено ее распространение во многих разрезах вдоль южного и юго-восточного обрамления Западной Сибири (район городов Татарска, Омска, Колпашево) (Стратиграфия..., 1957). На севере и северо-востоке Западной Сибири f-зона установлена в верхнеюрской толще в бассейнах рек Куноват и Полуй, Турухан и в низовьях Енисея, прослежена на севере Средней Сибири (булкалахская, паксинская свиты), Баренцевоморской плите (Басов и др., 1989). На севере Средней Сибири f-зона *Ammodiscus veteranus*–*Evolutinella volossatovi* перекрывается слоями с *Trochammina rosaceaformis*–*Evolutinella fimbriata*, граница с которыми проводится в средней части берриасской а-зоны *Nectoroceras kochi*. В Западной Сибири примерно на этом уровне f-зона *Ammodiscus veteranus*–*Evolutinella volossatovi* сменяется слоями с *Trochammina rosaceaformis*. Преимущественно моновидовые скопления *Trochammina rosaceaformis* известны в западно-сибирских разрезах в интервале не ниже берриасской а-зоны *Nectoroceras kochi* (Татарская и другие площади).

Следует еще раз отметить, что зональная шкала верхней юры по фораминиферам, приведенная в официально принятых на Пятом Межведомственном совещании стратиграфических схемах (Решения..., 1991), состоит из двух частей: правой, где приведены зоны и слои с фораминиферами как региональные подразделения для Западной Сибири в целом, и левой, в которой показаны фораминиферовые биостратоны по конкретным структурно-фациальным районам, отличающиеся в ряде случаев названиями, но не объемом. По-видимому, авторы схемы хотели подчеркнуть большое разнообразие фациальных районов и соответственно фациальные различия разновозрастных комплексов микрофауны. Выделение в разных районах таких параллельных биостратонов, имеющих практически аналогичные комплексы микрофауны, но разные виды-индексы, на наш взгляд, в большинстве случаев не оправдано. Так, в оксфорде Приполярного Зауралья (в Шаимском районе) выделяется f-зона *Ammodiscus* aff. *pseudoinfimus* (= *Ammodiscus thomsi* в современном понимании) — *Tolypammina svetlanae*. В Ямало-Покровском районе на этом уровне установлена f-зона *Ammodiscus* aff. *pseudoinfimus* (= *Ammodiscus thomsi*)–*Eomarssonella*

paraconica (Левина, 1968; Решения..., 1991). Основным отличием комплексов фораминифер соседних районов является присутствие в одном из них многочисленных *Eomarssonella paraconica*, что и послужило основой для выделения одного и того же биостратона под разными названиями. Восточнее, в смежных районах (Туринско-Омском, Сильгинско-Ажарминском) вновь установлена f-зона *Ammodiscus aff. pseudoinfimus* (= *Ammodiscus thomsi*)–*Tolypammina svetlanae*, так как представители *Eomarssonella paraconica* здесь как будто бы редки.

Аналогичная картина наблюдается и с вышележащей f-зоной *Recurvoides disputabilis*. В Приполярном Зауралье в верхнем оксфорде установлена f-зона *Recurvoides disputabilis*, а в Ямало-Покровском районе вместе с типичным комплексом встречены многочисленные *Spiroplectammina tobolskensis*, что и послужило основанием для выделения параллельной f-зоны *Recurvoides disputabilis* и *Spiroplectammina tobolskensis*. В Пурпейско-Омском районе спиروطектамини редки и вновь устанавливается f-зона *Recurvoides disputabilis*, а в Пурпейско-Васюганском районе выделяется как f-зона *Recurvoides disputabilis*, так и *Recurvoides disputabilis*–*Spiroplectammina tobolskensis*. Обозначение под разными названиями в разных районах параллельных и одновозрастных f-зон с практически одинаковыми комплексами микрофауны вносит, на наш взгляд, лишь путаницу при использовании этих шкал в стратиграфических работах.

Как отмечалось выше, исторически сложилось так, что зональная шкала по фораминиферам для верхней юры разрабатывалась изначально на разрезах скважин, сконцентрированных в центральной и западной частях Западной Сибири, а затем выделенные биостратоны прослеживались в разрезах на севере Средней Сибири. Редкость находок аммонитов в ядрах скважин, спорадичность отбора ядра — причины проблем с определением стратиграфического объема фораминиферовых зон и решения вопросов смыкаемости их границ. Оптимальным вариантом решения этих проблем являются, по видимому, специальные детальные исследования микрофауны в наиболее полных и хорошо охарактеризованных аммонитами и двустворками разрезах верхней юры севера Средней Сибири и Приполярного Урала, раз-

работка на этих разрезах автономной параллельной зональной шкалы по фораминиферам и прослеживание выделенных биостратонов на закрытых территориях Западной Сибири, а не наоборот.

Зональное расчленение юры Сибири по данным палинологии

В течение многих лет палинологи ограничивали биостратиграфические исследования юры установлением последовательности характерных палинокомплексов, которая затем использовалась при расчленении и корреляции разрезов. Однако палинокомплексы только характеризуют тот или иной биостратон, но не являются им (Вахрамеев, 1982; и др.). В последние 10–15 лет при составлении региональных схем стратиграфии юры стало необходимым выделение элементарных биостратонов (зон, слоев) по разным группам фауны и флоры, определение их стратотипов для однозначного понимания стратиграфического объема, создание параллельных шкал зонального уровня и использование их для расчленения и корреляции разрезов по принципу хронологической взаимозаменяемости признаков (Мейен, 1989), прослеживание биостратонов по латерали в разнофациальных разрезах в качестве региональных стратиграфических подразделений. Интенсивное использование данных палинологии для расчленения и корреляции толщ юры на закрытых территориях и в районах, где другие группы ископаемых часто отсутствуют, стимулировало работы по выделению палиностратонов, наряду с биостратонами по парастратиграфическим группам фауны (Тимошина, Меньшикова, 1980, 1983; Фанерозой..., 1984; Ильина, 1985; Тимошина, 1997; и др.). Зональная палиностратиграфическая шкала юры севера Сибири разработана на основе изучения палинокомплексов из опорных разрезов морской юры северного и восточного обрамления Сибирской платформы, детально расчлененных по аммонитам и другим группам фауны (Ильина, 1985; Плуина, 1986). Шкала состояла из палинозон и слоев со спорами и пылью, стратиграфический объем которых соответствовал одной или нескольким аммонитовым зонам. Границы палинозон определялись по смене характерных палинокомплексов, отвечающей этапности развития флоры, а стратиграфи-

ческий объем — путем сопоставления с зональными биостратонами по аммонитам и двустворкам, обособленным в тех же разрезах. Большинство палинозон выделялись как биостратоны комплексного обоснования на основе эволюционных и климатомиграционных изменений палинокомплексов. Ведущими критериями при определении палиностратонов и их границ были появление, исчезновение характерных видов, оценка объема и прослеживание эпиболей характерных видов, уровень эволюционных преобразований, оценка интервалов совместного распространения таксонов. Для дифференциации палиностратонов в интервалах юры, соответствующих периодам частых перестроек флоры, обусловленных изменениями климата (конец плинсбах-начало аалена), большое значение имели появление, максимум и исчезновение в сибирской флоре спор и пыльцы растений-иммигрантов из южной Евро-Синийской фитогеографической области.

В последнее время зональная палиностратиграфическая шкала юры Сибири существенно уточнена и детализирована (Ильина, 1997б; Захаров и др., 1997). Коррекция, касающаяся прежде всего привязки палиностратонов к шкале общих стратиграфических подразделений, связана с ревизией региональной аммонитовой шкалы Сибири, в которой сделаны существенные изменения, особенно в интервалах верхи плинсбах-аален и байос-нижний келловей (Князев, 1991; Меледина и др., 1991; Князев и др., 1991, 1993; Меледина, 1994). Большую роль при этом сыграло и сопоставление шкалы палинозон с созданными и детализированными в последнее время параллельными зональными шкалами юры по двустворкам, фораминиферам, остракодам и диноцистам (Шурыгин, 1986, 1987а, б; Князев и др., 1991; Никитенко, 1992; Ильина и др., 1994) (см. рис. 5, 10, 11). Полученные в последние годы новые палинологические материалы по нижней и средней юре побережья Анабарской губы, низовьев рек Лены, Моторчуны, разрезов опорных скважин в центральной и юго-восточной частях Западной Сибири позволили уточнить объем некоторых палиностратонов, положение их границ и характеристику зональных комплексов, широко проследить последовательность палиностратонов в разных регионах Сибири (Ильина, 1989; Меледина и др., 1991; Конторович и др., 1995а, б; Шурыгин и др., 1995; и др.).

Зональная палиностратиграфическая шкала нижней и средней юры Сибири (геттанг-бат)

В результате уточнения и усовершенствования палиностратиграфической шкалы юры Сибири в интервале от геттанга до бата (включительно) приняты следующие палиностратоны (см. рис. 10, 28).

Палинозона 1 — *Dipterella oblatinoides*, *Alisporites pergrandis*, *Camptotriletes cerebriformis*, *Dipteridaceae*, *Quadraeculina anellaeformis* — выделена по акме трех первых видов-индексов, регулярному присутствию *Dipteridaceae*, *Quadraeculina anellaeformis* Mal., *Cycadopites percarinatus* (Bolch.) Pijna, *Podocarpidites permagna* Bolch., *Sciadopityspollenites* sp. Характерный палинокомплекс к настоящему времени хорошо изучен, а детальная характеристика его опубликована ранее (Ильина, 1985, табл. 14, ПК-I). Палинозона установлена в разрезе нижней юры в низовьях р. Оленек, где представлена пачкой коричневых глин с раннегеттангскими аммонитами *Psiloceras jacuticum* A. Dagis. Выделяется палинозона и в основании юры на западном берегу Анабарской губы предположительно в объеме а-зоны *Psiloceras planorbis* нижнего геттанга. На Восточном Таймыре эта палинозона охватывает слои, относящиеся к b-зоне *Pseudomytiloides sinuosus*. Она широко распространена по Северному обрамлению Сибирской платформы в разрезах морской нижней юры (Ильина, 1985). В континентальных отложениях палинозона прослежена в нижней части укугутской свиты виллюйской синеклизы и в низах чайкинской свиты Ангаро-Виллюйского прогиба. В Канско-Ачинском угленосном бассейне, судя по данным Н.С. Сахановой, к этой палинозоне предположительно относятся самые низы макаровской и переясловской свит (Решения..., 1981; Ильина, 1985). В Западной Сибири низы геттанга достоверно не установлены. Возможно, этой палинозоне соответствует самая верхняя часть ятринской свиты, где обнаружен палинокомплекс с высоким содержанием *Dipteridaceae* (Ровнина, 1972).

Палинозона 2 — *Cycadopites medius*, *Cycadopites* spp., *Stereisporites infragranulatus*, *Polycingulatisporites triangularis*, *Quadraeculina anellaeformis*, *Protopicea cerina* — выделена по акме *Polycingulatisporites triangularis* (Bolch.) Playf.

et Dettm., присутствию *Stereisporites infragranulatus* Schulz вместе с разнообразными *Cycadopites* и характеризуется своеобразным палинокомплексом (Ильина, 1985, табл. 14, ПК-II). Палинозона установлена в низах юры на западном берегу Анабарской губы (низы зимней свиты с геттанг-синемюрскими двустворками), где приблизительно соответствует интервалу b-зон *Meleagrinea subolifex* и *Otapiria limaeformis* (Шурыгин и др., 1966а; Меледина и др., 1997) (см. рис. 32). В низовьях р. Оленек (мыс Тумул) в слоях, относящихся к верхней половине этой палинозоны, найдены синемюрские аммониты *Oxynoticeras* (Возин, Дагис, 1972). Стратиграфический диапазон палинозоны определяется как геттанг (без нижней зоны)–синемюр. Границы ее даны как предположительные. Палинозона распространена в разрезах морской юры северного обрамления Сибирской платформы. В континентальных фациях палинозона наиболее детально изучена в Вилюйской синеклизе. Здесь она охватывает значительную часть укугутской свиты, исключая нижние и верхние слои, и содержит позднеукугутский палинокомплекс. Южнее эта палинозона прослежена в нижнепереезловской подсвите Канского бассейна и в распадской свите Кузбасса. На юго-востоке Западной Сибири она выявлена в нижнемакаровской подсвите Чулымо-Енисейского фациального района, верхняя половина ее представлена в урманской свите в Усть-Тымской и Нюрольской впадинах (Ильина, 1985). В других районах Западной Сибири присутствие соответствующей толщи пока достоверно не доказано.

Слои со спорами и пылью 3 — *Cycadopites* spp., *Uvaesporites argenteaformis*, *Dipterella oblatinoides*, *Paleoconiferus asaccatus* — выделены по регулярному присутствию в палинокомплексе единичных *Uvaesporites argenteaformis* (Bolch.) Schulz, *Neoraistrickia taylorii* Playf. et Dettm, пыльцы *Paleoconiferus asaccatus* Bolch. совместно с *Cycadopites medius* (Bolch.) Pjina, *C. dilucidus* (Bolch.) Pjina и более редкой пыльцы группы *Alisporites pergrandis*–*Dipterella oblatinoides*. Детальная характеристика палинокомплекса слоев опубликована ранее (Ильина, 1985, табл. 14, ПК-III). Палиностратон установлен в верхней части зимней свиты в разрезе нижней юры на западном берегу Анабарской губы, где он приблизительно (без верхов) соответ-

ствует слоям с *Harpax* ex gr. *spinus*, относимым к нижнему плинсбаху. Верхняя часть палиностратона представлена в базальных слоях юры на р. Анабар, которые по комплексам двустворок относятся к низам b-зоны *Harpax laevigatus* в основании верхнего плинсбаха. В этом разрезе вышеописываемых слоев найдены аммониты, характерные для a-зоны *Amaltheus stokesi* (Шурыгин, 1986; Шурыгин и др., 1996а; Меледина и др., 1997). В Вилюйской синеклизе слои 3 обособлены в верхней части укугутской свиты, относимой по комплексу фораминифер к нижнему плинсбаху (Решения..., 1981). Таким образом, слои 3 предположительно отвечают интервалу нижнего и самым низам верхнего плинсбаха. Слои прослежены в разрезах морской юры Приверхоянья и Ангаро-Вилюйского прогиба. Иногда они выделяются и в разрезах юры континентальных фаций, но чаще не отделяются здесь от ниже- или вышележащих палиностратонов. В Канско-Ачинском бассейне слои 3 предположительно присутствуют в нижней половине среднепереезловской и среднемакаровской подсвит, а в Кузбассе они прослеживаются в абашевской свите (Ильина, 1985). В Западной Сибири эти слои не отделяются от нижележащих, но имеют относительно четкую верхнюю границу. Здесь выделяется палиностратон, отвечающий слоям 3 и части палинозоны 2 севера Сибири (Решения..., 1991) (см. рис. 10).

Отметим, что описанная выше последовательность палинокомплексов трех нижних палиностратонов юры отражает медленное развитие раннеюрской флоры Сибири, следовавшее за постепенным похолоданием: достаточный теплый гумидный климат (в начале геттанга) постепенно в течение синемюра и плинсбаха сменялся теплоумеренным.

Палинозона 4 — *Stereisporites* spp., *Uvaesporites argenteaformis*, *Cycadopites dilucidus* — выделена по акме *Uvaesporites argenteaformis*, *Hymenozonotriletes utriger* (Bolch.) Sem., максимуму разнообразия и содержания сфагноидных спор рода *Stereisporites*, появлению *Camptotriletes tenellus* Naum. ex Pjina и присутствию *Chasmatosporites hians* Nils. Детальная характеристика палинокомплекса опубликована ранее (Ильина, 1985, табл. 14, ПК-IV). Палинозона установлена в разрезах верхнего плинсбаха на западном берегу Анабарской губы, на р. Анабар и в Вилюйской синеклизе в слоях, в которых най-

дены аммониты *Amaltheus* и многочисленные верхнеплинсбахские двустворки и фораминиферы (Шурыгин и др., 1996а, б; Меледина и др., 1997). Стратиграфический объем палинозоны здесь достаточно точно зафиксирован в интервале верхней части а-зоны *Amaltheus stokesi* и а-зоны *A. margaritatus* верхнего плинсбаха. В Западной Сибири (п-ов Ямал и север центральной части) аналогичное стратиграфическое положение палинозоны подтверждено находками типичных для верхнего плинсбаха комплексов фораминифер и двустворок в слоях с характерным для нее палинокомплексом (Комиссаренко, 1987; Шурыгин и др., 1998). Палинозона достаточно четко опознается в конкретных разрезах по характерному палинокомплексу и широко прослежена в различных регионах Сибири как в морских, так и в континентальных фациях (Ильина, 1985, 1997б; Глушко, Шейко, 1987; Костеша и др., 1990, 1991; Конторович и др., 1995а, б; и др.). Структура палинокомплекса отражает пришедшийся на момент позднеплинсбахского похолодания расцвет раннеюрской теплоумеренной флоры Сибирской фитогеографической области, развивавшейся в это время в гумидном теплоумеренном климате (Ильина, 1985).

Палинозона 5 — *Tripartina variabilis* — выделена по максимальному развитию в палинокомплексе вида-индекса, почти полному исчезновению *Uvaesporites argenteaformis*, постепенному сокращению разнообразия и количества *Stereisporites*, появлению *Dipteridaceae*, *Marattisporites scabratus* Coup. и некоторых других спор растений-иммигрантов из южной Евро-Синийской фитогеографической области, количество которых постепенно увеличивается в верхней части палинозоны на фоне возросшего содержания *Leiotriletes* и *Cyathidites minor* Coup. Начиная с основания палинозоны появляются и первые диноцисты рода *Nannoceratopsis* (*N. deflandrei* Evitt emend. Iljina). Детальная характеристика палинокомплекса опубликована ранее (Ильина, 1985, табл. 14, ПК-V, VI). Палинозона установлена в разрезах морской нижней юры на западном берегу Анабарской губы, р. Анабар и в Вилуйской синеклизе в верхах плинсбаха и низах тоара и приравняется по объему к а-зонам *Amaltheus viligaensis* и *Tiltoniceras propinquum*. Основание палинозоны совпадает с нижней гра-

ницей слоев с *Tancredia kuznetsovi* (по шкале b-зон) (Шурыгин, 1986, 1987а, б; Князев и др., 1991; Шурыгин и др., 1996а, б), а также с подошвой динозоны *Nannoceratopsis deflandrei* и соответственно с основанием подзоны *N. deflandrei* subsp. *anabarensis* (Ильина и др., 1994). Верхняя граница палинозоны определяется по появлению в палиноспектрах разнообразных спор евро-синийских папоротников и многочисленных диноцист *Nannoceratopsis deflandrei* subsp. *senex* (Van Helden) Iljina. В разрезах нижней юры Вилуйской синеклизы и Северо-Востока России с этого же уровня фиксируются находки аммонитов *Eleganticeras* в подошве а-зоны *Harposeras falciferum* (Князев и др., 1991). В большинстве разрезов в палинозоне хорошо обособляются слои со спорами и пылью 5а и 5б.

Слои 5а — *Osmundacidites*, *Cycadopites dilucidus*, *Stereisporites*, *Quadraeculina limbata* — приурочены к нижней половине палинозоны. Они характеризуются палинокомплексом, в котором на фоне *Tripartina variabilis* Mal., *Cyathidites minor* Coup., *Leiotriletes* продолжают встречаться (но в меньшем количестве) *Stereisporites*, *Cycadopites*, *Disaccites*, присутствуют *Dipteridaceae*, *Marattisporites scabratus*. Слои 5а отвечают верхней части плинсбаха и предположительно выделены в объеме а-зоны *Amaltheus viligaensis* и сопоставляемых с нею слоев с *Tancredia kuznetsovi* (Шурыгин, 1987а, б; Князев и др., 1991; Шурыгин и др., 1996а).

Слои 5б — *Cyathidites minor*, *Obtusisporites junctus*, *Dipteridaceae*, *Marattisporites scabratus* — соответствуют верхней части палинозоны. В характерном палинокомплексе вместе с *Tripartina variabilis* более часто встречаются *Dipteridaceae* и *Marattisporites scabratus*, редкие *Contignisporites problematicus* (Coup.) Doring. и другие споры папоротников-иммигрантов из Евро-Синийской области. Верхи слоев зафиксированы в маломощном прослое в основании китербютского горизонта на р. Анабар и на западном берегу Анабарской губы (Ильина и др., 1994; Поспелова, 1995). Очевидно, эти слои присутствуют и в самых низах сунтарской свиты Вилуйской синеклизы. Внутри палинозоны в конкретных разрезах возможны стратиграфические перерывы небольшого масштаба, не фиксируемые по данным палинологии.

Палинозона *Tripartina variabilis* хорошо опознается в разрезах нижней юры различ-

ных регионов Сибири как в морских, так и в континентальных фациях (Ильина, 1985, 1997б). Она широко прослежена (чаще без разделения на слои) в континентальных толщах угленосных бассейнов юга Сибири. В Канско-Ачинском бассейне этот палиностратон зафиксирован в верхнеперемысловской и в верхнемакаровской подсветах (Решения..., 1981; Ильина, 1985б). В Кузбассе палинозона (без разделения на слои) установлена в верхнеосиновской подсвете, изученной как в естественных выходах на р. Томь, так и по Чусовитинскому и другим профилям буровых скважин в Центральной мульде и в Доронинской впадине (Ильина, 1976, 1985 и др.; Костеша и др., 1991; Костеша, Кабанова, 1998). Палинозона широко распространена в Западной Сибири. В ряде разрезов, как в морских, так и в континентальных фациях, палинозона представлена в неполном объеме. Палинокомплекс, характерный для этой палинозоны, отражает преобразования флоры Сибири во время начальной стадии потепления климата в конце плинсбаха и в начале тоара.

Палинозона 6 — *Cyathidites* spp., *Dipteridaceae*, *Marattisporites scabratus*, *Klukisporites variegatus*, *Classopollis* — выделена по характерному палинокомплексу, в котором на фоне сибирских форм максимально разнообразие и содержание спор и пыльцы евро-синийских растений, мигрировавших в Сибирь в момент раннетоарского климатического оптимума. Детальная характеристика палинокомплекса опубликована ранее (Ильина, 1985, табл. 14, ПК-VII). Палинозона установлена в нижнеюрских слоях морского генезиса, в которых найдены нижнетоарские аммониты, двустворки, фораминиферы, в Вилюйской синеклизе, в китербютском горизонте на р. Анабар, на западном и восточном берегах Анабарской губы, на Восточном Таймыре и в других регионах севера Сибири (Ильина, 1969, 1973, 1985, 1997б; и др.). Стратиграфический объем палинозоны, который приравнивается к объему а-зоны *Nagroceras falciferum* и нижней половины а-зоны *Dactylioceras commune*, совпадает с таковым подзоны *Nannoceratopsis deflandrei* subsp. *senex*, выделенной по диноцистам (Ильина и др., 1994). Стратиграфическое положение нижней границы последней, так же как и палинозоны 6, определено по находкам в подошве аммонитов *Eleganticeras*

из а-зоны *Nagroceras falciferum* в бассейне р. Левый Кедон (руч. Астрономический) и в сунтарской свите Вилюйской синеклизы (Князев и др., 1991; Ильина и др., 1994). Верхняя граница палинозоны проходит внутри а-зоны *Dactylioceras commune* и определена по существенному сокращению представительства евро-синийских видов спор и пыльцы в палинокомплексе вышележащих слоев. Палинозона приурочена к нижнесунтарским слоям в Вилюйской синеклизе, к китербютскому горизонту (исключая самые его низы) Лено-Анабарского, Таймырского фациальных районов севера Сибири, к тогурской свите (без самых нижних слоев) Западной Сибири (см. рис. 28). На юго-востоке Западной Сибири и в угленосных бассейнах юга Сибири эта палинозона установлена в зеленоцветных песчано-алевритовых породах иланской свиты, в нижней части терсюкской свиты Кузбасса и в иданских песчаниках Иркутского бассейна (Ильина, 1976, 1985; Ровнина и др., 1985; Костеша и др., 1990, 1991; Костеша, Кабанова, 1998). Палинозона 6, четко прослеживаемая как в морских, так и в континентальных толщах нижнего тоара различных регионов Сибири, является межрегиональным репером (см. рис. 5), отражающим раннетоарский климатический оптимум и используемым при широких межрегиональных корреляциях нижней юры на территории Сибирской и ряда регионов Евро-Синийской фитогеографических областей.

Палинозона 7 — *Piceapollenites variabiliformis*, *Cyathidites minor*, *Osmundacidites* spp., *Dipteridaceae*, *Marattisporites scabratus*, перекрывающая межрегиональный репер нижнего тоара, выделена по существенному обеднению палинокомплекса в связи с постепенным исчезновением спор и пыльцы евро-синийских видов растений (*Klukisporites variegatus* Coup., *Contignisporites problematicus*, *Classopollis* и др.) при увеличении содержания *Cyathidites minor*, *Stereisporites*, *Osmundacidites*, *Piceapollenites variabiliformis* (Mal.) Petr. Детальная характеристика ее палинокомплекса опубликована ранее (Ильина, 1985, табл. 14, ПК-VIII). Палинозона установлена в верхней части нижнего тоара (а-зоны *Dactylioceras commune*, *Zugodactylites braunianus*) и верхнем тоаре в хорошо расчлененных по многочисленным находкам аммонитов, двустворок, белемнитов,

фораминифер разрезах морской нижней юры на побережье Анабарской губы, в Вилюйской синеклизе, в Приверхожанском прогибе, на Восточном Таймыре и в других районах севера Сибири. Исходя из этого, стратиграфический объем палинозоны определен достаточно точно в интервале, соответствующем верхней части а-зоны *Dactyloceras commune* — верхнему тоару. В связи с пересмотром стратиграфического положения слоев с *Pseudolioceras alienum*, которые ранее относились к аалену (Решения..., 1981), а сейчас считаются верхнетоарскими (Князев и др., 1991), в палинозону 7 включены также слои, определявшиеся ранее как слои 8а нижнего аалена (Ильина, 1985). По особенностям структуры характерного палинокомплекса, в котором количественная представимость отдельных таксонов изменяется вверх по разрезу, в большинстве случаев (но не всегда) внутри палинозоны удается обособить слои со спорами и пылью 7а и 7б (Ильина, 1997б).

Слои 7а — *Cycadopytes dilucidus*, *Stereisporites*, *Dictyophyllidites* spp., *Contignisporites problematicus* — характеризуются палинокомплексом, в котором еще присутствуют редкие *Contignisporites problematicus* и регулярно встречаются *Dipteridaceae* и *Marattisporites scabratus* на фоне *Piceapollenites variabiliformis*, *Cyathidites*, *Osmundacidites* и других сибирских форм. Слои 7а отвечают верхней части нижнего тоара и совпадают по объему с динозоной *Nannoceratopsis gracilis* (Ильина, 1997б).

Слои 7б — *Piceapollenites* spp., *Stereisporites* spp., *Quadraeculina limbata*, *Dictyophyllidites* spp., *Marattisporites scabratus* — определяются присутствием единичных *Dipteridaceae* и *Marattisporites scabratus* в характерном комплексе, основное ядро которого составляют *Cyathidites* spp., *Stereisporites* spp., *Osmundacidites jurassicus* (К.-М.) Kuzitsch., *Lycopodiumsporites* spp., *Piceapollenites variabiliformis*, *Ginkgocycadophytus* и *Quadraeculina limbata* Mal. Слои установлены в пределах верхнего тоара и отвечают по объему динозоне *Phallocysta eumekes-Susadinium scrofoides* (Ильина и др., 1994).

Палинозона 7 широко прослежена в морских отложениях Усть-Енисейского прогиба, в Вилюйской синеклизе и в бассейне р. Лены. В континентальных толщах она

(чаще без деления на слои и с предполагаемыми границами) опознается в разрезах юры различных регионов Сибири. В ряде разрезов нижней юры в Канско-Ачинском бассейне, Кузбассе и, по-видимому, на территории Западной Сибири палинозона фиксируется в неполном объеме, что, видимо, является результатом размыва отложений в конце тоара — начале аалена. Палинокомплекс описываемого биостратона отражает изменения структуры флоры в момент ее перестройки в связи с начавшимся во второй половине тоара в Сибири постепенным похолоданием климата.

Палинозона 8 — *Cyathidites minor*, *Osmundacidites jurassicus*, *Piceapollenites variabiliformis*, *Stereisporites* spp., *Sciadopityspollenites multiverrucosus* — выделена по характерному палинокомплексу, существенно обедненному систематическим составом спор папоротникообразных и пыльцы голосеменных в результате исчезновения пыльцы древних хвойных группы *Dipterella oblatinoides-Alisporites pergrandis* и спор европейских видов растений. В палинокомплексе доминируют *Cyathidites minor* Courp., *Cyathidites* spp., часто встречаются *Osmundacidites jurassicus* (К.-М.) Kuzitsch., *Ginkgocycadophytus*, *Piceapollenites variabiliformis* (Mal.) Petr., реже *Stereisporites* spp., *Lycopodiumsporites* spp., *Tripartina variabilis* Mal., *Obtusisporis junctus* (К.-М.) Pockock, *Aletes striatus* Sach. et Iljina, *Sciadopityspollenites multiverrucosus* (Sach. et Iljina) Iljina, а также *Neoraistrickia rotundiformis* (К.-М.) Taras (в палиноспектрах из верхней части). Палинозона установлена в разрезах морской средней юры (на западном берегу Анабарской губы, на реках Моторчуна, Келимьяр и Восточном Таймыре) в слоях с ааленскими аммонитами, двустворками и фораминиферами. Нижняя граница палинозоны соответствует верхней границе динозоны *Phallocysta eumekes-Susadinium scrofoides*, которая, в свою очередь, приближенно совмещается с границей тоара и аалена. Это дает основание определять интервал палинозоны 8 приблизительно в объеме аалена. Учитывая большое сходство палинокомплексов самых верхних слоев верхнего тоара и низов аалена и трудность их разделения, не исключено, что нижняя граница палинозоны 8 может проходить в самых низах нижнего аалена, соответствуя

границе надояхского и лайдинского горизонтов (см. рис. 5, 10). Палинозона широко прослеживается в разрезах морской нижней юры на севере Сибири. В континентальных толщах она предположительно в объеме аалена выделена в Кузбассе, Канско-Ачинском и Иркутском угленосных бассейнах (Ильина, 1985). В Западной Сибири палинозоне соответствуют слои со спорами и пыльцой VIII, показанные в региональной стратиграфической схеме юры этого региона, как выделенные условно в пределах аалена, но широко прослеживаемые в разных районах (Решения..., 1991). Палинокомплекс палинозоны 8, распространенной только в Сибирской фитогеографической области, отражает перестройку флоры Сибири в течение ааленского климатического пессима.

Палинозона 9 — *Neoraistrickia rotundiformis*, *Lycopodiumsporites intortivallus*, *Dicksonia densa*, *Pinus divulgata* — выделена по акме *Neoraistrickia rotundiformis*, появлению и акме *Lycopodiumsporites intortivallus* (Sach. et Iljina) Iljina, *Dicksonia densa* Bolch., появлению *Pinus divulgata* Bolch. Детальная характеристика ее палинокомплекса опубликована ранее (Ильина 1985, табл. 14, ПК XI–XIV). Палинозона установлена в байосе в разрезах морской средней юры на р. Анабар, на западном и восточном побережье Анабарской губы, хорошо расчлененной по аммонитам, многочисленным белемнитам, двустворкам и комплексам микрофауны. Стратиграфический интервал палинозоны 9 в последнее время расширен за счет включения в него слоев, относимых к палиностратону, определяемому ранее как палинозона 10 (Ильина, 1985). Последняя приравнивалась ранее по объему к а-зонам *Boreiocephalites borealis* и *Cranoccephalites vulgaris*, помещенным теперь в верхний байос (Меледина и др., 1991). Основанием для увеличения объема палинозоны послужило присутствие в слоях, выделяемых ранее как самостоятельные палиностратоны, общих характерных видов *Neoraistrickia rotundiformis*, *Pinus divulgata* и др. В настоящее время палинозона 9 приравнивается только к байосу, стратиграфический объем которого в сибирских разрезах рассматривается в современной интерпретации (Меледина, 1994; Меледина и др., 1997) (см. рис. 5, 10, 28). По особенностям изменения структуры палинокомплекса вверх по разрезу и появлению некоторых видов в

пределах палинозоны 9 в большинстве разрезов выделяются слои со спорами и пыльцой 9а, 9б и 9в.

Слой 9а — *Cyathidites minor*, *C. coniopteroides*, *Osmundacidites*, *Lycopodiumsporites* spp., *Leiotriletes adiantiformis* — выделены по появлению в палинокомплексе спор последнего вида-индекса и регулярному присутствию *Neoraistrickia rotundiformis*. Характерный палинокомплекс этих слоев еще близок по общему составу к комплексу верхней части палинозоны 8 (Ильина, 1985, табл. 14, ПК-XI). Слои приурочены к низам байоса и приблизительно отвечают по объему а-зоне *Pseudolioceras* (*Tugurites*) *fastigatum*, поскольку совместно с типичным палинокомплексом на западном берегу Анабарской губы обнаружены аммониты этой а-зоны.

Слой 9б — *Cyathidites australis*, *Microlepidites crassirimosus*, *Hemitelia parva*, *Neoraistrickia truncata*, *Neoraistrickia* spp., *Podocarpidites rousei*, *Monolites couperi* — выделены по появлению в палинокомплексах *Microlepidites crassirimosus* Timosch., *Hemitelia parva* (Dör.) Timosch., *Cyathidites australis* Coup., распространенных в байосе Мангышлака, а также по присутствию *Podocarpidites rousei* Росоок и *Monolites couperi* Tralau. Они установлены в разрезе юры на левом берегу р. Анабар, где приблизительно отвечают по объему а-зоне *Arkelloceras tozeri* нижнего байоса или b-зоне *Retroceraucus lucifer* (Шурыгин и др., 1995; Захаров и др., 1997).

Слой 9в — *Neoraistrickia* spp., *Lycopodiumsporites* spp., *Osmundacidites* spp., *Stereisporites*, *Cyathidites minor*, *Alisporites bisaccus* — выделены по акме группы видов *Neoraistrickia* и почти полному исчезновению из комплекса спор среднеазиатских видов растений. Стратиграфический диапазон слоев охватывает верхи нижнего байоса и весь верхний байос. Стратиграфическое положение нижней части слоев контролируется находками в этом интервале на р. Анабар специфических для верхов нижнего байоса комплексов двустворок и белемнитов *Parategateuthis parabajosicus*. Позднебайосский возраст верхней части слоев определен по находкам в этом интервале разрезов на западном берегу Анабарской губы и на п-ове Юрюнг-Тумус аммонитов *Boreiocephalites borealis* и *Cranoccephalites vulgaris*, а также

подтверждается комплексами двустворок и микрофауны.

Палинозона 9 прослежена во многих разрезах морской средней юры на севере Сибири. В континентальных толщах средней юры Канско-Ачинского угленосного бассейна и разных регионов Западной Сибири она (чаще без деления на слои) уверенно опознается по характерному палинокомплексу, для которого свойственно большое таксономическое разнообразие и преобладание спор папоротникообразных (Ильина, 1985; Ровнина и др., 1985; Костеша и др., 1991; Шурыгин и др., 1995; и др.). В Западной Сибири этой палинозоне соответствуют выделяющиеся здесь одноименные слои со спорами и пыльцой с аналогичным палинокомплексом, объем которых условно приравнивается к байосу (Решения..., 1991). Палинозона 9 охватывает слои, сформировавшиеся в период развития сибирской среднеюрской флоры, приходящийся на момент максимальной гумидизации климата в байосский век. К этому времени приурочен расцвет среднеюрской флоры папоротникообразных. Палинокомплексы слоев 9а, 9б и 9в отражают разные этапы изменения климата Сибири: от умеренно теплого в самом начале байоса к теплому и сильно гумидному в зональный момент *Arkelloceras tozeri* с последующим постепенным похолоданием, максимум которого приходился на поздний байос (время *Boreiocephalites borealis*).

Палинозона 10 — *Lophotriletes torosus*, *Gleicheniidites*, *Quadraeculina limbata*, *Sciadopityspollenites macroverrucosus* — выделена по появлению и акме *Lophotriletes (Eboracia) torosus* Sach. et Iljina, регулярно присутствию *Gleicheniidites* sp., *Sciadopityspollenites macroverrucosus* (Thier.) Iljina, редких *Classopollis* и появлению в палинокомплексах верхней ее половины спор *Perotrilites zonatoides* Schuz., *Leiotriletes pallescens* Bolch. Детальная характеристика палинокомплекса опубликована ранее (Ильина, 1985, табл. 14, ПК-XV, XVI). В описываемой шкале палиностратона палинозона 10 объемлет интервалы средней юры, в которых ранее обособлялись палиностратона, определяемые как палинозоны 11 и 12 (Ильина, 1985). Основанием к объединению этих палиностратонов послужило присутствие в палинокомплексах всех описываемых интервалов характерного вида-индекса *Lophotri-*

letes torosus и ряда других общих видов: *Quadraeculina limbata*, *Sciadopityspollenites macroverrucosus* и др. В связи с изложенным, палиностратона теперь принимаются в качестве обособленных слоев со спорами и пыльцой, но в составе единой палинозоны. Стратиграфический объем палинозоны определен в рамках (границах) батского яруса, рассматриваемого по уточненной аммонитовой шкале средней юры севера Сибири (Меледина, 1994). Стратиграфическое положение границ палинозоны контролируется находками в соответствующих слоях (в низовьях Лены и на западном берегу Анабарской губы) батских аммонитов *Arctoccephalites*, *Arcticoceras* и *Cadoceras barnstoni* (Меледина и др., 1991; Меледина, 1994). В большинстве разрезов палинозона хорошо расчленяется на слои со спорами и пыльцой 10а и 10б.

Слой 10а — *Cyathidites* spp., *Piceapollenites* spp., *Gleicheniidites*, *Quadraeculina limbata*, *Sciadopityspollenites macroverrucosus*, *Marattisporites scabratus*, *Classopollis* — установлены по появлению зонального вида-индекса *Lophotriletes torosus*, *Trachysporites* sp., присутствию редких *Marattisporites scabratus*, *Vitreisporites pallidus* (Reiss.) Nils. и *Classopollis*. Слои 10а определены в объеме а-зон *Arctoccephalites arcticus* и *A. greenlandicus* нижнего бата и предположительно *Arcticoceras harlandi* среднего бата (Меледина, 1994; Захаров и др., 1997). Положение верхней границы слоев принято условно, не исключено, что ее нужно помещать на шкале общих стратиграфических подразделений несколько выше.

Слой 10б — *Perotrilites zonatoides*, *Leiotriletes pallescens*, *Osmundacidites* spp., *Perinopollenites elatoides* — установлены по появлению в палинокомплексах *Perotrilites zonatoides*, *Uvaesporites cerebralis* Tralau, *Densoisporites velatus* Weyl. et Krieg., *Leiotriletes pallescens*. По объему они предположительно приравниваются к интервалу а-зон *Arcticoceras ishmae*–*Cadoceras barnstoni* батского яруса. Верхняя граница слоев 10б и, соответственно, палинозоны 10 совмещается с кровлей а-зоны *Cadoceras barnstoni*, в пределах которой в низовьях р. Лены установлен обедненный палинокомплекс с *Perotrilites zonatoides* (Меледина и др., 1991). Судя по данным, полученным при палинологическом анализе образцов, отобранных из разрезов хорошо охарактеризованных аммонитами при-

граничных слоев бата и келловея, на севере Сибири именно к этой границе приурочены как смена комплексов палинозон 10 и 11, так и появление (в низах келловея, а-зона *Cadoceras falsum* на западном берегу Анабарской губы) цист динофлагеллат, характерных для комплекса динозоны *Crussolia dalei*–*Paragonyaulacysta retifragmata*. Присутствие палинозоны 10 установлено как в морских, так и в континентальных отложениях Сибири. Она широко прослежена (чаще без разделения на слои) в бате большинства фациальных районов Сибири. В Западной Сибири выделяются слои со спорами и пылью *Cyathidites* spp., *Sciadopityspollenites affluens*, *Lophotriletes torosus*, *Gleicheniidites* sp., *Classopollis*, которые соответствуют описываемой палинозоне и в региональной стратиграфической схеме юры этого региона условно приравниваются к бату (Решения..., 1991).

В результате начавшейся с бата на территории Сибири широтной и межпровинциальной дифференциации флоры палинокомплексы палинозоны 10, сохраняя определяющие общие признаки, имеют свои особенности в разных фациальных районах.

Распространение палиностратонов в нижней и средней юре (геттанг-бат) Западно-Сибирского нефтегазового бассейна

Анализ истории развития юрской флоры Сибири, нашедшей отражение в геологической последовательности палинокомплексов, позволил обосновать возможность использования палиностратиграфической шкалы нижней и средней юры севера Сибири в качестве биостратиграфического стандарта для расчленения и корреляции разновозрастных отложений более южных нефтегазовых и угленосных бассейнов исследуемого региона (Ильина, 1978а, 1985, 1997б). В течение ранней и средней юры (от геттанга до бата) вся территория Сибири входила в Сибирскую фитогеографическую область с единой, характерной для всех ее районов тенденцией развития флоры. Широтная дифференциация флор Сибири в это время была выражена слабо, в результате чего состав ранне-среднеюрской флоры был в целом однотипным на всей территории региона (Вахрамеев и др., 1970; Вахрамеев, 1988; и др.). Эти общие представления о ранне-средне-

юрской истории развития флоры Сибири подкрепляются данными проведенных в разных районах этого региона и смежных территорий палинологических исследований, в результате которых в нижней и средней юре Сибирской фитогеографической области повсеместно установлена одинаковая последовательность палинокомплексов (Войцель и др., 1966; Ильина, 1969, 1970, 1985, 1997б; Ровнина и др., 1976, 1985; Маркова и др., 1979, 1985; Глушко, Шейко, 1987; Пуртова, Игнатова, 1987; Шейко, Шатова, 1987; Костеша и др., 1990, 1991; Касаткина, 1991; Кабанова, Костеша, 1997; Ровнина, 1997; Костеша, Кабанова, 1998; и др.). Таким образом, шкала палиностратонов нижней и средней (без келловея) юры, разработанная на разрезах севера Сибири, в которых представлены морские фации, может быть использована как эталон для выделения региональных палиностратонов в нижне-среднеюрских толщах Западно-Сибирского нефтегазового бассейна и определения их стратиграфического объема (см. рис. 10). Однако в таком обширном, со сложным геологическим строением регионе решение этой задачи возможно только при комплексном палеонтолого-стратиграфическом и литолого-геохимическом изучении опорных разрезов с учетом особенностей геологического строения, фациальной изменчивости и своеобразия формирования юрских толщ в разных фациальных районах. Подобные комплексные исследования юрских отложений Западной Сибири проводятся в последнее время в Институте геологии нефти и газа СО РАН. Первые результаты, полученные при изучении нижней и средней юры Талинского месторождения и Нюрольской впадины, уже опубликованы в серии статей (Конторович и др., 1995а, б; Шурыгин и др., 1995, 1996б; Ильина, 1997б; Меледина и др., 1997). Доказано, что общий состав палинокомплексов, характерных для определенных палиностратонов, может варьировать в различных фациальных районах, но определяющие опознавание палинозон и оценку их стратиграфического объема основные ассоциации в палинокомплексах остаются стабильными на всей площади, изменяясь только во времени. Естественно, что при расчленении континентальных толщ границы палиностратонов более условны, чем в разрезах морской юры севера Сибири соответственно, и менее точна их привязка к общей гео-

логической шкале. На закрытых территориях Западной Сибири определение положения границ палиностратонов в конкретных разрезах осложняется еще и в связи с фрагментарностью отбора керна. Тем не менее в результате комплексных палинологических исследований опорных (относительно хорошо представленных керном) разрезов нижней и средней юры в центральных, юго-восточных и северо-восточных районах Западной Сибири (скважины Талинская-2797, Тугровская-4, Пономаревская-2, Салатская-1, Пешковская-13, Дедовская-2, Вездеходная-4, Западно-Новогодняя-210, Стахановская-910, Уренгойская-673, Верхне-Толькинская-5 и др.), а также обобщения и ревизии опубликованных материалов по многим скважинам удалось обособить, увязав их с палиностратиграфической шкалой Сибири, следующие палиностратоны, рассматриваемые нами в качестве региональных стратиграфических подразделений Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна.

Слои со спорами и пылью 2–3 — *Disaccites*, *Cycadopites medius*, *Cycadopites* spp., *Dipterella oblatinoides*, *Paleoconiferus asaccatus* — приближенно отвечают нерасчлененной палинозоне 2 (возможно, только верхней ее половине) и слоям 3 палиностратиграфической шкалы нижней и средней юры Сибири. Стратиграфический объем слоев, границы которых проводятся условно, определяется в интервале геттанг–синемюр–нижний плинсбах. Верхняя граница палиностратона проходит близ границы зимнего и левинского горизонтов в самых низах верхнего плинсбаха (аналогично слоям 3 на севере Восточной Сибири). Слои 2–3 установлены в низах юры (в нижней и низах средней подсвиты урманской свиты), вскрытой скважинами в наиболее глубоких депрессиях Усть-Тымского и Нюрольского фациальных районов. Наиболее детально изучены палинокомплексы, стратиграфическое положение которых определяется в интервале синемюр–нижний плинсбах, из низов средней (аргиллитовой) подсвиты урманской свиты по разрезам скважин Пономаревской-2 (инт. 3086–3100 м), Толпаровской-1, Урманской-4 и др. (Глушко, Шейко, 1987; Костеша и др., 1990; Касаткина, 1991; Конторович и др., 1995б; Ильина, 1997б; Кабанова, Костеша, 1997). На севере центральной части Западной Сибири слои 2–3 обнаружены в береговой свите в самых низах юры по скважинам Южно-Часель-

ской-15 (3854 м) и Стахановской-910 (инт. 4295–4283 м) (рис. 35). Основу палинокомплекса здесь составляют *Disaccites*, *Cycadopites* spp., относительно редкие *Dipterella oblatinoides* Mal., *Alisporites pergrandis* (Bolch.) Iljina, *A. cf. robustus* Nils., *Paleoconiferus asaccatus* Bolch., *Protoconiferus funarius* (Naum.) Bolch., *Ginkgocycadophytus* и *Chasmatosporites* sp. и споры *Osmundacidites* spp., редкие *Lycopodiumsporites* sp., *Stereisporites psilatus* (Ross) Pflug, единичные Dipteridaceae и мелкие формы *Duplexisporites*, а также переотложенные палеозойские споры. Последние указывают на близость к зоне размыва и контакта с палеозоем. Можно предположить, что к этим же слоям должны быть отнесены отложения, вскрытые скв. Семьинской-24-у (152 м) в разрезе охтлянской свиты Сосьвинского района (Глушко, 1989). Возможно, к этому же стратиграфическому интервалу нижней юры относятся слои, из которых Л.В. Ровнина (1997) определила специфический палинокомплекс (ПК *Bennettitales–Dictyophyllum–Dipterella oblatinoides*) в разрезе скв. Радомской-138. Предполагается присутствие верхней части палиностратона и в разрезе плинсбаха, вскрытом скв. Балахнинской-1 (инт. 2792–2800 м) в Хатангской впадине.

Палинозона 4 полностью по объему отвечает одноименной палинозоне, установленной в морских отложениях юры севера Сибири в интервале а-зон *Amaltheus stokesi* (без низов) и *A. margaritatus* верхнего плинсбаха (Ильина, 1985, 1997б). Палинозона детально изучена по разрезам скважин Западно-Новогодней-210 (инт. 3910–3944 м) (рис. 36), Южно-Часельской-15, где она хорошо обособляется в глинистых породах ягельной свиты и присутствует (по данным А.Ф. Фрадкиной) в той же свите в разрезе, вскрытом скв. Сугмутской-423 (инт. 3876–3868 м). Этот палиностратон в морских фациях представлен в левинской свите (скв. Балахнинская-1, инт. 2182–2201 м). Очевидно, ему же соответствуют верхнеплинсбахские отложения, изученные С.И. Пуртовой (Пуртова, Игнатова, 1987) на Северо-Варьганской площади. На юго-востоке Западной Сибири палинозона 4 широко прослежена в Нюрольском, Усть-Тымском, Ажарминском и в других фациальных районах, где она обычно приурочена к наиболее аргиллитовой части среднеурманской подсвиты, но иногда включает

и базальные слои верхнеурманской подсвиты (пласт Ю₁₆). Характерный палинокомплекс ее детально изучен по керну из разрезов скважин Приколтогорской-2, Северо-Фестивальной-2, Сенькинской-37, Салатской-1, Пономаревской-2, Вездеходной-4 и др. (Костеша и др., 1990, 1991; Конторович и др., 1995б; Ильина, 1997б; Кабанова, Костеша, 1997; и др.). Западнее этот палиностратон выделен в шеркалинской свите (ЮК₁₁) на Талинском месторождении (Конторович и др., 1994а, 1995а). В морских отложениях, содержащих верхнеплинсбахские комплексы фораминифер, характерный палинокомплекс установлен также в разрезе скв. Новопортовской-91-Р на п-ове Ямал (Глушко, Шейко, 1987).

Палинозона 5 соответствует одноименному палиностратону, установленному в верхах плинсбаха (слои 5а) — низах тоара (слои 5б) в разрезах морской юры севера Сибири. В официально принятой региональной стратиграфической схеме нижней юры Западной Сибири показаны одноименные этой палинозоне слои со спорами и пыльцой, рассматриваемые в качестве регионального стратиграфического подразделения для аналогичного интервала (Решения..., 1991). На севере центральной части Западно-Сибирской плиты палинозона выявлена в черничной свите (скв. Западно-Новогодняя-210, инт. 3830–3857 м). Судя по составу палинокомплекса (см. рис. 36), здесь вскрыта нижняя часть (слои 5а) палинозоны. В разрезе, вскрытом скв. Верхне-Толькинской-5, палинозона, охватывая верхи черничной и самые низы тогурской свит, присутствует, вероятно, в полном объеме, но на слои не расчленена. Предположительно нижняя верхнеплинсбахская часть палинозоны (слои 5а) есть в скважинах Южно-Часельской-15 (глубина 3730 м) и Уренгойской-673 (глубина 4794,5 м). Верхние слои (5б) установлены в основании тогурской свиты в разрезе, вскрытом скв. Западно-Перевальной-11а (инт. 3715–3727 м) (Касаткина, 1991). Палинозона *Tripartina variabilis* отвечает, по видимому, отложениям, вскрытые Северо-Варьеганскими скв. 10-П (инт. 3429–3438 м), 1-П (инт. 3363–3372 м) и 2-П (инт. 3353–3363 м) (Шуртова, 1989). В юго-восточной части Западной Сибири палинозона 5 (чаще без разделения на слои) широко прослежена в Нюрольском фациальном районе (Костеша и др., 1990, 1991; Кабанова, Костеша, 1997). В пол-

ном объеме с расчленением на слои 5а и 5б она установлена в разрезе скв. Пономаревской-2 в верхах урманской свиты (инт. 3070–3074 м) и в темных аргиллитах низов тогурской свиты (на глубине 3068 м) (Конторович и др., 1995б). В Ажарминском фациальном районе верхняя и нижняя части палинозоны выделены в разрезе, вскрытом скв. Вездеходной-4. На юге Западной Сибири в Доронинской впадине Кузбасса эта палинозона приурочена к верхнеосиновской подсвите (Костеша и др., 1991; Костеша, Кабанова, 1998). Верхние слои палинозоны присутствуют также в разрезе скв. Дедовской-2 (глубина 3031,5 м). Установлено, что в некоторых разрезах палинозона представлена лишь частично в сокращенном стратиграфическом объеме, что обусловлено, очевидно, размытиями в верхах плинсбаха и низах тоара. В западных районах Западной Сибири палинозона прослежена в разрезах Талинских скважин 2797 и 1900. В первом из них удалось установить только нижние слои (5а) в кровле пласта ЮК шеркалинской свиты. Во втором разрезе на глубине 2622 м в основании китербютского горизонта обнаружен палинокомплекс, типичный для верхов палинозоны (слои 5б) (Конторович др., 1995а).

Сравнительный анализ палинокомплексов, характерных для палинозоны 5 в разных фациальных районах Западной Сибири, показал, что основные черты, определяющие объем и стратиграфическое положение палиностратона, стабильны: во всех палиноспектрах отмечено увеличение содержания группы спор *Cyathidites–Leiotriletes–Tripartina variabilis*, появление и затем регулярное присутствие спор растений-иммигрантов из Евро-Синийской фитогеографической области. Последнее отражает преобразования флоры в связи с начавшимся в конце плинсбаха и усилившимся в раннем тоаре потеплением климата на территории Сибири (Ильина, 1985, 1997б). Количество отдельных компонентов в палиноспектрах, в том числе и евро-синийских видов растений-иммигрантов, может варьировать в разных районах. Например, в Среднем Приобье в разрезах скважин Локозовской-31 и Усть-Балыкской-1200, согласно Л.В. Ровниной (1994), в отложениях, отвечающих данной палинозоне, наблюдается повышенное содержание спор *Marattisporites scabratus*.

Таксоны	Лабораторный номер образца, место и глубина взятия				
	5419, 1,2 м от кровли, 4284,2 м	5420, 1,3 м от кровли, 4284,3 м	8080, 5,5 м от подошвы, 4289,5 м	5421, 3,3 м от кровли, 4286,3 м	8078, 0,5 м от подошвы, 4294,5 м
<i>Lycopodiumsporites subrotundus</i> (К.-М.) Vinogr.	—	—	1,0 %	—	—
<i>Lycopodiumsporites</i> cf. <i>subrotundus</i> (К.-М.) Vinogr.	1	—	—	—	—
<i>Osmundacidites</i> spp.	10	1	9,0 %	13	1
<i>Osmundacidites</i> (?) spp.	9	13	—	1	—
<i>Stereisporites compactus</i> (Bolch.) Iljina	—	—	1,0 %	—	—
<i>Stereisporites</i> spp.	1	—	—	—	—
<i>Stereisporites</i> (?) spp.	—	—	—	2	—
<i>Leiotriletes</i> spp.	3	1	—	1	1
<i>Periplecotriletes</i> spp.	1	—	1,0 %	—	—
<i>Lophotriletes</i> spp.	—	—	—	4	—
<i>Acanthotriletes</i> spp.	—	1	1,0 %	—	—
Итого спор папоротникообразных	25 экз.	16 экз.	13 %	21 экз.	2 экз.
<i>Cycadopites</i> spp.	—	—	16,0 %	1	—
<i>Cycadopites</i> cf. <i>orbicularis</i> (Sach. et Iljina) Iljina	—	—	—	1	—
<i>Ginkgocycadophytus</i>	3	—	—	—	—
<i>Ginkgocycadophytus</i> (?)	—	6	—	5	—
<i>Podocarpidites</i> spp.	1	—	1,0 %	—	—
<i>Coniferales</i> ind. (деформированные)	3	—	18,0 %	—	3
<i>Coniferales</i> ind. (с четкой дифференциацией элементов)	—	—	5,0 %	—	—
<i>Coniferales</i> древнего облика (крупные)	4	1	—	—	—
<i>Coniferales</i> древнего облика (среднего размера)	—	—	21,0 %	—	2
<i>Dipterella oblatinoides</i> Mal.	1	—	3,0 %	—	—
<i>Coniferales</i> (cf. <i>Pseudopinus</i>)	3	—	6,0 %	1	—
<i>Coniferales</i> (cf. <i>Piceites</i>)	—	2	—	—	—
<i>Coniferales</i> (cf. <i>Piceapollenites</i>)	3	—	7,0 %	1	1
<i>Coniferales</i> (cf. <i>Pinuspollenites</i>)	4	1	9,0 %	1	—
Итого пыльцы голосеменных	22 экз.	10 экз.	87 %	10 экз.	6 экз.
Всего микрофитофоссилий	51 экз.	45 экз.	169 экз.	55 экз.	8 экз.
Из них неопределенные формы (споры, пресноводные образования?)	4 экз.	19 экз.	69 экз.	24 экз.	—

Таблица составлена А. Ф. Фрадковой; процентное содержание компонентов подсчитывалось при наличии не менее 100 экземпляров микрофитофоссилий

Рис. 35. Общий состав палиноспектров из нижнеюрских отложений, вскрытых скв. Стахановской-910 в интервале 4295,0–4283,0 м.

Палинозона 6 по всем признакам отвечает соответствующему палиностратону общесибирской палиностратиграфической шкалы, отражающему преобразования флоры в течение раннеюрского климатического оптимума. На севере Западной Сибири (в Усть-Енисейской впадине) характерные палинокомплексы обнаружены в керне из скважин Суходудинской-1-Р (инт. 1648–1664 м), Зимней-1-Р (инт. 2601–2611,0 м), Майской-1-Р (3079,2–3081,6 м) (Шейко, Безрукова, 1970).

В скв. Балажнинской-1 (глубина 1977 м) типичный палинокомплекс найден в китербютских глинах, где вместе с ним обнаружены нижнетоярские двустворки и диноцисты. В серии скважин на Новопортовской площади п-ова Ямал палинозона хорошо обособлена в китербютском горизонте, где из соответствующих слоев известны находки тоарских фораминифер (Глушко, Шейко, 1987; Комиссаренко, 1987). Присутствие палинозоны 6 установлено на Уренгойской площади (сква-

Интервал, м	ХАРАКТЕРНЫЕ КОМПЛЕКСЫ	Ярус, динозона, палинозона, стом
3160–3172	Диноцисты: <i>Cleistosphaeridium</i> sp., <i>Gonyaulacysta jurassica</i> subsp. <i>adecta</i> var. <i>longicomis</i> (Defl.) Sarjeant, <i>Nannoceratopsis pellicuda</i> Defl. – часто; <i>Paroedina</i> sp., <i>Rigaudella aemula</i> (Defl.) Below – часто	СПК Д: <i>Classopollis</i> ; Сд: <i>Cyathidites</i> spp., <i>Leiotritetes</i> или <i>Piceapollenites</i> spp.; С: <i>Stereisporites psiliatus</i> (Ross) Pflug, <i>Rigaudella aemula</i> (Defl.) Below, <i>Neoraistrickia bacculifera</i> (Mal.) Ilijina, <i>Lyso podiumsporites</i> spp., <i>Gleichenioides</i> sp., <i>Osmundacidites</i> spp., <i>Cyathidites australis</i> Coup., <i>Leptolepidites</i> , <i>Eboracarpites</i> , <i>Obtusisporis junctus</i> (K.-M.) Pocock, <i>Tripartina variabilis</i> Mal., <i>Contignisporites problematicus</i> (Coup.) Dör., <i>Duplexisporites anogrammensis</i> (K.-M.) Schulg., <i>Sesiosporites pseudoaevolutus</i> (Coup.) Dettm., <i>Hymenozonitoides insoluitus</i> Sem., <i>Ginkgocycadophytus</i> , <i>Cycadophites dilucidus</i> (Bolch.) Ilijina, <i>Vitreisporites pallidus</i> (Reis) Nils., <i>Quadraculina limbata</i> Mal., <i>Podocarpidites</i> sp., <i>Pinuspollenites</i> sp., <i>Piceapollenites variabiliformis</i> (Mal) Petr., <i>Sciadopityspollenites macroverrucosus</i> (Thier.) Ilijina, <i>Disaccites</i>
3172–3214,5	Диноцисты: <i>Chlamydothorella</i> sp., <i>Cleistosphaeridium</i> sp., <i>Crussolia deflandrei</i> Wolf, et Van Erve, <i>Endoscrinium galeritum</i> (Defl.) Vozzhen, <i>Endoscrinium</i> sp., <i>Fromea tornatilis</i> (Dugg) Lent, et Williams, <i>G. jurassica</i> subsp. <i>adecta</i> var. <i>longicomis</i> (Defl.) Sarjeant, <i>Lithodina</i> sp., <i>Liesbergia liesbergensis</i> Berger, <i>Nannoceratopsis pellicuda</i> , <i>Paroedina caratophora</i> subsp. <i>scopata</i> (Sarjeant) Lent, et Williams, <i>P. prolongata</i> Sarjeant, <i>Rhynchonitopsis cladophora</i> (Defl.) Below, <i>Rigaudella aemula</i> (Defl.) Below, <i>Sentusidinium</i> sp., <i>Stephanelytron scarburghense</i> Sarjeant, <i>Trichodinium scarburghensis</i> (Sarjeant) Williams et al., <i>Tubotuberella apatela</i> (Cooks. et Eisen) Sarjeant, <i>Wananea fimbriata</i> Sarjeant, <i>W. thysanota</i> Wollam	СПК Д: <i>Classopollis</i> ; Сд: <i>Cyathidites</i> spp., <i>Leiotritetes</i> или <i>Piceapollenites</i> spp.; С: <i>Stereisporites psiliatus</i> (Ross) Pflug, <i>Rigaudella aemula</i> (Defl.) Below, <i>Neoraistrickia bacculifera</i> (Mal.) Ilijina, <i>Lyso podiumsporites</i> spp., <i>Gleichenioides</i> sp., <i>Osmundacidites</i> spp., <i>Cyathidites australis</i> Coup., <i>Leptolepidites</i> , <i>Eboracarpites</i> , <i>Obtusisporis junctus</i> (K.-M.) Pocock, <i>Tripartina variabilis</i> Mal., <i>Contignisporites problematicus</i> (Coup.) Dör., <i>Duplexisporites anogrammensis</i> (K.-M.) Schulg., <i>Sesiosporites pseudoaevolutus</i> (Coup.) Dettm., <i>Hymenozonitoides insoluitus</i> Sem., <i>Ginkgocycadophytus</i> , <i>Cycadophites dilucidus</i> (Bolch.) Ilijina, <i>Vitreisporites pallidus</i> (Reis) Nils., <i>Quadraculina limbata</i> Mal., <i>Podocarpidites</i> sp., <i>Pinuspollenites</i> sp., <i>Piceapollenites variabiliformis</i> (Mal) Petr., <i>Sciadopityspollenites macroverrucosus</i> (Thier.) Ilijina, <i>Disaccites</i>
3214,5–3219	Диноцисты: <i>Gonyaulacysta jurassica</i> subsp. <i>adecta</i> var. <i>adecta</i> (Defl.) Sarjeant, <i>G. jurassica</i> subsp. <i>adecta</i> var. <i>longicomis</i> (Defl.) Sarjeant, <i>Kalyptea stegata</i> (Sarjeant) Wiggins, <i>Paroedina</i> spp., <i>Rhynchonitopsis cladophora</i> (Defl.) Below, <i>Trichodinium scarburghensis</i> (Sarjeant) Williams et al.	СПК Д: <i>Classopollis</i> ; Сд: <i>Cyathidites</i> spp., <i>Leiotritetes</i> или <i>Piceapollenites</i> spp.; С: <i>Stereisporites psiliatus</i> (Ross) Pflug, <i>Rigaudella aemula</i> (Defl.) Below, <i>Neoraistrickia bacculifera</i> (Mal.) Ilijina, <i>Lyso podiumsporites</i> spp., <i>Gleichenioides</i> sp., <i>Osmundacidites</i> spp., <i>Cyathidites australis</i> , <i>Dicksonia</i> sp., <i>Pteridaceae</i> , <i>Duplexisporites anogrammensis</i> , <i>Tripartina variabilis</i> , <i>Obtusisporis junctus</i> , <i>Trachysporites</i> sp., <i>Classopollis</i> , <i>Ginkgocycadophytus</i> , <i>Podocarpidites</i> sp., <i>Pinuspollenites</i> , <i>Disaccites</i>
3242–3251	Диноцисты: <i>Batiacasphaera</i> sp., <i>Cleistosphaeridium</i> sp., <i>Chlamydothorella</i> sp., <i>SPK Д: Cyathidites</i> spp., <i>Lyso podiumsporites subrotundus</i> (K.-M.) Vinogr.; Сд: <i>Piceapollenites variabiliformis</i> ; С: <i>Stereisporites incertus</i> (Bolch.) Sem., <i>Neoraistrickia bacculifera</i> , <i>N. rotundiformis</i> (K.-M.) Taras., <i>Lyso podiumsporites minor</i> Schulz, <i>Osmundacidites</i> spp., <i>Gleichenioides australis</i> , <i>Dicksonia</i> sp., <i>Pteridaceae</i> , <i>Duplexisporites anogrammensis</i> , <i>Tripartina variabilis</i> , <i>Obtusisporis junctus</i> , <i>Trachysporites</i> sp., <i>Classopollis</i> , <i>Ginkgocycadophytus</i> , <i>Podocarpidites</i> sp., <i>Pinuspollenites</i> , <i>Disaccites</i>	СПК Д: <i>Classopollis</i> ; Сд: <i>Cyathidites</i> spp., <i>Leiotritetes</i> или <i>Piceapollenites</i> spp.; С: <i>Stereisporites psiliatus</i> , <i>S. incertus</i> , <i>S. congregatus</i> (Bolch.) Schulz, <i>Lyso podiumsporites subrotundus</i> , <i>Neoraistrickia bacculifera</i> , <i>Gleichenioides</i> sp., <i>Leptolepidites</i> sp., <i>Microlepidites crassirimosus</i> Timosh., <i>Dicksonia magnifica</i> Timosh., <i>Leiotritetes adiantiformis</i> Vinogr., <i>L. minus</i> Vinogr., <i>Lophotritetes torosus</i> Sach. et Ilijina, <i>Tripartina variabilis</i> , <i>Obtusisporis junctus</i> , <i>Ginkgocycadophytus</i> , <i>Chasmatosporites hians</i> Nils., <i>Classopollis</i> , <i>Araucarites</i> sp., <i>Callialiasporites dampieri</i> Dev., <i>Podocarpidites</i> spp., <i>P. rousei</i> Pocock
3253–3304	СПК Д: <i>Cyathidites</i> spp., <i>Osmundacidites</i> spp. или <i>Piceapollenites variabiliformis</i> ; Сд: <i>Cyathidites australis</i> , <i>Pteridaceae</i> ; С: <i>Stereisporites psiliatus</i> , <i>S. incertus</i> , <i>S. congregatus</i> (Bolch.) Schulz, <i>Lyso podiumsporites subrotundus</i> , <i>Neoraistrickia bacculifera</i> , <i>Gleichenioides</i> sp., <i>Leptolepidites</i> sp., <i>Microlepidites crassirimosus</i> Timosh., <i>Dicksonia magnifica</i> Timosh., <i>Leiotritetes adiantiformis</i> Vinogr., <i>L. minus</i> Vinogr., <i>Lophotritetes torosus</i> Sach. et Ilijina, <i>Tripartina variabilis</i> , <i>Obtusisporis junctus</i> , <i>Ginkgocycadophytus</i> , <i>Chasmatosporites hians</i> Nils., <i>Classopollis</i> , <i>Araucarites</i> sp., <i>Callialiasporites dampieri</i> Dev., <i>Podocarpidites</i> spp., <i>P. rousei</i> Pocock	СПК Д: <i>Cyathidites</i> spp., <i>Osmundacidites</i> spp.; Сд: <i>Piceapollenites variabiliformis</i> , <i>Disaccites</i> ; С: <i>Stereisporites psiliatus</i> , <i>N. incertus</i> , <i>S. congregatus</i> (Bolch.) Schulz, <i>Lyso podiumsporites subrotundus</i> , <i>Neoraistrickia bacculifera</i> , <i>Gleichenioides</i> sp., <i>Leptolepidites</i> sp., <i>Microlepidites crassirimosus</i> Timosh., <i>Dicksonia magnifica</i> Timosh., <i>Leiotritetes adiantiformis</i> Vinogr., <i>L. minus</i> Vinogr., <i>Lophotritetes torosus</i> Sach. et Ilijina, <i>Tripartina variabilis</i> , <i>Obtusisporis junctus</i> , <i>Ginkgocycadophytus</i> , <i>Chasmatosporites hians</i> Nils., <i>Classopollis</i> , <i>Araucarites</i> sp., <i>Callialiasporites dampieri</i> Dev., <i>Podocarpidites</i> spp., <i>P. rousei</i> Pocock
3374–3387	СПК Д: <i>Cyathidites</i> spp., <i>Osmundacidites</i> spp.; Сд: <i>Piceapollenites variabiliformis</i> , <i>Disaccites</i> ; С: <i>Stereisporites psiliatus</i> , <i>N. incertus</i> , <i>S. congregatus</i> (Bolch.) Schulz, <i>Lyso podiumsporites subrotundus</i> , <i>Neoraistrickia bacculifera</i> , <i>Gleichenioides</i> sp., <i>Leptolepidites</i> sp., <i>Microlepidites crassirimosus</i> Timosh., <i>Dicksonia magnifica</i> Timosh., <i>Leiotritetes adiantiformis</i> Vinogr., <i>L. minus</i> Vinogr., <i>Lophotritetes torosus</i> Sach. et Ilijina, <i>Tripartina variabilis</i> , <i>Obtusisporis junctus</i> , <i>Ginkgocycadophytus</i> , <i>Chasmatosporites hians</i> Nils., <i>Classopollis</i> , <i>Araucarites</i> sp., <i>Callialiasporites dampieri</i> Dev., <i>Podocarpidites</i> spp., <i>P. rousei</i> Pocock	СПК Д: <i>Cyathidites</i> spp., <i>Osmundacidites</i> spp.; Сд: <i>Piceapollenites variabiliformis</i> , <i>Disaccites</i> ; С: <i>Stereisporites psiliatus</i> , <i>N. incertus</i> , <i>S. congregatus</i> (Bolch.) Schulz, <i>Lyso podiumsporites subrotundus</i> , <i>Neoraistrickia bacculifera</i> , <i>Gleichenioides</i> sp., <i>Leptolepidites</i> sp., <i>Microlepidites crassirimosus</i> Timosh., <i>Dicksonia magnifica</i> Timosh., <i>Leiotritetes adiantiformis</i> Vinogr., <i>L. minus</i> Vinogr., <i>Lophotritetes torosus</i> Sach. et Ilijina, <i>Tripartina variabilis</i> , <i>Obtusisporis junctus</i> , <i>Ginkgocycadophytus</i> , <i>Chasmatosporites hians</i> Nils., <i>Classopollis</i> , <i>Araucarites</i> sp., <i>Callialiasporites dampieri</i> Dev., <i>Podocarpidites</i> spp., <i>P. rousei</i> Pocock
3474–3494	СПК Д: <i>Cyathidites</i> spp., <i>Osmundacidites</i> spp.; Сд: <i>Osmundacidites jurassicus</i> (K.-M.) Kuzitsch., <i>Piceapollenites variabiliformis</i> , <i>P. spp.</i> , <i>C. Stereisporites psiliatus</i> , <i>Eboracarpites</i> spp., <i>Tripartina variabilis</i> , <i>Ginkgocycadophytus</i> , <i>Cycadophites dilucidus</i> (Bolch.) Ilijina	СПК Д: <i>Classopollis</i> ; Сд: <i>Cyathidites</i> spp., <i>Leiotritetes</i> или <i>Piceapollenites</i> spp.; С: <i>Stereisporites psiliatus</i> , <i>S. incertus</i> , <i>S. congregatus</i> (Bolch.) Schulz, <i>Lyso podiumsporites subrotundus</i> , <i>Neoraistrickia bacculifera</i> , <i>Gleichenioides</i> sp., <i>Leptolepidites</i> sp., <i>Microlepidites crassirimosus</i> Timosh., <i>Dicksonia magnifica</i> Timosh., <i>Leiotritetes adiantiformis</i> Vinogr., <i>L. minus</i> Vinogr., <i>Lophotritetes torosus</i> Sach. et Ilijina, <i>Tripartina variabilis</i> , <i>Obtusisporis junctus</i> , <i>Ginkgocycadophytus</i> , <i>Chasmatosporites hians</i> Nils., <i>Classopollis</i> , <i>Araucarites</i> sp., <i>Callialiasporites dampieri</i> Dev., <i>Podocarpidites</i> spp., <i>P. rousei</i> Pocock
3575–3610	СПК Д: <i>Cyathidites</i> minor, <i>Leiotritetes</i> ; Сд: <i>Osmundacidites</i> spp., <i>Disaccites</i> ; С: <i>Stereisporites compactus</i> , <i>Lyso podiumsporites subrotundus</i> , <i>Neoraistrickia rotundiformis</i> – единично, <i>N. sp.</i> , <i>Cyathidites coniopteroides</i> Rom., <i>Osmundacidites Rom.</i> , <i>Osmundacidites jurassicus</i> , <i>Leiotritetes segmentatus</i> Rovn., <i>Tripartina variabilis</i> , <i>Obtusisporis junctus</i> , <i>Acanthotriletes</i> sp., <i>Ginkgocycadophytus</i> , <i>Cycadophites dilucidus</i> , <i>Podocarpidites</i> sp., <i>Sciadopityspollenites multiverrucosus</i> (Sach. et Ilijina) Ilijina	СПК Д: <i>Classopollis</i> ; Сд: <i>Cyathidites</i> spp., <i>Leiotritetes</i> или <i>Piceapollenites</i> spp.; С: <i>Stereisporites psiliatus</i> , <i>S. incertus</i> , <i>S. congregatus</i> (Bolch.) Schulz, <i>Lyso podiumsporites subrotundus</i> , <i>Neoraistrickia bacculifera</i> , <i>Gleichenioides</i> sp., <i>Leptolepidites</i> sp., <i>Microlepidites crassirimosus</i> Timosh., <i>Dicksonia magnifica</i> Timosh., <i>Leiotritetes adiantiformis</i> Vinogr., <i>L. minus</i> Vinogr., <i>Lophotritetes torosus</i> Sach. et Ilijina, <i>Tripartina variabilis</i> , <i>Obtusisporis junctus</i> , <i>Ginkgocycadophytus</i> , <i>Chasmatosporites hians</i> Nils., <i>Classopollis</i> , <i>Araucarites</i> sp., <i>Callialiasporites dampieri</i> Dev., <i>Podocarpidites</i> spp., <i>P. rousei</i> Pocock
3652–3665	СПК Д: <i>Cyathidites</i> minor, <i>C. spp.</i> , <i>Leiotritetes</i> ; Сд: <i>Osmundacidites</i> spp., <i>Disaccites</i> ; С: <i>Stereisporites</i> spp., <i>Lyso podiumsporites subrotundus</i> , <i>L. marginatus</i> Singh, <i>Tripartina variabilis</i> , <i>Obtusisporis junctus</i> , <i>Acanthotriletes tomiensis</i> Ilijina, <i>Neoraistrickia</i> sp., <i>Cycadophites</i> sp., <i>Ginkgocycadophytus</i> , <i>Podocarpidites</i> sp.	СПК Д: <i>Classopollis</i> ; Сд: <i>Cyathidites</i> spp., <i>Leiotritetes</i> или <i>Piceapollenites</i> spp.; С: <i>Stereisporites psiliatus</i> , <i>S. incertus</i> , <i>S. congregatus</i> (Bolch.) Schulz, <i>Lyso podiumsporites subrotundus</i> , <i>Neoraistrickia bacculifera</i> , <i>Gleichenioides</i> sp., <i>Leptolepidites</i> sp., <i>Microlepidites crassirimosus</i> Timosh., <i>Dicksonia magnifica</i> Timosh., <i>Leiotritetes adiantiformis</i> Vinogr., <i>L. minus</i> Vinogr., <i>Lophotritetes torosus</i> Sach. et Ilijina, <i>Tripartina variabilis</i> , <i>Obtusisporis junctus</i> , <i>Ginkgocycadophytus</i> , <i>Chasmatosporites hians</i> Nils., <i>Classopollis</i> , <i>Araucarites</i> sp., <i>Callialiasporites dampieri</i> Dev., <i>Podocarpidites</i> spp., <i>P. rousei</i> Pocock
3678–3693	Спores и пыльца отсутствуют	СПК Д: <i>Classopollis</i> ; Сд: <i>Cyathidites</i> spp., <i>Leiotritetes</i> или <i>Piceapollenites</i> spp.; С: <i>Stereisporites psiliatus</i> , <i>S. incertus</i> , <i>S. congregatus</i> (Bolch.) Schulz, <i>Lyso podiumsporites subrotundus</i> , <i>Neoraistrickia bacculifera</i> , <i>Gleichenioides</i> sp., <i>Leptolepidites</i> sp., <i>Microlepidites crassirimosus</i> Timosh., <i>Dicksonia magnifica</i> Timosh., <i>Leiotritetes adiantiformis</i> Vinogr., <i>L. minus</i> Vinogr., <i>Lophotritetes torosus</i> Sach. et Ilijina, <i>Tripartina variabilis</i> , <i>Obtusisporis junctus</i> , <i>Ginkgocycadophytus</i> , <i>Chasmatosporites hians</i> Nils., <i>Classopollis</i> , <i>Araucarites</i> sp., <i>Callialiasporites dampieri</i> Dev., <i>Podocarpidites</i> spp., <i>P. rousei</i> Pocock
3698–3702	СПК Д: <i>Cyathidites</i> minor, <i>Leiotritetes</i> , <i>Osmundacidites</i> spp.; С: <i>Stereisporites compactus</i> , <i>S. congregatus</i> , <i>S. seebergensis</i> Schulz, <i>Lyso podiumsporites marginatus</i> , <i>Leiotritetes turgidimosus</i> K.-M., <i>Dipteridaceae</i> , <i>Cycadophites dilucidus</i> , <i>Ginkgocycadophytus</i> , <i>Piceapollenites variabiliformis</i> , <i>Podocarpidites</i> spp., <i>Pinuspollenites</i> , <i>Disaccites</i>	СПК Д: <i>Classopollis</i> ; Сд: <i>Cyathidites</i> spp., <i>Leiotritetes</i> или <i>Piceapollenites</i> spp.; С: <i>Stereisporites psiliatus</i> , <i>S. incertus</i> , <i>S. congregatus</i> (Bolch.) Schulz, <i>Lyso podiumsporites subrotundus</i> , <i>Neoraistrickia bacculifera</i> , <i>Gleichenioides</i> sp., <i>Leptolepidites</i> sp., <i>Microlepidites crassirimosus</i> Timosh., <i>Dicksonia magnifica</i> Timosh., <i>Leiotritetes adiantiformis</i> Vinogr., <i>L. minus</i> Vinogr., <i>Lophotritetes torosus</i> Sach. et Ilijina, <i>Tripartina variabilis</i> , <i>Obtusisporis junctus</i> , <i>Ginkgocycadophytus</i> , <i>Chasmatosporites hians</i> Nils., <i>Classopollis</i> , <i>Araucarites</i> sp., <i>Callialiasporites dampieri</i> Dev., <i>Podocarpidites</i> spp., <i>P. rousei</i> Pocock
3772–3780	СПК Д: <i>Cyathidites</i> minor, <i>Leiotritetes</i> или <i>Disaccites</i> , <i>Piceapollenites variabiliformis</i> ; Сд: <i>Osmundacidites</i> spp., <i>Disaccites</i> ; С: <i>Stereisporites compactus</i> , <i>S. congregatus</i> , <i>S. seebergensis</i> Schulz, <i>Lyso podiumsporites marginatus</i> , <i>Leiotritetes turgidimosus</i> K.-M., <i>Dipteridaceae</i> , <i>Cycadophites dilucidus</i> , <i>Ginkgocycadophytus</i> , <i>Piceapollenites variabiliformis</i> , <i>Podocarpidites</i> spp., <i>Pinuspollenites</i> , <i>Disaccites</i>	СПК Д: <i>Classopollis</i> ; Сд: <i>Cyathidites</i> spp., <i>Leiotritetes</i> или <i>Piceapollenites</i> spp.; С: <i>Stereisporites psiliatus</i> , <i>S. incertus</i> , <i>S. congregatus</i> (Bolch.) Schulz, <i>Lyso podiumsporites subrotundus</i> , <i>Neoraistrickia bacculifera</i> , <i>Gleichenioides</i> sp., <i>Leptolepidites</i> sp., <i>Microlepidites crassirimosus</i> Timosh., <i>Dicksonia magnifica</i> Timosh., <i>Leiotritetes adiantiformis</i> Vinogr., <i>L. minus</i> Vinogr., <i>Lophotritetes torosus</i> Sach. et Ilijina, <i>Tripartina variabilis</i> , <i>Obtusisporis junctus</i> , <i>Ginkgocycadophytus</i> , <i>Chasmatosporites hians</i> Nils., <i>Classopollis</i> , <i>Araucarites</i> sp., <i>Callialiasporites dampieri</i> Dev., <i>Podocarpidites</i> spp., <i>P. rousei</i> Pocock
3830–3857	СПК Д: <i>Cyathidites</i> minor, <i>Osmundacidites</i> spp. или <i>Disaccites</i> ; Сд: <i>Tripartina variabilis</i> , <i>Stereisporites</i> spp., <i>Piceapollenites</i> spp., <i>Piceapollenites subrotundus</i> , <i>L. spp.</i> , <i>Obtusisporis junctus</i> , <i>Samolotritetes tenellus</i> Naum. ex Ilijina, <i>Duplexisporites anogrammensis</i> , <i>Uvaeosporites argenteaformis</i> (Bolch.) Schulz, <i>Dipteridaceae</i> , <i>Hymenozonitoides bicycla</i> (Mal.) Sach. ex Frad., <i>Ginkgocycadophytus</i> , <i>Cycadophites</i> spp., <i>Podocarpidites</i> spp.	СПК Д: <i>Classopollis</i> ; Сд: <i>Cyathidites</i> spp., <i>Leiotritetes</i> или <i>Piceapollenites</i> spp.; С: <i>Stereisporites psiliatus</i> , <i>S. incertus</i> , <i>S. congregatus</i> (Bolch.) Schulz, <i>Lyso podiumsporites subrotundus</i> , <i>Neoraistrickia bacculifera</i> , <i>Gleichenioides</i> sp., <i>Leptolepidites</i> sp., <i>Microlepidites crassirimosus</i> Timosh., <i>Dicksonia magnifica</i> Timosh., <i>Leiotritetes adiantiformis</i> Vinogr., <i>L. minus</i> Vinogr., <i>Lophotritetes torosus</i> Sach. et Ilijina, <i>Tripartina variabilis</i> , <i>Obtusisporis junctus</i> , <i>Ginkgocycadophytus</i> , <i>Chasmatosporites hians</i> Nils., <i>Classopollis</i> , <i>Araucarites</i> sp., <i>Callialiasporites dampieri</i> Dev., <i>Podocarpidites</i> spp., <i>P. rousei</i> Pocock
3910–3944	СПК Д: <i>Disaccites</i> ; Сд: <i>Stereisporites</i> (<i>S. congregatus</i> , <i>S. compactus</i> , <i>S. bujargiensis</i> (Bolch.) Sem., <i>S. spp.</i>); С: <i>Lyso podiumsporites</i> spp., <i>Uvaeosporites argenteaformis</i> , <i>Osmundacidites</i> spp., <i>Cyathidites</i> minor, <i>Leiotritetes</i> , <i>Tripartina variabilis</i> , <i>Ginkgocycadophytus</i> , <i>Podocarpidites</i> sp., <i>Piceapollenites variabiliformis</i> , <i>P. spp.</i> , <i>Paleosconiferus</i> sp., <i>Protosconiferus fularius</i> (Naum.) Naum., <i>Cycadophites</i> spp., <i>Podocarpidites</i> spp.	СПК Д: <i>Classopollis</i> ; Сд: <i>Cyathidites</i> spp., <i>Leiotritetes</i> или <i>Piceapollenites</i> spp.; С: <i>Stereisporites psiliatus</i> , <i>S. incertus</i> , <i>S. congregatus</i> (Bolch.) Schulz, <i>Lyso podiumsporites subrotundus</i> , <i>Neoraistrickia bacculifera</i> , <i>Gleichenioides</i> sp., <i>Leptolepidites</i> sp., <i>Microlepidites crassirimosus</i> Timosh., <i>Dicksonia magnifica</i> Timosh., <i>Leiotritetes adiantiformis</i> Vinogr., <i>L. minus</i> Vinogr., <i>Lophotritetes torosus</i> Sach. et Ilijina, <i>Tripartina variabilis</i> , <i>Obtusisporis junctus</i> , <i>Ginkgocycadophytus</i> , <i>Chasmatosporites hians</i> Nils., <i>Classopollis</i> , <i>Araucarites</i> sp., <i>Callialiasporites dampieri</i> Dev., <i>Podocarpidites</i> spp., <i>P. rousei</i> Pocock
4091–4096	СПК с единичными <i>Coniferales</i> , <i>Ginkgocycadophytus</i> и с переохлажденными верхнедевонскими спорами: <i>Dictyotritetes</i> spp., <i>Acanthotriletes</i> sp., <i>Retusotriletes</i> spp. и др.	СПК Д: <i>Classopollis</i> ; Сд: <i>Cyathidites</i> spp., <i>Leiotritetes</i> или <i>Piceapollenites</i> spp.; С: <i>Stereisporites psiliatus</i> , <i>S. incertus</i> , <i>S. congregatus</i> (Bolch.) Schulz, <i>Lyso podiumsporites subrotundus</i> , <i>Neoraistrickia bacculifera</i> , <i>Gleichenioides</i> sp., <i>Leptolepidites</i> sp., <i>Microlepidites crassirimosus</i> Timosh., <i>Dicksonia magnifica</i> Timosh., <i>Leiotritetes adiantiformis</i> Vinogr., <i>L. minus</i> Vinogr., <i>Lophotritetes torosus</i> Sach. et Ilijina, <i>Tripartina variabilis</i> , <i>Obtusisporis junctus</i> , <i>Ginkgocycadophytus</i> , <i>Chasmatosporites hians</i> Nils., <i>Classopollis</i> , <i>Araucarites</i> sp., <i>Callialiasporites dampieri</i> Dev., <i>Podocarpidites</i> spp., <i>P. rousei</i> Pocock

Рис. 36. Расчленение юры в разрезе скв. Западно-Новогодней–210 по данным палинологии. СПК – спорово-пыльцевой комплекс; Д – доминанты (10 % и более), С – субдоминанты (5–10 %), С – сопутствующие (единично до 5 %).

жины 673, инт. 4702–4709 м и СТ-6, инт. 4997–5035 м), Геологической (скв. 14, инт. 4517–4527 м), Северо-Варьеганской (скв. ЗП, инт. 3368–3370,0 м), Западно-Котухтинской (скв. 141, инт. 3524–3532 м), Самогторской (скв. 5Р, инт. 2900–2906 м) и других площадях Западной Сибири. В ранне-тоарских палиноспектрах из этих разрезов преобладают споры папоротникообразных, среди которых почти четверть составляют *Marattisporites scabratus*, *Dipteridaceae*, *Klukisporites*, *Contignisporites* и другие споры евро-синийских растений-иммигрантов (Пуртова, 1989; Пуртова, Игнатова, 1994). Характерной чертой палинокомплекса из тогурской свиты, вскрытой скв. Таркосалинской-99 (инт. 4082,5–4087,5 м), является присутствие в нем *Leptolepidites* spp., типичных для посидониевых сланцев нижнего тоара Германии, и *Uvaesporites scythicus* Sem., впервые описанных в лингулово-эстериевых слоях тоара Украины (Schulz, 1967; Семёнова, 1970), вместе с разнообразными спорами евро-синийских видов растений, сопровождаемыми акритархами и прازیнофитами (Трубицына, Сушакова, 1998). В качестве опорного разреза для палиностратиграфического расчленения нижней юры Пур-Тазовского междуречья принят разрез скв. Стахановской-910 (инт. 3998–3980 м), по образцам из которого тогурский палинокомплекс детально изучен (рис. 37, 38). Для него характерно сочетание форм, присущих ассоциациям как Сибирской, так и Евро-Синийской фитогеографической области. Совместно с *Cyathidites* spp., *Leiotriletes*, *Osmundacidites*, *Lycopodiumsporites* здесь встречены *Marattisporites scabratus*, *Dictyophyllidites spinescens* Sem., *D. harrisii* Coup., *Contignisporites problematicus* (Coup.) Dör. В палиноспектре из образца, взятого на глубине 3991 м, определен *Polycingulatisporites liassicus* Schulz, характерный для нижнего тоара Германии (Schulz, 1967). Почти во всех палиноспектрах присутствует *Uvaesporites scythicus* Sem., часты *Duplexisporites anogrammensis* (К.-М.) Schug. (до 20%), *Tripartina variabilis*. В пыльцевой части комплекса регулярно встречаются *Classopollis* (на глубине 3996–3997,0 м — до 20%), редкие *Vitreisporites pallidus* (Reiss.) Nils., *Piceapollenites* и *Cycadopites*. Присутствие прازیнофитов и акритарх в образцах из интервала 3980–3998 м свидетельствует о

накоплении осадков в морской обстановке, чему соответствуют и находки здесь морских двустворок *Dacryomya inflata*, *Tancredia* sp. (определения Б.Н. Шурыгина). Близкий по составу палинокомплекс найден в тогурской свите, вскрытой в скв. Верхне-Толькинской-5 (инт. 3566,0–3571,0 м).

На юго-востоке Западной Сибири, в Нюрольском, Усть-Тымском, Ажарминском и других районах палинокомплекс, отражающий ранне-тоарский климатический оптимум, широко прослежен в тогурской свите, вскрытой многочисленными скважинами (Маркова, Скуратенко, 1983; Ровнина и др., 1985; Глушко, Шейко, 1987; Костеша и др., 1990, 1991; Касаткина, 1991; и др.). В качестве опорных разрезов для этого района приняты разрезы скважин Пономаревской-2, Салатской-1, Пешковской-13, Вездеходной-4 и др. (Конторович и др., 1995б; Шурыгин и др., 1995; Ильина, 1997б). Характерной особенностью палинозоны 6 в Нюрольской впадине является чередование в ее разрезах палиноспектров с преобладанием спор папоротникообразных и палиноспектров с преобладанием пыльцы *Classopollis*, принадлежавшей ксерофитным голосеменным растениям, что связано со спецификой вариаций фациальной обстановки в этом районе в тогурское время (Конторович и др., 1995б). В Ажарминском фациальном районе на Вездеходной площади (скв. 1, 3, 4) реперная для нижнего тоара палинозона 6 установлена в зоне фациального перехода от тогурской к иланской свите (рис. 39), а юго-восточнее она прослежена в зеленоцветных породах иланской свиты в Канско-Ачинском бассейне (Шейко, Безрукова, 1970; Смокотина и др., 1995). На смежных с Западной Сибирью территориях (в Доронинской и Центральной впадинах Кузбасса) характерный для палинозоны палинокомплекс приурочен к пестроцветным слоям нижней части терсюкской свиты (Ильина, 1976, 1985; Костеша и др., 1991). Наиболее детально палинозона охарактеризована по керну скв. Ташаринской-275, в которой установлена вертикальная последовательность палинокомплексов, аналогичная их последовательности в разрезах тоара на юго-востоке Западной Сибири (Костеша, Кабанова, 1998).

В западных районах Западной Сибири палинозона выделяется в тогурской свите на Галинском месторождении (по скважи-

Интервал, м	ХАРАКТЕРНЫЕ КОМПЛЕКСЫ		Ярус, подъярус, динозона, палино-зона, слои
3213-3226	Диноцисты: <i>Batiacasphaera</i> sp., <i>Endoscrinium</i> sp., <i>Rhynchodiniopsis cladophora</i> (Defl.) Below, <i>Rigaudella aemula</i> (Defl.) Below – часть		Средний оксфорд, динозона <i>Rigaudella aemula</i> (Ram)
3226-3241	Диноцисты: <i>Batiacasphaera</i> sp., <i>Chlamydomorphella</i> sp., <i>Cleistosphaeridium varispinosum</i> (Sarjeant) Wollam et Riding, <i>Crussolia deflandrei</i> Wolf et Van Erve, <i>Endoscrinium</i> sp., <i>Gonyaulacysta jurassica</i> subsp. <i>adecta</i> var. <i>longicornis</i> (Defl.) Sarjeant, <i>Nannoceratopsis pellicuda</i> Defl., <i>Pareodinia ceratophora</i> subsp. <i>scopaeae</i> (Sarjeant) Lentin et Williams, <i>Pareodinia</i> sp., <i>Rhynchodiniopsis cladophora</i> , <i>Trichodinium scarburghensis</i> (Sarjeant) Williams et al., <i>Wanaea fimbriata</i> Sarjeant, <i>W. thysanota</i> Wollam	СПК Д: <i>Disaccites</i> , <i>Piceapollenites</i> spp. иногда <i>Classopollis</i> ; Сд: <i>Syathidites</i> spp., <i>Osmundacidites</i> spp., реже <i>Classopollis</i> ; С: <i>Stereisporites</i> sp., <i>Neoraistrickia vacuifera</i> (Mal.) Iijina, N. sp., <i>Lycopodiums</i> spp., <i>Cyathidites australis</i> Coupp., ? <i>Leptolepidites</i> sp., ? <i>Gleichenioides</i> sp., <i>Pteridaceae</i> , <i>Tripartina variabilis</i> Mal., <i>Obtusisporis junctus</i> (К.-М.) Росоцк, <i>Duplexisporites anogrammensis</i> (К.-М.) Шуг., <i>Concavissimisporites</i> sp., <i>Trachisporites</i> sp., <i>Lophotrilletes</i> sp., <i>Leiotrilletes</i> , <i>Cycadophites</i> sp., <i>Ginkgocycadophytus</i> , <i>Araucariacites</i> sp., <i>Eucommidites</i> , <i>Podocarpidites</i> spp., <i>Quadracaulina limbata</i> Mal., <i>Piceapollenites mesophyticus</i> (Bolh.) Petr., <i>Sciadopitys</i> spp., <i>macroverrucosus</i> (Thier.) Iijina, <i>Alisporites bisaccus</i> Rouse, <i>Callialasporites</i> sp.	Нижний оксфорд, динозона <i>Wanaea fimbriata</i> (Wf)
3249-3269	Диноцисты: <i>Chytrioisphaeridia</i> sp., <i>Cleistosphaeridium varispinosum</i> , <i>Gonyaulacysta jurassica</i> subsp. <i>adecta</i> , <i>Mendicodinium</i> sp., <i>Rhynchodiniopsis cladophora</i> , <i>Trichodinium scarburghensis</i> , <i>Wanaea thysanota</i>		Верхи келловее, динозона <i>Wanaea thysanota</i> (Wth)
3249-3298	ПРОЙДЕНО БЕЗ ОТБОРА КЕРНА (49,0 м)		
3298-3318	Микрофитопланктон: <i>Leiosphaeridia</i> , ? <i>Prasinophyceae</i>		
3318-3377	СПК Д: <i>Leiotrilletes</i> (20-25 мкм), <i>Piceapollenites variabiliformis</i> (Mal.) Petr.; Сд: <i>Cyathidites</i> spp., <i>Tripartina variabilis</i> ; С: <i>Lycopodiums</i> spp., <i>Leiotrilletes</i> sp., <i>Lophotrilletes</i> sp., <i>Osmundacidites</i> spp., <i>Pteridaceae</i> , <i>Acanthotrilletes</i> sp., <i>Osmundacidites</i> spp., <i>Contignisporites anogrammensis</i> , <i>Classopollis</i> , <i>Ginkgocycadophytus</i> , <i>Quadracaulina limbata</i> , <i>Podocarpidites</i> sp., <i>Piceapollenites mesophyticus</i> , <i>Pinuspollenites</i> sp., <i>Sciadopitys</i> spp., <i>macroverrucosus</i> , <i>Disaccites</i>	Бат, 10 (? 10б)	
3377-3380	ПРОЙДЕНО БЕЗ ОТБОРА КЕРНА (79,0 м)		
3380-3392	СПК Д: <i>Cyathidites</i> spp., Сд: <i>Cyathidites australis</i> , <i>Leiotrilletes</i> (20-25 мкм), <i>Piceapollenites variabiliformis</i> , <i>Disaccites</i> ; С: <i>Stereisporites compactus</i> (Bolch.) Iijina, S. sp., <i>Osmundacidites jurassicus</i> (К.-М.) Kuzitsch., <i>Microlepidites crassirimosus</i> Timosh., ? <i>Gleichenioides</i> sp., <i>Tripartina variabilis</i> , <i>Obtusisporis junctus</i> , <i>Lophotrilletes</i> (<i>Eboracisporites</i>) sp., <i>Contignisporites problematicus</i> (Coupp.) Dör., <i>Classopollis</i> , <i>Ginkgocycadophytus</i> , <i>Podocarpidites</i> sp., <i>Quadracaulina limbata</i> , <i>Piceapollenites mesophyticus</i>	Бат, 10 (10а)	
3392-3467	СПК Д: <i>Cyathidites minor</i> Coupp., С. spp., <i>Osmundacidites jurassicus</i> , <i>Piceapollenites</i> spp.; С: <i>Stereisporites congregatus</i> (Bolch.) Schulz, <i>Neoraistrickia rotundiformis</i> (К.-М.) Taras, N. truncata (Cooks) Potonie, <i>Lycopodiums</i> spp., <i>Leiotrilletes</i> sp., <i>Lophotrilletes</i> sp., <i>Obtusisporis junctus</i> , <i>Microlepidites crassirimosus</i> , <i>Leiotrilletes adiantiformis</i> Vinogr., <i>Tripartina variabilis</i> , <i>Camptotrilletes cerebriformis</i> Naum. ex Jarosh, <i>Ginkgocycadophytus</i> , <i>Podocarpidites</i> sp., <i>Piceapollenites</i> ? <i>mesophyticus</i>	Байос, 9 (9б)	
3467-3470	ПРОЙДЕНО БЕЗ ОТБОРА КЕРНА (75,0 м)		
3470-3980	СПК Д: <i>Cyathidites minor</i> , <i>Osmundacidites</i> spp. Сд: <i>Lycopodiums</i> spp., <i>Leiotrilletes</i> ; С: <i>Stereisporites psiliatus</i> (Ross) Pflug, S. <i>seeburgensis</i> Schulz, S. <i>congregatus</i> (Bolch.) Schulz, <i>Neoraistrickia cf. rotundiformis</i> , <i>Syathidites</i> spp., <i>Tripartina variabilis</i> , <i>Ginkgocycadophytus</i> , <i>Piceapollenites</i> spp., <i>Disaccites</i>	Байос, 9	
3980-3998	ПРОЙДЕНО БЕЗ ОТБОРА КЕРНА (510,0 м)		
3998-4175	Микрофитопланктон: <i>Microstridium</i> sp., <i>Vergynachium</i> sp., ? <i>Schizosporis</i> sp. СПК Д или Сд: <i>Dipteridaceae</i> , <i>Cyathidites minor</i> , <i>Leiotrilletes</i> , <i>Duplexisporites anogrammensis</i> , <i>Classopollis</i> ; С: <i>Stereisporites congregatus</i> , S. <i>seeburgensis</i> , <i>Lycopodiums</i> spp., <i>Uvaeisporites scythicus</i> Sem., <i>Uv. argenteaformis</i> (Bolch.) Dör., <i>Marattisporites scabratus</i> Coupp., <i>Osmundacidites</i> , <i>Cyathidites australis</i> , <i>Pteridaceae</i> , <i>Diclyophyllidites spinescens</i> Sem., <i>D. harrisi</i> Coupp., <i>Tripartina variabilis</i> , <i>Obtusisporis junctus</i> , <i>Contignisporites problematicus</i> (Coupp.) Dör., <i>Polycingulatisporites liassicus</i> Schulz, <i>Toroisporis</i> sp., <i>Cycadophites dilucidus</i> (Bolch.) Iijina, <i>Vitreisporites pallidus</i> (Reis.) Nils., <i>Ginkgocycadophytus</i> , <i>Podocarpidites</i> spp., <i>Piceapollenites variabiliformis</i>	Нижний тоар, 6	
4175-4200	ПРОЙДЕНО БЕЗ ОТБОРА КЕРНА (177,0 м)		
4200-4269	МИКРОФИТОФОССИЛИИ НЕ ОБНАРУЖЕНЫ		
4283	ПРОЙДЕНО БЕЗ ОТБОРА КЕРНА (69,0 м)		
4283-4295	Обнаружены единичные <i>Stereisporites</i> spp., <i>Coniferales</i>		
4283-4295	СПК Д: <i>Disaccites</i> ; Сд: <i>Cycadophites</i> spp., <i>Osmundacidites</i> spp., <i>Piceapollenites</i> spp.; С: <i>Stereisporites compactus</i> , S. spp., <i>Lycopodiums</i> spp., <i>Leiotrilletes</i> , <i>Acanthotrilletes</i> sp., <i>Pteridaceae</i> , <i>Leiotrilletes</i> sp., <i>Podocarpidites</i> sp., <i>Dipterella oblatinoides</i> Mal.	? Глинсбах – синемюр, 72-3	

Рис. 37. Расчленение юры в разрезе скв. Стахановской-910 по данным палинологии.

СПК – спорово-пыльцевой комплекс: Д – доминанты – 10% и более, Сд – субдоминанты – 5-10%, С – сопутствующие – единично до 5% (составлено В.И. Ильиной и А.Ф. Фрадковой).

нам 2797, 1900, 850, 1, 5, 6, 102) и в Хангокуртской впадине (по скв. Тугровской-4, инт. 2397,1–2402,5 м) и характеризуется здесь палинокомплексом с преобладанием разнообразных спор (Ровнина и др., 1985; Глушко, Шейко, 1987; Конторович и др., 1995а; Ильина, 1997б; Трубицына, Сушаква, 1998). Видимо, из этого же палиностратона происходит палинокомплекс (ПК-III — *Marattisporites*, *Dipteridaceae*, *Duplexisporites*, *Klukisporites*, *Classopollis*), свойственный для нижнего тоара Радомской, Шеркалинской, Ханты-Мансийской, Усть-Балыкской и других разведочных площадей (Ровнина, 1994, 1997).

На юге Западной Сибири в палинозоне 6 найден микрофитопланктон, указывающий на кратковременные ингрессии моря в глубь континента в течение раннего тоара. Так, в скв. Пономаревской-2 в этой палинозоне установлены два интервала, в которых обнаружен микрофитопланктон (Конторович и др., 1995б). Первый из них приурочен к темно-серым и черным аргиллитам нижней части тогурской свиты (инт. 3060–3058,5 м), где частые акритархи *Micrhystridium* встречаются вместе со спорами папоротников и пылью *Classopollis*. Во втором интервале — в темно-серых аргиллитах с чешуями рыб в верхах свиты (3044,0–3039,7 м) — многочисленные акритархи *Micrhystridium* spp., редкие прازیнофиты *Leiosphaeridia* и *Pterospermella* сопровождают палиноспектры с преобладанием *Classopollis*. Здесь же найдены ракообразные *Conchostraca* (определения Б.Н. Шурыгина и Б.Л. Никитенко). Судя по материалам О.Н. Костеша и В.М. Кабановой (Костеша и др., 1991; и др.), присутствие *Micrhystridium* в тогурских палинокомплексах отмечено в Приколтогорском прогибе, Усть-Тымской и Нюрольской впадинах в разрезах ряда скважин. Южнее, в скважинах по обрамлению Межовского свода акритархи обнаружены вместе с *Leiosphaeridia* и филлоподами в тогурской свите, вскрытой скв. Пешковской-13 (Шурыгин и др., 1995). На поднятии в зоне восточного борта Колтогорского желоба в скв. Сергеевской-5 тогурский палинокомплекс с повышенным содержанием *Classopollis* (определения С.А. Климко) сопровождается комплексом фораминифер с преобладанием *Ammodiscus glutaceus*. В разрезе тогурской свиты, вскрытом скв. Хан-

ты-Мансийской-6, также обнаружен экземпляр *Nannoceratopsis cf. deflandrei*.

Таким образом, реперная для нижнего тоара Сибири палинозона 6 четко выделяется во всех изученных разрезах по характерному палинокомплексу, отражающему раннеоарский климатический оптимум, и очень широко прослежена на территории Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна как в морских, так и в континентальных фациях китербютского горизонта, стратиграфический интервал которого определен в пределах а-зон *Harpoceras falciferum* — нижней половины *Dactyloceras commune* нижнего тоара. Верхняя граница палиностратона совпадает с кровлей тогурской свиты (соответственно и китербютского горизонта) и проходит внутри нижнего тоара.

Палинозона 7 с характерным палинокомплексом, вполне соответствующим такому одноименного палиностратона, выделенного в интервале верхней половины нижнего тоара и верхнеоарского подъяруса в морских разрезах севера Сибири (Ильина, 1985, 1997б), широко распространена в морских и континентальных отложениях верхней части нижней юры на территории Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна и в прилегающих регионах. Верхняя граница палинозоны рассматривается как предполагаемая и условно совмещается с верхней границей надояхского горизонта в самых низах аалена. При этом нижняя часть интервала соответствует слоям 7а, установленным в объеме верхней половины нижнего тоара, а верхняя — отвечает слоям 7б, выделенным в пределах верхнего тоара и ?самых низов аалена.

В качестве опорных разрезов этого палиностратона на северо-востоке Западной Сибири приняты разрезы новогодней свиты, вскрытые скв. Западно-Новогодней-210 и Верхне-Толькинской-5. Существенно песчаные слои нижней части новогодней свиты в разрезе скв. Западно-Новогодней-210 (инт. 3780–3772 м), перекрывающие тогурские глины, относятся к нижним слоям (7а) палинозоны и соответствуют нижней части надояхского горизонта (в пределах нижнего тоара), а палинокомплексы из вышележащих отложений (инт. 3702,0–3698,0 м) более типичны для верхних слоев (7б) этой палинозоны (см. рис. 36). В разрезе, вскрытом скв. Верхне-Толькинской-5 (инт. 3566,4–3518,0 м), палинозона установлена без раз-

Таксоны	Номер образца, место и глубина взятия				
	8089/13, 0,5 м от подошвы, 3997,5 м	8090/12, 2 м от подошвы, 3996,0 м	8091/15, 7 м от подошвы, 3991,0 м	8092/14, 7,5 м от подошвы, 3990,5 м	8093/16, кровля, 3980,0 м
Микрофитопланктон					
<i>Michystridium</i> sp.	-	+	-	+	+
<i>Veryhachium</i> spp.	-	+	-	-	++
<i>Leiosphaeridia</i>	++	++	++	+	+
<i>Cymatiosphaera</i> sp.	-	-	-	-	+
? <i>Schizosporis</i>	+	-	+	+	-
Споры					
<i>Stereisporites congregatus</i> (Bolch.) Iljina	-	+	+	+	+
<i>Stereisporites seebergensis</i> Schulz	-	-	+	-	-
<i>Lycopodiumsporites</i> spp.	-	-	+	-	+
<i>Uvaesporites argenteaformis</i> (Bolch.) Dor.	-	+	+	-	+
<i>Uvaesporites scythicus</i> Sem.	-	+	+	-	+
<i>Marattisporites scabratus</i> Coup.	-	+	+	+	++
<i>Osmundacidites</i> spp.	-	-	+	+	+
<i>Cyathidites minor</i> Coup.	++	+	++	+	+
<i>Cyathidites australis</i> Coup.	-	-	+	-	+
<i>Cyathidites</i> spp.	-	-	++	-	+
Pteridaceae	-	+	+	-	-
Dipteridaceae	++	+	+++	-	+
<i>Dictyophyllidites spinescens</i> Sem.	+	+	+	-	+
<i>Dictyophyllidites harrisii</i> Coup.	+	+	+	+	+
<i>Tripartina variabilis</i> Mal.	-	-	++	-	-
<i>Obtusisporis junctus</i> (K.-M.) Pocock	+	-	+	-	-
<i>Leiotriletes</i> (20–26 мкм)	+++	++	++	+	+
<i>Toroisporis</i> sp.	-	-	+	-	+
<i>Contignisporites problematicus</i> (Coup.) Dor.	-	+	+	-	+
<i>Duplexisporites anogrammensis</i> (K.-M.) Schug.	++	-	+++	+	+
<i>Polycingulatisporites liassicus</i> Schulz	-	-	+	-	-
Пыльца голосеменных					
<i>Classopollis</i>	++	+++	+	+	+
<i>Cycadopites dilucidus</i> (Bolch.) Iljina	-	-	+	-	+
<i>Ginkgocycadophytus</i>	+	-	+	-	-
<i>Vitreisporites pallidus</i> (Reiss.) Nils.	-	-	+	-	-
<i>Podocarpidites</i> spp.	-	-	+	-	+
<i>Piceapollenites variabiliformis</i> (Mal.) Petr.	+	+	+	-	-
Переотложенные палеозойские споры	-	-	-	-	+
Преобладают споры папоротникообразных над пыльцой	+	+	+	+	+
Общее количество микрофитофоссилий	50	40	112	12	25
Кол-во изученных препаратов	3	4	2	3	7

Рис. 38. Общий состав микрофитофоссилий из нижнего тоара (китербютский горизонт) по разрезу скв. Стахановской-910 (инт. 3980,0–3998,0 м).

+ – единично до 5%; ++ – 5–10%; +++ – более 10%.

Интервал, м	Характерный комплекс	Подъярус, палинозона, слои
3054,0–3057,0	Микрофитопланктон. <i>Chlorophyta</i> : <i>Ovoidites</i> spp., <i>Schizosporis limbatus</i> (Sach. et Iljina) Iljina СПК Д: <i>Marattisporites scabratus</i> Coup., <i>Cyathidites</i> ; Сд: Dipteridaceae, <i>Contignisporites problematicus</i> (Coup.) Dör., <i>Duplexisporites anogrammensis</i> (К.-М.) Schug.; С: <i>Dictyophylidites spinescens</i> Sem., <i>D. harrisii</i> Coup., <i>Klukisporites variegatus</i> Coup., Pteridaceae, <i>Osmundacidites</i> spp., <i>Todisporites</i> sp., <i>Lycopodiumsporites subrotundus</i> (К.-М.) Vinogr., <i>Tripartina variabilis</i> Mal., <i>Obtusisporis junctus</i> (К.-М.) Росоцк, <i>Toroisporis</i> sp., <i>Classopollis</i> , <i>Cycadopites dilucidus</i> (Bolch.) Iljina, <i>Podocarpidites</i> sp., <i>Piceapollenites variabiliformis</i> (Mal.) M. Petr. spp., <i>Disaccites</i>	Нижний тоар, 6
3057,0–3058,7	Микрофитопланктон. <i>Chlorophyta</i> : <i>Ovoidites</i> sp. (в обр. 6а – часто), <i>Schizosporis limbatus</i> , <i>Aletes striatus</i> Sach. et Iljina СПК Д: <i>Tripartina variabilis</i> , <i>Cyathidites</i> spp.; Сд: <i>Osmundacidites</i> spp., <i>Piceapollenites</i> spp., иногда <i>Duplexisporites anogrammensis</i> ; С: <i>Stereisporites seebergensis</i> Schulz, S. spp., <i>Lycopodiumsporites subrotundus</i> , Dipteridaceae, <i>Dictyophylidites harrisii</i> , <i>Marattisporites scabratus</i> , Pteridaceae, <i>Contignisporites problematicus</i> , <i>Obtusisporis junctus</i> , <i>Ob. corniger</i> (К.-М.) Росоцк, <i>Acanthotriletes tomienensis</i> Iljina, <i>Camptotriletes cerebriformis</i> Naum. ex Jarosh., <i>C. tenellus</i> Naum. ex Iljina, <i>Eucommidites</i> , <i>Cycadopites dilucidus</i> , <i>Ginkgocycadophytus</i> , <i>Podocarpidites</i> spp., <i>Quadraeculina limbata</i> Mal.	Нижний тоар (низы), 5 (5б)
3058,7–3070,8	Образцы отсутствовали	
3063,0–3097,0 обр. 9а – 3070,8	СПК Д: <i>Cyathidites minor</i> Coup., <i>Tripartina variabilis</i> ; Сд: <i>Leiotriletes</i> , <i>Piceapollenites</i> spp., <i>Disaccites</i> ; С: <i>Stereisporites compactus</i> (Bolch.) Iljina, <i>S. bujargiensis</i> (Bolch.) Schulz, <i>?Equisetites</i> , <i>Lycopodiumsporites marginatus</i> Singh, <i>Osmundacidites</i> spp., <i>Obtusisporis corniger</i> , <i>Camptotriletes cerebriformis</i> , Dipteridaceae, <i>Cycadopites dilucidus</i> , <i>Ginkgocycadophytus</i>	Верхний плинсбах (верхи), 5 (5а)
3097,0–3103,4	Микрофитопланктон: <i>Schizosporis limbatus</i> – редко СПК Д: <i>Disaccites</i> ; Сд: <i>Stereisporites</i> (<i>S. compactus</i> , <i>S. congregatus</i> (Bolch.) Schulz, <i>S. psilatus</i> (Ross) Pflug, <i>S. incertus</i> (Bolch.) Sem., <i>S. bujargiensis</i>), <i>Osmundacidites</i> spp., <i>Cyathidites minor</i> , <i>Piceapollenites</i> spp.; С: <i>Lycopodiumsporites subrotundus</i> , <i>Uvaesporites argenteaformis</i> (Bolch.) Schulz, <i>Perotriletes</i> , <i>Tripartina variabilis</i> , <i>Obtusisporis junctus</i> , <i>Acanthotriletes tomienensis</i> , <i>Camptotriletes cerebriformis</i> , <i>Podocarpidites</i> spp., <i>Quadraeculina limbata</i> , <i>Protoconiferus funarius</i> (Naum.) Bolch.	Верхний плинсбах, 4

Рис. 39. Палинологическая характеристика и расчленение нижней юры в разрезе скв. Вездоходной-4 (инт. 3054–3103 м).

Усл. обозн. см. рис. 36, 37.

деления на слои. Судя по опубликованным материалам, отложения с палинокомплексом, характерным для палинозоны 7, обнаружены в Северо-Варьеганских скважинах 3-П (инт. 3235,0–3247,0 м) и 10-П (3335–3345,0 м) (Пуртова, 1989). На северо-востоке нижние слои палинозоны (7а), отвечающие верхней половине нижнего тоара, выделены в разрезе, вскрытом скв. Балахнинской-1 (инт. 1837–1977 м), а на п-ове Ямал в разрезе тоара в скв. Штурмовой-122 (инт. 3973–3962 м) установлены только верхние слои (7б). В палинокомплексе последних обнаружены обильные споры *Cyathidites minor*, *Leiotriletes*, *Osmundacidites* spp., редкие *Obtusisporis junctus* (К.-М.) Росоцк, *Stereisporites*, Dipteridaceae и пыльца *Ginkgocycadophytus*. Характерно присутствие в этих слоях единичных экземпляров верхнетоарских бореаль-

ных диноцист *Phallocysta elongata* (Beju) Riding и мелких празиофитов *Leiosphaeridia*, свидетельствующих о накоплении осадков в морской обстановке. На Талинском месторождении палинозона 7 приурочена к песчаному горизонту ЮК₁₀ (Конторович и др., 1994а, 1995а). В разрезах нижней юры на юго-востоке Западной Сибири палинозона 7, расчлененная на слои, установлена в салатской и пешковской свитах, вскрытых скважинами Пономаревской-2 в Нюрольской впадине, Салатской-1 на Средневасюганском мегавале, Пешковской-13 (рис. 40) и Дедовскими-2, 3 по обрамлению Межовского поднятия и др. (Костеша и др., 1991; Конторович и др., 1995б; Шурыгин и др., 1995, 1996б; Ильина, 1997б). В континентальных толщах юга Сибири палинозона (обычно без разделения на слои и с предполагаемыми границами) прослежена в

верхах нижней юры Кузбасса и Канско-Ачинского угленосного бассейна (Ильина, 1985, 1997б; Костеша, Кабанова, 1998). В официально принятой региональной стратиграфической схеме нижней юры Западной Сибири показаны одноименные палинозоне 7 слои, выделенные в различных фациальных районах региона (Решения..., 1991). Можно предположить, что ПК-IV — *Leiotriletes*, *Dipteridaceae*, *Triangulina spinosa*, *Paleoconiferus rugate*, описанный Л.В. Ровниной (1997) как типичный для верхней половины тоара в разных районах Западной Сибири, также соответствует по основным признакам характерному комплексу для палинозоны 7. В ряде разрезов нижней юры, как на территории Западной Сибири, так и в прилегающих регионах, палинозона 7 фиксируется в неполном объеме, что, по-видимому, является результатом размыва пограничных отложений тоара и аалена.

Палинозона 8, определяемая в Западной Сибири по однообразному и существенно обедненному таксономическому составу, по всем признакам отвечает соответствующему палиностратону палиностратиграфической шкалы средней юры Сибири, принятому в объеме аалена (без самых низов). На территории Западно-Сибирского нефтегазосного бассейна она приурочена к нижней части среднеюрской толщи, охватывающей лайдинский и самые низы вымского горизонта (Шурыгин и др., 1995, 1996а, б; Меледина и др., 1997). Опорным разрезом палинозоны 8 для севера и северо-востока Западно-Сибирской плиты принят разрез, вскрытый скв. Западно-Новогодней-210 (см. рис. 36). Нижняя часть палинозоны здесь установлена в интервале 3665–3652 м, представленном алеврито-глинистыми породами верхней подсвиты новогодней свиты (радомская пачка), а верхняя — в интервале 3610–3575 м в песчаных отложениях с прослоями алевритов (низы тюменской свиты), составляющих ааленскую часть вымского горизонта. Граница между ааленом и байосом в опорном разрезе скв. Западно-Новогодней-210 проходит приблизительно в интервале 3575–3494 м, поскольку выше (на глубине 3494–3474 м) установлен уже палинокомплекс, свойственный для нижних слоев байоса (Шурыгин и др., 1998). В смежных районах палинозона 8 прослежена в разрезах, вскрытых скважинами Уренгойской-673 (инт. 4484–4489 м),

Ярайнерской-23 (инт. 3535–3553 м), Приозерной-92 (инт. 3011–3039 м).

На северо-востоке Западно-Сибирской плиты, если судить по составу палинокомплексов из лайдинской и вымской свит, палинозона присутствует в серии разрезов средней юры, вскрытых скважинами на Долганской, Суходудинской и Тундровой разведочных площадях (Ровнина, Шейко, 1972). На северо-западе Западной Сибири палиноспектры с *Leiotriletes*, *Cyathidites*, *Osmundacidites*, *Stereisporites*, *Ginkgocycadophytus*, редкими *Leiotriletes segmentatus* Rovn. и *Sciadopityspollenites multiverrucosus* (= *Sciadopitys sauerae* Rovn.), вполне сопоставимые с характерным комплексом палинозоны 8, обнаружены в разрезах, вскрытых скважинами Новопортовскими-58-Р, 66-Р на п-ове Ямал и в ряде других (Ровнина, 1972; Ровнина, Шейко, 1972). Палинозона 8 прослежена в средней юре Шаимского нефтегазосного района и на Талинском месторождении (скв. 2797) (Конторович и др., 1994а, 1995а). На юго-востоке Западной Сибири она присутствует в разрезах, вскрытых скважинами Салатской-1, Северо-Фестивальной-2, Карайской-3, Пономаревской-2 (только верхи), в Верх-Тарском нефтегазосном районе — Пешковской-13, Дедовскими-2, 3, Голубинской-1, Малоичской-7 и др. (Ильина, 1968, 1985; Маркова и др., 1979; Климко, 1988; Кабанова и др., 1989; Костеша и др., 1991). В разрезе средней юры, вскрытом скв. Дедовской-3, граница между нижней и средней юрой приблизительно проходит на уровне 2939 м, а в образцах с глубины 2926,2 м найден палинокомплекс обедненного таксономического состава с *Cyathidites minor*, *Leiotriletes*, *Lycopodiumsporites*, *Tripartina variabilis* и *Piceapollenites variabiliformis*, типичный для низов палинозоны. Эту же часть палинозоны характеризуют сходные палиноспектры из лайдинского горизонта в разрезах скважин Дедовской-2 (инт. 2942–2948 м) и Пешковской-13 (инт. 2930–2937 м). Более разнообразный в таксономическом отношении палиноспектр получен из образцов керн, взятых на глубине 2846,5 м в скв. Дедовской-3. В нем на фоне вышеуказанных таксонов присутствуют разнообразные *Stereisporites* spp., *Osmundacidites* spp., *Lycopodiumsporites* spp., *Obtusisporis junctus*, *Leiotriletes pyramidalis* К.-М., пыльца *Podocarpidites* и *Quadraeculina limbata* Mal., что свойственно для комплекса верхов палинозоны, отвечающих низам

Региональные стратиграфические подразделения

Отдел	Группа	Слои с двустворками	Слои с фораминиферами	Слои с остракодами	Палинозоны и слои	Горизонт
Средняя юра	Ален	Praebuchia	Tr. rostovzevi	Camp. mica	10	Малышевский
		Meleagriniella ovalis, Dacryomya ovum	Globulina praecircumphua	?	?	Малышевский
		Retroceramus ex gr. Arctotis, Arctotis sublaevis	L. incurvare, R. anabarensis	Campitocythere arangastachensis	9	Леонова
		A. humilliculmata gr. porrectus, sublaevis	Globulina oolithica	Campitocyt. spinulosa	?	Леонова
		M. decussata, T. oviformis	Ammodiscus arangastachensis	Campitocythere nordvikensis	8	Беляев
		Arctotis ex gr. lenaensis, Unionidae	Astacolus zwickovi, Lenticulina nordvikensis	?	?	Ландский
		R. ex gr. elegans, A. lenaensis	Verneuillioides syndaecoensis	?	7	Ландский
		D. gigantea, Sowerbya sp.	Ammodiscus glutaceus	?	76	Ландский
		Arctotis marchaensis	?	?	7a	Ландский
		Meleagriniella laminaestrata	Ammodiscus	?	?	Ландский
Нижняя юра	Линсбах	Dacryomya inflata, Tancredia bicarinata	Ammodiscus lobus, Saecam. inanis	Campitocythere mandelstani	6	Митрофанов
		Tancredia bicarinata	R. taimyrensis, K. barrowensis	?	5	Митрофанов
		Tancredia kuznetsovi	Trochammina lapidosa	Ogmosconcha longula	4	Шагалаев
		Harpa laevigatus, Anradulonecites	Ammodiscus siliceus	?	2-3	Лавинский
		?	T. inusitata	?	?	Лавинский
		?	?	?	?	Лавинский
		?	?	?	?	Лавинский
		?	?	?	?	Лавинский
		?	?	?	?	Лавинский
		?	?	?	?	Лавинский

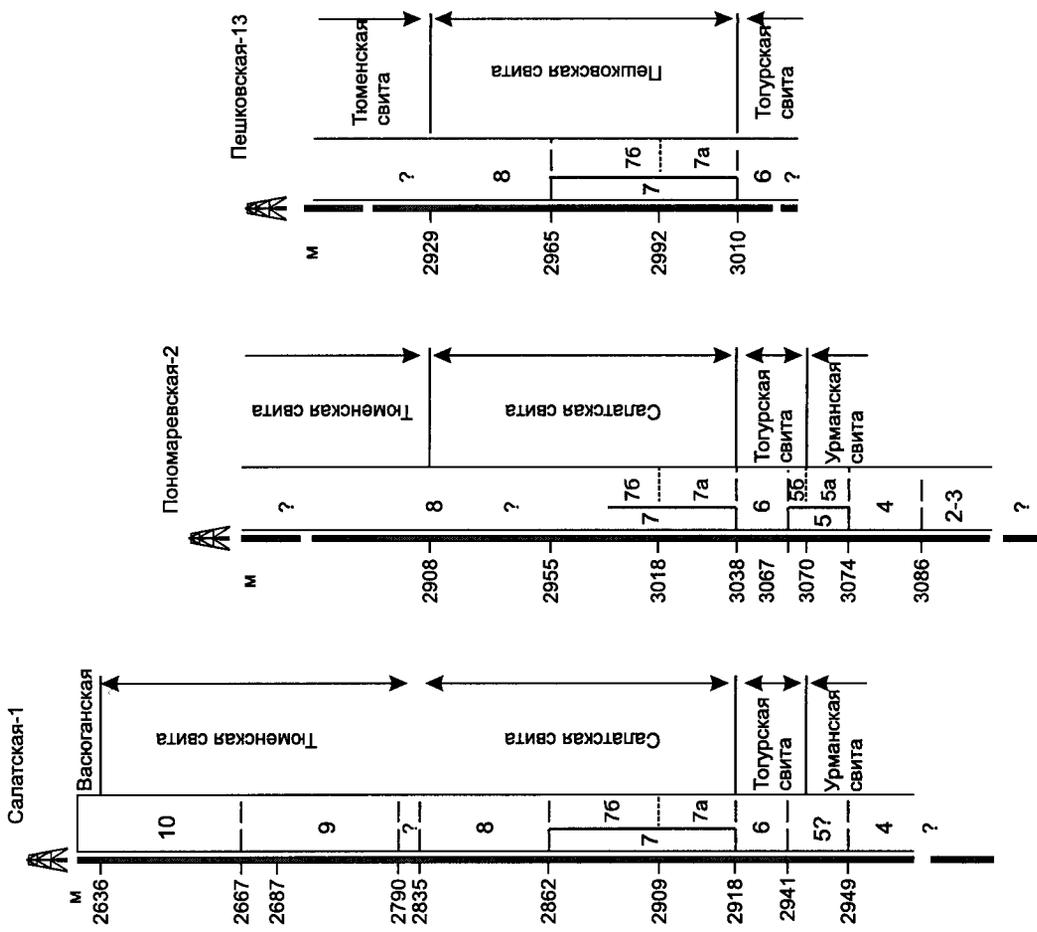


Рис. 40. Расчленение нижней и средней юры юго-востока Западной Сибири в стратиграфических скважинах. Усл. обоз. палинозон см. рис. 28.

вымского горизонта. Можно предположить, что приблизительно на этом уровне в описываемом разрезе проходит граница палинозон 8 и 9 (и соответственно граница аалена и байоса), поскольку перекрывающие отложения (на глубине 2845,5 м) уже вмещают палинокомплекс палинозоны 9, свойственный для байоса. В геологической последовательности ниже-среднеюрских палинокомплексов Западной Сибири, рассматриваемой Л.В. Ровниной (1997) в качестве опорной, характерному комплексу палинозоны 8 соответствует ПК-V — *Leiotriletes*—*L. segmentatus*—*Osmundacidites*—*Ginkgoales*, который также установлен в пределах приблизительно ааленского яруса.

Палинозона 9 определяется в разрезах средней юры Западной Сибири по типичному палинокомплексу, который по основным характеристикам полностью соответствует палинокомплексу одноименной палинозоны палиностратиграфической шкалы средней юры Сибири, установленной в объеме байоса (Ильина, 1997б). В Западно-Сибирском бассейне она приурочена к наиболее угленосной части средней юры и охватывает верхи вымского, леонтьевский и низы малышевского горизонта (Шурыгин и др., 1995, 1996а; Меледина и др., 1997). Палинозона хорошо опознается в разрезе и широко прослежена как в морских, так и в континентальных толщах разных регионов Сибирской фитогеографической области.

В качестве опорных для севера и северо-востока Западной Сибири разрезов палинозоны 9 приняты разрезы, вскрытые скважинами Западно-Новогодней-210 (нижние и верхние слои) и Приозерной-92 (средняя часть палинозоны). Граница между палинозонами 8 и 9 в разрезе скв. Западно-Новогодней-210 проходит приблизительно в интервале 3575–3494 м, поскольку уже на глубине 3494 м (и выше до 3474 м) распространен палинокомплекс нижних слоев (9а) палинозоны 9. Этот палинокомплекс имеет в целом много общих черт с ааленским, но определяющим признаком его является регулярное присутствие *Neoraistrickia rotundiformis*, *N. truncata* (Cooks.) Potonie, *Lycopodiumsporites* cf. *intortivallus* (Sach. et Iljina) Iljina, *Leiotriletes adiantiformis* Vinogr. и Pteridaceae, что позволяет считать вмещающие отложения байосскими, рассматривая их как верхнюю часть вымского горизонта. Средняя часть палинозоны, пред-

ставленная слоями 9б, приуроченными к леонтьевскому горизонту, изучена по образцам керн из скв. Приозерной-92 (инт. 2903–2883 м). Для палинокомплекса здесь характерно доминирование *Cyathidites minor*, *C. spp.*, частые *Osmundacidites* spp. и *Ginkgocycadophytus*, весьма разнообразные *Stereisporites* (четыре вида). Определяющими специфику палинокомплекса видами являются *Neoraistrickia rotundiformis*, *N. truncata*, *Lycopodiumsporites* cf. *intortivallus*, *Microlepidites crassirimosus* Timosh., *Leiotriletes adiantiformis*, Pteridaceae, Dicksoniaceae, Cyatheaceae, *Camptotriletes cerebriiformis* Naum ex Jarosh., *Pilasporites marcidus* Balme, Salviniaceae. В пыльцевой части палиноспектра определены *Podocarpidites*, *Piceapollenites* spp. и *Sciadopityspollenites* sp.

Верхние слои (9в) палинозоны присутствуют в разрезе средней юры, вскрытом скв. Западно-Новогодней-210 (инт. 3387–3374 м). Для них свойствен более бедный и однообразный палинокомплекс (см. рис. 36). По общему составу спор и пыльцы полученный из образцов керн палинокомплекс ближе всего к эталонному палинокомплексу, установленному для морских слоев с *Boreiocephalites* и *Cranoccephalites* верхнего байоса на севере Сибири (Ильина, 1997б; Меледина и др., 1997). Основываясь на вышеизложенном, отложения, вмещающие этот палинокомплекс, сопоставляются с верхами байоса в пределах нижней части малышевского горизонта. Граница между байосом и батом в скв. Западно-Новогодней примерно проходит на уровне 3374 м. Ниже этого уровня есть верхнебайосский палинокомплекс, а выше (инт. 3374–3360 м) — палинокомплекс, характерный для бата Сибири, вместе с которым в керне найдены батские фораминиферы (Ильина, 1985, 1988б; Шурыгин и др., 1998). Палинозона 9 прослежена в разрезах, вскрытых скважинами Ярайнерской-23 (3379 м) и Стахановской-910 (инт. 3470–3380 м) (см. рис. 38). На Уренгойской площади в скв. 673 комплекс, отвечающий палинозоне 9, обнаружен в керне из интервала 4111–3953 м. Можно предположить, что установленный здесь в алевролитах на глубине 4111 м относительно бедный палинокомплекс, включающий *Osmundacidites*, *Cyathidites* spp., *Leiotriletes*, редкие *Neoraistrickia* sp., *Cyathidites australis* Coup.

и Pteridaceae, характеризует нижние слои (9а) палинозоны и приурочен к верхам вымского горизонта. Богатый и разнообразный палиноспектр из верхов описываемого интервала с преобладанием спор *Neoraistrickia truncata* (Cooks.) Potonie, *N. rotundiformis* (К.-М.) Taras., *Hemitelia parva* (Dör.) Timosh., *Leiotriletes adiantiformis*, Pteridaceae, Cyatheaceae, типичных для байоса разных регионов Сибири, Казахстана и Мангышлака (Тимошина, Меньшикова, 1980; Ильина, 1985, 19976; Ровнина и др., 1989), отвечает, по нашему мнению, слоям 9б, выделенным в леонтьевском горизонте.

На севере Западной Сибири палинозона опознается по богатому палинокомплексу с преобладанием разнообразных спор папоротникообразных в разрезах, вскрытых скважинами в Усть-Енисейском районе (Суходудинской-1-Р, Долганскими-1-Р, 2-Р, 3-Р), Надым-Тазовском междуречье (Медвежьей-32-Р, Южно-Русской-14-Р и др.), на п-ове Ямал (Новопортовскими-66-Р, 58-Р, Сюнай-Салинской-42-Р) и в Сургутском своде (Ровнина, Шейко, 1972; Пуртова, Поповичева, 1975; Глушко и др., 1983; Ровнина и др., 1989). На юго-востоке Западной Сибири она прослежена в наиболее угленосной части тюменской и итатской свит в Нюрольском, Колпашевском, Ажарминском, Нижнечулымском и в других районах по разрезам, вскрытым скважинами Салатской-1, Смоляными-1, 2, Ажарминской-450 (рис. 41, 42), Дедовской-3 и др. (Костеша и др., 1991; Шурыгин и др., 1995; Ильина, 19976).

На северо-западе Западной Сибири (в Шаимском нефтегазоносном районе) палинозона 9 широко прослежена на Узбекском, Сыморьяхском месторождениях, а также на Вишньенской, Лазаревской и других разведочных площадях (Трубицына, 1998). Наиболее детально в этом районе охарактеризованы палинокомплексы, изученные В.И. Ильиной и А.Н. Трубицыной по образцам из керна скв. Вишньенской-10055. В нижней части разреза этой скважины (на глубине 2213 м) предположительно присутствуют нижние слои (9а), в палиноспектре которых определены несколько видов *Stereisporites*, *Lycopodiumsporites*, *Osmundacidites* spp., единичные *Neoraistrickia rotundiformis* на фоне многочисленных *Cyathidites* spp., *Leiotriletes* и более редкие *Piceapollenites variabiliformis* и *Disaccites*. Выше (на глубине 2205 м) ус-

тановлен разнообразный палинокомплекс слоев 9б, в котором на фоне *Cyathidites* spp., *C. australis* Coup., *Lycopodiumsporites* spp., *Osmundacidites* spp., *Stereisporites* (пять видов), единичных *Camptotriletes cerebriiformis* и *Tripartina variabilis* присутствуют редкие *Neoraistrickia rotundiformis*, *N. truncata*, *Dicksonia densa*, *Leiotriletes adiantiformis*, *Hemitelia parva* и Pteridaceae. В пыльцевой части палинокомплекса определены *Piceapollenites variabiliformis*, *Podocarpidites*, *P. rousei* Pocock, *Quadraeculina limbata*, *Alisporites oblatinoides* (Mal.) Sem., *Cycadopites dilucidus* и *Ginkgocycadophytus*. Верхние слои 9в, судя по образцам, взятым на глубине 2174 м, характеризует палиноспектр обедненного таксономического состава с регулярными *Neoraistrickia rotundiformis* и *Dicksonia* cf. *densa*, что позволяет относить вмещающие его отложения к верхам байоса, рассматривая их как низы малышевского горизонта. Граница между байосом и батом в разрезе скв. Вишньенской-10055 проходит предположительно не выше отметки 2159 м, на уровне которой и выше установлен палинокомплекс, уже типичный для бата Сибири. В палинозоне 9 на территории Шаимского и других районов найдены акритархи *Micrhystridium* spp., *Veryhachium* spp, что свидетельствует о кратковременных ингрессиях краевой зоны эпиконтинентального моря в течение байоса в глубь континента.

По основным признакам характерный для палинозоны 9 комплекс близок к ПК — *Leiotriletes*–*Eboraceae*–*Neoraistrickia rotundiformis*, который Л.В. Ровнина (1997) рассматривает в качестве эталонного для байосских отложений Западной Сибири. Палинокомплекс хорошо опознается в разнофациальных среднеюрских отложениях, а определяющие его специфику признаки стабильны на всей территории Сибирской фитогеографической области, хотя иногда и наблюдаются некоторые отклонения в содержании отдельных компонентов. В наиболее полно охарактеризованных разрезах байоса Западной Сибири внутри палинозоны 9 обособляются слои, установленные для этого палиностратона в эталонных морских разрезах Восточной Сибири, но границы слоев из-за фрагментарного отбора керна в конкретных скважинах часто бывают не определимы или, в лучшем случае, даются как предполагаемые.

Интервал, м	Характерный палинокомплекс	Палинозона	Ярус
2461–2548	Д: <i>Disaccites</i> ; Сд: <i>Cyathidites coniopteroides</i> , <i>Cyathidites</i> spp., <i>Ginkgocycadophytus</i> , <i>Cycadopites</i> spp., <i>Piceapollenites</i> ; С: <i>Stereisporites compactus</i> , <i>Lycopodiumsporites</i> spp., <i>Neoraistrickia</i> spp., <i>Osmundacidites</i> spp., Dipteridaceae, <i>Obtusisporis junctus</i> , <i>Classopollis</i> , <i>Podocarpidites</i> spp., <i>Quadraeculina limbata</i> , <i>Piceapollenites</i> spp., <i>Sciadopityspollenites macroverrucosus</i>	10. <i>Cyathidites</i> spp., <i>Sciadopityspollenites macroverrucosus</i> , <i>Lophotrites torosus</i> , <i>Gleicheniidites</i> , <i>Classopollis</i>	Бат
2570,9–2709,1	Д: <i>Cyathidites coniopteroides</i> ; Сд: <i>Cyathidites</i> spp., <i>Ginkgocycadophytus</i> , Pinaceae, <i>Disaccites</i> ; С: <i>Stereisporites incertus</i> , <i>S. bujargiensis</i> , <i>S. compactus</i> , <i>S. congregatus</i> , <i>Lycopodiumsporites intortivallus</i> , <i>Lycopodiumsporites</i> spp., <i>Neoraistrickia rotundiformis</i> , <i>Neoraistrickia</i> sp., <i>Dicksonia densa</i> , <i>Dictyophylloidites</i> sp., <i>Eboracia</i> sp., <i>Osmundacidites</i> spp., <i>Tripartina variabilis</i> , <i>Duplexisporites</i> sp., <i>Obtusisporis junctus</i> , Salvinaceae, <i>Araucariacites</i> , <i>Piceapollenites</i> , <i>Pinus divulgata</i> , <i>Sciadopityspollenites</i> , <i>Protoconiferus funarius</i>	9. <i>Cyathidites</i> spp., <i>Neoraistrickia rotundiformis</i> , <i>Lycopodiumsporites intortivallus</i> , <i>Dicksonia densa</i>	Байос
2855,0–2861,8	Д: <i>Disaccites</i> , Сд: <i>Cyathidites coniopteroides</i> , <i>Cyathidites</i> spp., <i>Ginkgocycadophytus</i> , Pinaceae; С: <i>Stereisporites incertus</i> , <i>Neoraistrickia</i> sp., <i>N. rotundiformis</i> (ед.), <i>Lycopodiumsporites</i> spp., <i>Osmundacidites</i> spp., <i>Ginkgocycadophytus</i> , <i>Cycadopites</i> spp., <i>Podocarpidites</i> spp., <i>Piceapollenites</i> spp., <i>P. variabiliformis</i> , <i>Sciadopityspollenites</i> , <i>Classopollis</i> (ед.), <i>Aletes</i>	8. <i>Cyathidites minor</i> , <i>Osmundacidites jurasicus</i> , <i>Piseapollenites variabiliformis</i> , <i>Stereisporites</i> spp., <i>Ginkgocycadophytus</i> sp., <i>Sciadopityspollenites multiverrucosus</i>	Аален

Рис. 41. Палинологическая характеристика и палинозоны средней юры по разрезу скв. Ажарминской-450 (по материалам О. Н. Костеша, В. М. Кабановой, ТО СНИИГИМСа).

Палинозона 10 определяется по распространению палинокомплекса, основные признаки которого сходны с таковым соответствующего палиностратона палиностратиграфической шкалы средней юры Сибири, принятого в объеме батского яруса (Ильина, 1997б). Палинозона установлена в верхней части тюменской и итатской свит и в самых нижних слоях васюганской свиты, отвечающих мальшевскому (без низов) и самым низам васюганского горизонта (Шурыгин и др., 1995; Меледина и др., 1997). Она широко прослежена по латерали в разных регионах Сибирской фитогеографической области. Однако в отличие от байоса характерный палинокомплекс ее в отдельных фациальных районах имеет уже хорошо выраженные специфические только для этой территории черты. В официально утвержденной региональной стратиграфической схеме юры Западной Сибири в стратиграфическом интервале, соответствующем палинозоне 10 (после корректировки с уточненной аммонитовой шкалой), были показаны одноименные слои со спорами и пыльцой и отложения с СПК-Х (1-6), ранее относимые к низам келловея. Причем в

качестве характеристики слоев в региональной части схем приводилось пять фациальных палинокомплексов разного типа, сохраняющих в целом основные черты зонального комплекса (Решения..., 1991; Ильина, 1997б).

Известный из разрезов морского бата в Усть-Енисейском районе палинокомплекс близок по таксономическому составу и соотношению отдельных компонентов к эталонному комплексу палинозоны 10 севера Восточной Сибири (Ровнина, Шейко, 1972; Ильина, 1985). В полном объеме палинозона 10 вскрыта на севере центральной части Западно-Сибирской плиты скв. Западно-Новогодней-210, разрез которой принят в качестве опорного для этой территории (см. рис. 36). Граница палинозон 9 и 10 в этом разрезе проходит приблизительно на уровне 3374 м, чему не противоречит комплекс батских фораминифер, обнаруженный в интервале 3374–3360 м (Шурыгин и др., 1998). В глинисто-алевритовых породах верхней подсвиты тюменской свиты в интервалах 3374–3360 и 3304–3253 м этой скважины найден палинокомплекс с разнообразным составом спор папоротникообразных и пыльцы голосеменных растений, характерный для сло-

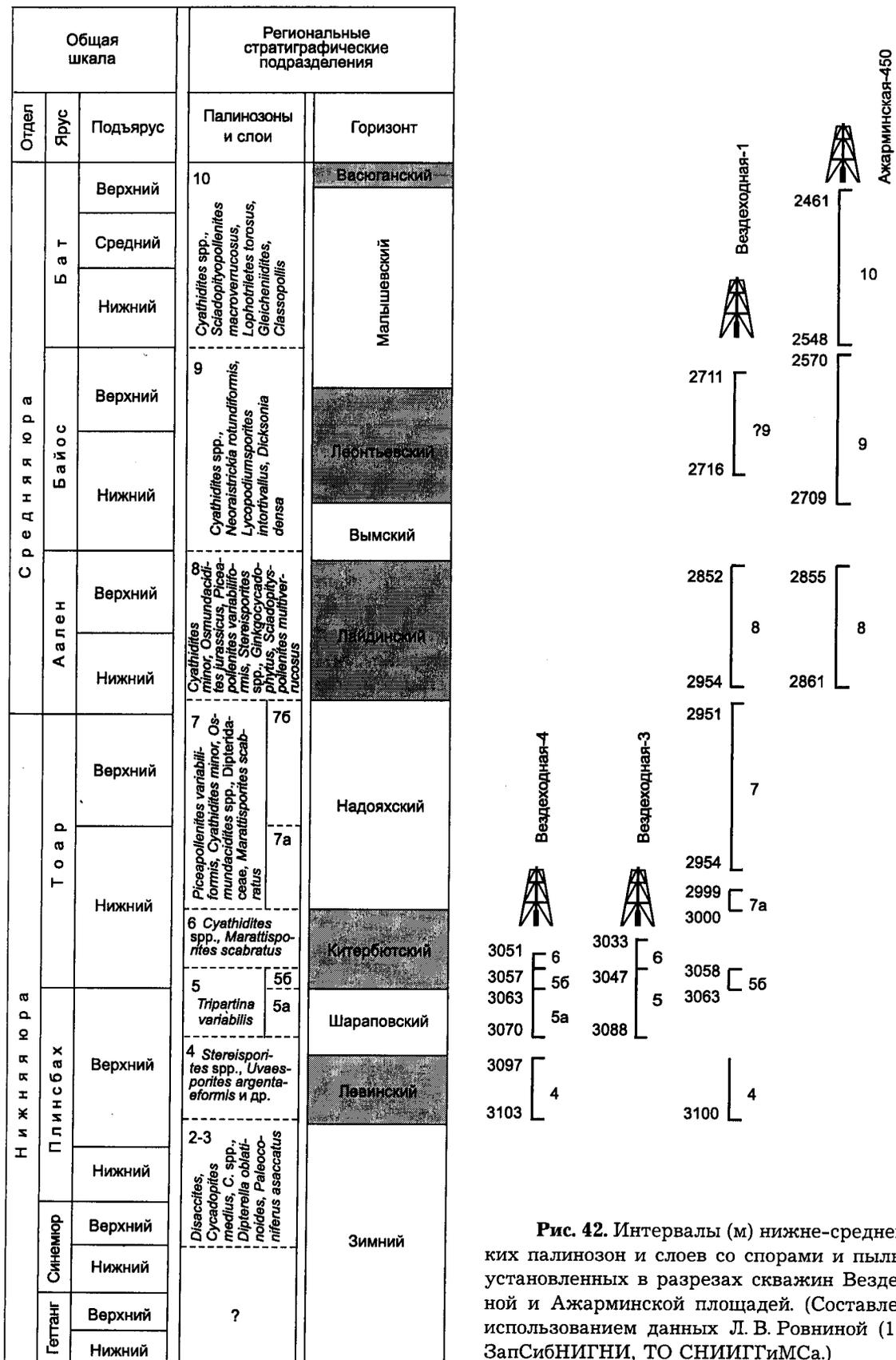


Рис. 42. Интервалы (м) ниже-среднеюрских палинозон и слоев со спорами и пыльцой, установленных в разрезах скважин Вездеходной и Ажарминской площадей. (Составлено с использованием данных Л. В. Ровниной (1997), ЗапСибНИГНИ, ТО СНИИГТИМСа.)

ев 10а, предположительно охватывающих в описываемом разрезе большую часть бата. Верхние слои (10б) палинозоны выделены в низах васюганской свиты, в морских породах которой на глубине 3251–3242 м с пиритизированными остатками растений найдены редкие диноцисты *Batiacasphaera* sp., *Cleistosphaeridium* sp., *Chlamydothorella* sp. В палинокомплексе, обнаруженном здесь, встречаются *Cyathidites* spp. и *Lycopodiumsporites* spp., редкие *Stereisporites*, *Neoraistrickia bacculifera* (Mal.) Iljina, Pteridaceae, *Osmundacidites* spp., *Duplexisporites anogrammensis*, *Gleichenioidites* sp. и характерные для самых верхов бата *Lycopodiacidites minor* Schulz и *Trachysporites* sp., а также пыльца *Piceapollenites* spp., *Podocarpidites* spp., *Ginkgocycadophytus*, *Quadraeculina limbata* Mal., *Classopollis* и *Sciadopityspollenites macroverrucosus*. Нижняя и верхняя части палинозоны 10 достаточно полно охарактеризованы в разрезе, вскрытом скв. Стахановской-910 (см. рис. 37). Граница между палинозонами 9 и 10 в этом разрезе, хорошо определяемая по смене палинокомплексов и появлению спор и пыльцы, характерных для батских отложений, проходит приблизительно на уровне 3380,0 м. Верхняя часть палинозоны 10 вскрыта в интервале 3318–3298 м, но кровля ее из-за отсутствия керна не установлена. Палинозона 10 присутствует также в разрезах, вскрытых скважинами Ярайнерской-23 (3129,5 м), Приозерной-92 и Уренгойской-673 (инт. 3869–3874 м). Судя по составу известных по публикациям палинокомплексов, она широко распространена в морских и континентальных разрезах бата и в других районах севера Сибири (Ровнина, Шейко, 1972; Пуртова, Игнатова, 1987; Шейко, Шатова, 1987; Стрелетилова, 1987; Ровнина и др., 1989; Шатова, 1989; и др.). В разрезах средней юры, вскрытых скважинами на Южно-Русской и Новопортовской площадях, стратиграфический диапазон палинозоны контролируется по находкам здесь же батских фораминифер (Ровнина, Шейко, 1972; Ровнина, 1997).

Специфической особенностью палиноспектров бата на п-ове Ямал, судя по образцам из скв. Новопортовской-66, является сравнительно высокое содержание пыльцы *Ginkgocycadophytus* (17%), а из скв. Сюнай-Салинской-42-Р — частые находки *Quadraeculina limbata* (Ровнина, Шейко, 1972). Только в батских спектрах Приполяр-

ного Зауралья встречен вид *Dicksonia jatraca* Rovn. (Ровнина, 1972). На северо-западе Западной Сибири в батском палинокомплексе повышено содержание *Sciadopityspollenites macroverrucosus* (= *Sciadopity affluens* (Bolch.) Rovn.), что обусловлено, очевидно, близостью этих районов к северо-восточным окраинам Евро-Синийской фитогеографической области бата, приуроченным к северу Русской платформы и Тимано-Печорскому бассейну, в палинофлорах которых этот таксон также широко распространен. На территории Шаимского нефтегазоносного района палинозона 10 прослежена в скважинах Узбекского, Сыморяхского месторождений, на Вишьенской, Лазаревской, Тальниковой и других разведочных площадях (Трубицына, 1998). В качестве типичного разреза палинозоны для этих территорий предлагается разрез, вскрытый скв. Вишьенской-10055 (инт. 2159–2113 м). Верхняя граница палинозоны 10 в Шаимском районе установлена в разрезе скв. Узбекской-9075, в котором она проводится по увеличению в палиноспектрах содержания *Sciadopityspollenites macroverrucosus*, происходящему в том же интервале, что и появление комплекса диноцист с *Fromea tornatilis*, который характерен в Западной Сибири для аммонитовых слоев с *Cadoceratinae*.

На юго-востоке Западной Сибири палинозона 10 установлена в верхней подсвите тюменской свиты и в самых низах васюганской свиты, вскрытых здесь многочисленными скважинами в Нюрольской, Усть-Тымской впадинах, на Каймысовском своде, в Колтогорском мегапрогибе и южнее по обрамлению Межовского свода (Маркова и др., 1979; Климов, 1988; Костеша и др., 1991; Шурыгин и др., 1995, 1996; и др.). Характерный для палинозоны в этих районах палинокомплекс отличается разнообразием как спор папоротникообразных, так и пыльцы голосеменных растений (рис. 43), хотя в целом основные определяющие признаки палинозоны и здесь хорошо выдержаны. Так, во всех палинокомплексах постоянно присутствуют *Lophotriteles torosus*, *Cyathidites australis*, *Classopollis* и доминируют споры *Cyathidites*, но в одних палиноспектрах более часты *Osmundacidites* или *Lycopodiumsporites*, в других — повышено содержание *Piceapollenites* или *Quadraeculina limbata*, что, вероятно, связано с фациаль-

Ряд	Новосибирская область			Томская область		Палинозона (Ильина, 1997б)
	Северо-запад, север		Юго-восток		Юго-восток	
	Сергеевская скв. 3 (2723,1–2737,7 м)	Пешковская скв. 13 (2625,0–2632,0 м)	Профиль Кирза – Каргат, скв. 6 (326,0–346,1 м)	Пономаревская скв. 2 (2631,0–2639,0 м)		
<p>Д: <i>Cyathidites</i> spp. Сд: <i>Piceapollenites</i> spp., <i>Ginkgocycadophytus</i> С: <i>Stereisporites psiatus</i> (Ross) Pflug, <i>S. congregatus</i> (Bolch.) Schulz, <i>Lycopodiumsporites</i> spp., <i>Neoraietrickia rotundiformis</i> (K.-M.) Taras., <i>Gleicheniidites</i> sp., <i>Cyathidites australis</i> Coup., <i>Pteridaceae</i>, <i>Marattisporites scabratus</i> Coup., <i>Diclyophyllidites harrisi</i> Coup., <i>Osmundacidites</i> spp., <i>Leiotriletes adiantiformis</i> Vinogr., <i>L. pyramidalis</i> K.-M., <i>Lophotriletes torosus</i> Sach. et Iljina, <i>Tripartina variabilis</i> Mal., <i>Eucorimidites troedssonii</i> Erdtm., <i>Classopollis</i>, <i>Sciadopityspollenites macroverrucosus</i> (Thier.) Iljina, <i>Podocarpidites roussei</i> Pockock, <i>P.</i> spp., <i>Pinuspollenites</i> Единичные: <i>Micrhystridium</i> и <i>Leiosphaeridae</i></p>	<p>Д: <i>Cyathidites</i> spp. Сд: <i>Lycopodiumsporites</i> spp., <i>Leiotriletes</i> С: <i>Lycopodiacidites minor</i> Schulz, <i>Neoraietrickia rotundiformis</i> (K.-M.) Taras., <i>N. baeculifera</i> (Mal.) Iljina, <i>N. truncata</i> (Cooks.) Potonie, <i>Osmundacidites</i> spp., <i>Gleicheniidites</i> sp., <i>Cyathidites australis</i> Coup., <i>Pteridaceae</i>, <i>Dicksonia magnifica</i> Timosh., <i>Leptolepidites</i> sp., <i>Sestrosporites pseudoalveolatus</i> (Coup.) Dettm., <i>Lophotriletes torosus</i> Sach. et Iljina, <i>Tripartina variabilis</i> Mal., <i>Obtusisporis junctus</i> (K.-M.) Pockock, <i>Duplexisporites anogrammensis</i> (K.-M.) Schug., <i>Camptotriletes cerebriformis</i> Naum. ex Jarosch., <i>Classopollis</i>, <i>Podocarpidites</i> spp., <i>Quadraeculina limbata</i> Mal.</p>	<p>Д: <i>Cyathidites</i> spp. Сд: <i>Osmundacidites</i> spp., <i>Quadraeculina limbata</i> Mal., <i>Piceapollenites</i> spp. С: <i>Stereisporites congregatus</i> (Bolch.) Schulz, <i>S. incertus</i> (Bolch.) Sem., <i>Lycopodiumsporites</i> spp., <i>Neoraietrickia rotundiformis</i> (K.-M.) Taras., <i>N. truncata</i> (Cooks.) Potonie, <i>Marattisporites scabratus</i> Coup., <i>Gleicheniidites</i> sp., <i>Cyathidites australis</i> Coup., <i>Obtusisporis junctus</i> (K.-M.) Pockock, <i>Lophotriletes torosus</i> Sach. et Iljina, <i>Duplexisporites anogrammensis</i> (K.-M.) Schug., <i>Vitreisporites pallidus</i> (Reiss.) Nils., <i>Cycadophites</i> sp., <i>Ginkgocycadophytus</i>, <i>Classopollis</i>, <i>Sciadopityspollenites macroverrucosus</i>, <i>Podocarpidites</i> spp.</p>	<p>Д: <i>Cyathidites</i> spp., <i>Leiotriletes</i> Сд: <i>Osmundacidites</i> spp. С: <i>Stereisporites psiatus</i> (Ross) Pflug, <i>Lycopodiumsporites</i> spp., <i>Neoraietrickia rotundiformis</i> (K.-M.) Taras., <i>Gleicheniidites</i> sp., <i>Cyathidites australis</i> Coup., <i>Pteridaceae</i>, <i>Lophotriletes torosus</i> Sach. et Iljina, <i>Obtusisporis junctus</i> (K.-M.) Pockock, <i>Tripartina variabilis</i> Mal., <i>Duplexisporites anogrammensis</i> (K.-M.) Schug., <i>Salviniaceae</i>, <i>Cycadophites</i> sp., <i>Ginkgocycadophytus</i>, <i>Classopollis</i>, <i>Eucorimidites troedssonii</i> Erdtm., <i>Araucariacites</i> sp., <i>Quadraeculina limbata</i> Mal.</p>	<p>10. <i>Cyathidites</i> spp., <i>Sciadopityspollenites macroverrucosus</i>, <i>Lophotriletes torosus</i>, <i>Gleicheniidites</i>, <i>Classopollis</i></p>		

Рис. 43. Палинологическая характеристика батских отложений юго-восточной части Западной Сибири.

СПК – спорово-пыльцевой комплекс; Д – доминанты, С – субдоминанты, Сд – сопутствующие; подчеркнуты – характерные виды.

ной спецификой вмещающих отложений. В разрезе, вскрытом скв. Салатской-1, верхняя граница палинозоны проводится приблизительно на глубине 2266 м, начиная с которой существенно увеличивается содержание пыльцы *Classopollis* и появляется в разрезе комплекс диноцист с *Fromea tornatilis* (Drugg) Lentin et Williams, *Chytroeisphaeridia* sp., *Lithodinia* sp., *Sentusidinium* sp., *Cleistosphaeridium*.

Присутствие палинозоны 10 установлено и в разрезах средней юры на юго-западе Канско-Ачинского бассейна. Характерный для нее палинокомплекс хорошо изучен по образцам из обнажений верхней части итатской свиты и низов тяжинской свиты на р. Золотой Китат и из скв. 938 (инт. 122–129 м), пробуренной в Назаровской впадине (Ильина, 1988б). Здесь основными чертами палинокомплекса являются повышенное содержание *Quadraeculina limbata* на фоне разнообразных *Piceapollenites*, *Pinuspollenites*, *Podocarpidites*, регулярное присутствие небольшого количества *Classopollis*, *Araucariacites pexus*, *Perinopollenites elatoides*, *Sciadopityspollenites macroverrucosus*, *Eucommidites troedssonii*, *?Phyllocladidites*, редких *Callialasporites dampieri* (Balme) Dev. и *C. trilobatus* (Balme) Dev., а также спор *Dicksonia magnifica*, *Lophotriletes torosus*, *Microlepidites crassirimosus*, *Marattisporites scabratus*, *Leiotriletes mirus* Vinogr., *Todisporites minor* Cour., присущих байос-батским палинокомплексам Мангышлака и других регионов Евро-Синийской области. Из голубовато-серых глин с прослоями угля (основание тяжинской свиты) в самых верхах палинозоны найден палинокомплекс менее разнообразного состава, но в целом сохраняющий признаки предыдущего. В этом палинокомплексе чаще встречаются *Classopollis* (7–14 %), несколько реже *Quadraeculina limbata* и впервые появляются редкие *Leiotriletes pallescens* Bolch., *Lycopodiacidites minor* Schulz, характерные для верхов бата. Описанный выше палинокомплекс из батских отложений юга Западной Сибири отражает перестройку флоры в момент начавшегося потепления, которое вызвало широкую миграцию евро-синийских и среднеазиатских видов растений. Особенно это коснулось мезофильных папоротников, которые мигрировали в бате на территорию Сибири

в связи с начавшейся в это время в Евро-Синийской фитогеографической области аридизацией климата. Юг Западной Сибири в батском веке попадал в зону экотона Сибирской и Евро-Синийской фитогеографических областей, в которой, судя по составу палинокомплексов, флора развивалась в условиях влажного и очень теплого климата, близкого к палеосубтропическому.

Таким образом, анализ латеральной изменчивости характеристики палинозоны 10 показал, что палиноспектры из батских отложений разных районов при сохранении основного ядра имеют хорошо выраженные специфические особенности, обусловленные начавшейся в это время широтной и провинциальной дифференциацией флоры на территории Сибири.

Геологическая последовательность палинокомплексов и расчленение разрезов келловее и верхней юры Сибири

В конце бата, келловее и особенно в поздней юре палеогеографическая обстановка в Сибири сильно усложнилась в результате суммарного эффекта ряда субглобальных событий: потепление климата и аридизация его на юге, обширная бореальная трансгрессия на севере (см. рис. 16, 17), перемещение к концу юры основного морского бассейна севера Азии с востока в пределы Западной Сибири и превращение значительной части Якутии в озерно-аллювиальную равнину в результате поднятия суши.

Контрастность климатов и обособление палеогеографических зон в разных частях Сибири отразились на составе флоры, вызвав резкую ее дифференциацию. Зона теплоумеренного климата сместилась далеко на север, что привело соответственно к перемещению в более высокие широты границы между Сибирской и Евро-Синийской фитогеографическими областями. Юг Сибири, где флора развивалась в условиях семиаридного климата, стал в это время северной окраиной Евро-Синийской области (Маркова, 1971; Гольберт, 1987; Вахрамеев, 1988). На северо-западе Сибири обособились Уральская, Березовская и Обь-Иртышская палинофлористические провинции (Маркова, 1971; Ровнина, 1972), и только на севере Восточ-

ной Сибири, который, по-видимому, относился к Ленской провинции, выделенной А.И. Киричковой (1982) по крупномерным остаткам растений, продолжала развиваться теплоумеренная флора Сибирской фитогеографической области. Дифференциация флоры обусловила значительную разницу состава позднеюрских палинокомплексов южных и северных районов Сибири. Латеральное распространение палинокомплексов, характерных для разных интервалов верхней юры тех или иных районов Западной Сибири, ограничено одной или реже несколькими смежными фашиальными районами, в связи с чем прямая корреляция келловей-верхнеюрских отложений отдельных районов Сибири по данным спорово-пыльцевого анализа оказалась возможной только на провинциальном уровне.

Восточная Сибирь. Палинологическая характеристика и геологическая последовательность палиностратонов келловей-верхнеюрских отложений севера Восточной Сибири составлены на основе изучения опорных разрезов морской юры на побережье Анабарской губы, р. Анабар, на о-ве Бегичев, в низовьях Лены, на п-ове Пакса (Ильина, 1985, 1988а). Последовательность палиностратонов относительно хорошо устанавливается и прослеживается по простирацию в интервалах келловей-оксфорда и средне- и верхневолжского подъярусов (см. рис. 29). Палинологические комплексы кимериджа, нижнего и части среднего волжского яруса по разрезам севера Восточной Сибири практически не изучены. Выделенные в ранге палинозон и слоев со спорами и пылью келловей-верхнеюрские биостратоны увязаны с региональной аммонитовой шкалой келловей и верхней юры севера Восточной Сибири по находкам в тех же толщах аммонитов и комплексов диноцист (Меледина и др., 1997; Захаров и др., 1997). В келловей-волжских отложениях в Восточной Сибири установлены следующие палиностратоны.

Палинозона 11 — *Syathidites australis*, *Classopollis*, *Osmundacidites* spp., *Klukisporites variegatus*, *Microlepidites* sp. — выделена по регулярному присутствию в палинокомплексах пыли *Classopollis*, *Microlepidites crassirimosus*, *Klukisporites variegatus* и исчезновению крупных спор *Perotrilites*, сближаемых с *Selaginellaceae*. Детальная характеристика палинокомплекса опубликована ранее (Ильина, 1985, табл. 14,

ПК-XVII). Стратиграфическое положение палинозоны определено по находкам в ней на западном берегу Анабарской губы нижнекелловейских аммонитов а-зон *Cadoceras falsum*, *C. anabarense* и *C. emelianzevi*. Стратиграфический объем палинозоны 11 совпадает с объемом динозоны *Crussolia dalei*-*Paragonyaulacysta retifragmata*, установленной в диапазоне трех нижних а-зон нижнего келловей. Верхняя граница палинозоны совмещается предположительно с верхней границей а-зоны *Cadoceras emelianzevi* (Меледина и др., 1997). Палинозона достаточно уверенно прослеживается в разрезах Анабарского района (на западном и восточном берегах Анабарской губы) и обнажениях келловей на о-ве Бегичев.

Слои со спорами и пылью 12 — *Piceapollenites*, *Syathidites*, *Gleicheniidites*, *Sciadopityspollenites macroverrucosus*, *Classopollis* — установлены по характерному палинокомплексу, в котором по сравнению с подстилающими отложениями резко сокращается разнообразие спор папоротникообразных и исчезают *Microlepidites* sp., *Hemitelia parva* и другие среднеазиатские формы. Характеристика палинокомплекса опубликована ранее (Ильина, 1985, табл. 14, ПК-XVIII). Стратиграфический объем палиностратона приравнивается к интервалу среднего-верхнего келловей и части нижнего оксфорда. Положение границ условно. Нижняя граница совмещается с верхней границей динозоны *Crussolia dalei*-*Paragonyaulacysta retifragmata*, а проведение верхней границы определяется появлением палинокомплекса с *Classopollis* и *Concavissimisporites* sp., типичного для вышележащих слоев 13. Слои 12 установлены в обнажениях юры на о-ве Бегичев и предположительно присутствуют в келловее и нижнем оксфорде на побережье Анабарской губы. В стратотипе на о-ве Бегичев в них найдены аммониты *Longaeviceras keyserlingi* (Меледина, 1977).

Палинозона 13 — *Piceapollenites* spp., *Classopollis*, *Gleicheniidites*, *Densoisporites velatus*, *Vitreisporites pallidus*, *Klukisporites variegatus* — выделена по характерному палинокомплексу, в котором появляются споры *Concavissimisporites* sp., регулярно присутствует значительное количество пыли *Classopollis*, редкие *Densoisporites velatus* Weyl. et Krieg. и *Vitreisporites pallidus* (Reiss.) Nils. Детальная характеристика палинокомп-

лекса опубликована ранее (Ильина 1985, табл. 14, ПК-ХІХ). По стратиграфическому объему палинозона соответствует слоям с диноцистами *Clathroctenocystis asaphum*, *Crussolia* sp., определяемым с условными границами в диапазоне от основания а-зоны *Cardioceras percaelatum* до кровли нижнего оксфорда (Захаров и др., 1997). В обнажении нижнего оксфорда на западном берегу Анабарской губы в пределах палинозоны найдены аммониты *Cardioceras* spp. (Стратиграфия..., 1976). Палинозона 13 установлена только в стратотипическом районе на западном берегу Анабарской губы (Ильина, 1985).

Слои со спорами и пылью 14 — *Piceapollenites* spp., *Podocarpidites*, *Classopollis*, *Syathidites australis*, *Osmundacidites* — выделены по существенно обедненному в таксономическом отношении палинокомплексу, в котором преобладает пыльца голосеменных и есть редкие *Lycopodiumsporites* spp. и *Gleicheniidites*. Слои с условно проводимыми границами приравняются по объему к слоям с *Aldorfia dictyota-Nannoceratopsis pellucida* верхнего оксфорда (Захаров и др., 1997). В обнажении оксфорда на мысе Урдюк-Хая в соответствующих слоях найдены аммониты *Amoebocegas* sp. (Стратиграфия..., 1976). Слои установлены только в стратотипическом районе на п-ове Пакса (мыс Урдюк-Хая).

Палинологическая характеристика вышележащей толщи кимериджа и нижней половины волжского яруса на севере Восточной Сибири слабо изучена и последовательность палиностратонов в ней не определена. В завершающих юру слоях верхней части средневожского и верхневожском подъярсе хорошо обособляются (по крайней мере в разрезах Хатангского залива) два палиностратона.

Палинозона 15 — *Piceapollenites*, *Sciadopityspollenites macroverrucosus*, *Classopollis*, *Converrucosisporites utriculosus*, *Sestrosporites pseudoalveolatus* — выделена по характерному палинокомплексу, в котором появляется *Converrucosisporites utriculosus* (Krasn.) Rosock, регулярно присутствует *Sestrosporites pseudoalveolatus* (Coup.) Dettm. Детальная характеристика палинокомплекса опубликована ранее (Ильина, 1985, табл. 14, ПК-ХХ). По стратиграфическому объему палинозона приравняется к а-зоне *Epivirgatites variabilis* средневожского подъяруса.

Нижняя граница ее в разрезе на мысе Урдюк-Хая (п-ов Пакса) проводится условно (Ильина, 1985, 1988а). Границы палинозоны совмещены с границами динозоны *Tubotuberebella apatela-Pareodinia ceratophora*, стратиграфический объем которой принят приблизительно в тех же пределах (Захаров и др., 1997). Палинозона установлена только в стратотипе на п-ове Пакса.

Палинозона 16 — *Pinuspollenites* spp., *Podocarpidites* spp., *Converrucosisporites utriculosus*, *Gleicheniidites*, *Cicatricosisporites* (ед.) — выделена по характерному палинокомплексу, в котором регулярно присутствуют *Converrucosisporites utriculosus*, *Verrucosisporites orbiculatus* (Krasn.) Sem., *Leptolepidites verrucatus* Coup. и *Concavissimisporites* и появляются единичные *Cicatricosisporites* sp. Детальная характеристика палинокомплекса опубликована ранее (Ильина, 1985, табл. 14, ПК-ХХІ).

Стратиграфический объем палинозоны определяется находками в соответствующей толще аммонитов из комплексов а-зон *Craspedites okensis*, *C. taimyrensis*, *Chetaites chetae* и *C. sibiricus* (верхневожский подъярус и низы берриаса) и двустворок (представители *Buchia*) из комплексов b-зон (бухизон) того же интервала (Захаров, 1981). Верхняя граница палинозоны проводится условно. Следующее вверх по разрезу заметное преобразование в составе палинокомплексов отмечено в интервале, соответствующем а-зоне *Nectoroceras kochi* нижнего берриаса, где параллельно сменяется и комплекс диноцист, поэтому, возможно, что верхнюю границу палинозоны следует проводить внутри слоев, относящихся к а-зоне *Nectoroceras kochi* или даже выше. Палинозона 16, установленная в стратотипическом разрезе на мысе Урдюк-Хая (п-ов Пакса), прослежена в обнажениях на р. Хете, где ее палинокомплекс отличается большим разнообразием спор растений (Григорьева, 1981; Ильина, 1985, 1989).

Западная Сибирь. Келловей-верхнеюрские отложения на территории Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна в основном представлены морскими фациями, содержащими микрофитопланктон, споры и пыльцу наземных растений, количественные соотношения которых в палинокомплексах в определенной степени зависят от степени мористости отложений. В результате ана-

лиза вертикального распределения палинокомплексов, проведенного при изучении керн многочисленных скважин, пройденных в разных фациальных районах Западной Сибири, геологическая последовательность палинокомплексов, характерных для определенных интервалов келловей и верхней юры, к настоящему времени определена (Ильина, 1968, 1988а; Глушко, 1970, 1982, 1987; Маркова, 1971; Ровнина, 1972; Ровнина и др., 1978, 1985, 1989, 1990; Пуртова, Игнатова, 1987; Шейко, Шатова, 1987; и др.). Однако, как уже отмечалось выше, выделяемые в интервале келловей-верхняя юра на тех или иных разрезах биостратона по спорам и пыльце латерально прослеживаются лишь в пределах одного или двух фациальных районах, хотя через разрезы переходного типа можно проводить корреляцию на провинциальном уровне. Это нашло отражение в региональной стратиграфической схеме келловей и верхней юры Западной Сибири, в которой показаны характерные для определенных стратиграфических интервалов палинокомплексы, дифференцированные по восьми фациальным районам (Решения..., 1991). Каждый из палинокомплексов, характерный для определенного стратиграфического диапазона, имеет общие черты, но в то же время отличается от других набором специфических признаков, отражающих преобразования флоры в конкретном регионе. Например, в палинокомплексах келловей-оксфорда Приполярного Зауралья и Ямало-Шаимского района повышено содержание пыльцы *Sciadopityspollenites macroverrucosus*, а в комплексах из тех же отложений в Сильгинско-Васюганском и Чулымо-Енисейском районах доминируют *Classopollis* (в последнем районе вместе с *Quadraeculina limbata*).

Степень детальности расчленения келловей-верхнеюрских толщ в каждом фациальном районе также различна, что обусловлено полнотой отбора керн в буровых скважинах, палинологической изученностью, насыщенностью проб спорами и пыльцой, а также возможностью привязки границ смен палинокомплексов к региональной шкале юры по макро- и микрофаунистическим остаткам и комплексам диноцист. В качестве регионального подразделения общего для Западной Сибири пока предлагается в описываемом интервале только один палиностратон.

Слои со спорами и пыльцой 11 — *Classopollis*, *Cyathidites* spp., *Sciadopityspollenites macroverrucosus*, *Quadraeculina limbata* — установлены в морских отложениях нижнего келловей (в нижней подсвите васюганской свиты). Разрез скв. Салатской-1 (инт. 2630–2615 м) в Нюрольской впадине принят в качестве стратотипа. В характерном палинокомплексе доминирует пыльца *Classopollis*, часто встречаются *Cyathidites* spp., регулярно в небольшом количестве присутствуют *Stereisporites* sp., *Lycopodiumsporites* spp., *Neoraistrickia bacculifera*, *Cyathidites australis*, *Gleicheniidites*, Pteridaceae, *Podocarpidites*, *Disaccites*. Характерно для палинокомплекса присутствие *Sciadopityspollenites macroverrucosus* и *Quadraeculina limbata*. Стратиграфическое положение палиностратона определяется по сопровождающим палинокомплекс диноцистам динозоны *Fromea tornatilis*, выделенной в слоях с *Cadoceratinae* в Шаимском районе. Палиностратон в целом коррелируется с палинозоной 11 палиностратиграфической шкалы юры севера Сибири (Ильина, 1997б). Верхняя граница палиностратона принята условно по кровле нижнего келловей. Слои 11 установлены в разрезах на юго-востоке Западной Сибири и прослежены в континентальных отложениях тяжинской свиты в юго-западной части Канско-Ачинского бассейна.

Для келловей других фациальных районов и верхней юры Западной Сибири пока известны только характерные палинокомплексы, приуроченные к определенным стратиграфическим интервалам юры. Характеристика многих из них опубликована ранее (Маркова, 1971; Левина и др., 1972; Ровнина, 1972; Глушко, 1982, 1987; Ильина, 1988а; и др.) и учтена в региональной стратиграфической схеме верхней юры Западной Сибири (Решения..., 1991). За последнее десятилетие при изучении разрезов морского келловей и верхней юры северных районов центральной части Западной Сибири получены новые данные о распределении палинокомплексов, характеристика которых с привлечением литературных данных приводится ниже более детально.

Из-за фрагментарного отбора керн из келловей палинокомплексы установлены только для отдельных интервалов. Так, в нижней части васюганской свиты, вскрытой скважинами 5-Р (инт. 3160–3170 м) и 47 (инт. 2990–

3005 м) на Западно-Красноселькупской площади, обнаружен палинокомплекс, в котором основу составляют *Cyathidites* spp., относительно частые *Osmundacidites* spp., в небольшом количестве встречены *Stereisporites*, *Neoraistrickia rotundiformis*, *Tripartina variabilis*. Характерно для него присутствие редких *Gleicheniidites* sp., *Klukisporites variegatus*. Среди пыльцы регулярно встречаются *Classopollis* (до 7 %), редкие *Sciadopityspollenites* на фоне *Disaccites*, *Piceapollenites*, *Ginkgocycadophytus* (Пуртова, Игнатова, 1987). Возможно, эту же часть келловей характеризует палинокомплекс, установленный Л.А. Шатовой в васюганской свите, вскрытой скважинами 214-Р (инт. 2970–2995 м) и 215-Р (инт. 2992–3005 м) на Кынской площади, и в точинской свите в скв. 351-Р (инт. 2895–2908 м) на Южно-Кыпакынской площади. Близкий по составу палинокомплекс, но с большим содержанием *Classopollis* (10–12 %) обнаружен в разрезе скв. Геологической-9 (инт. 3637–3650 м), в которой в слоях с верхнекелловейскими аммонитами *Quenstedtoceratinae* (инт. 3614–3625 м) найден палинокомплекс с более высоким содержанием *Classopollis* (20–40 %) и со спорами *Gleicheniidites*, *Dicksoniaceae*, единичными *Densoisporites velatus*, *Neoraistrickia bacculifera*, *Neoraistrickia* spp., *Klukisporites variegatus* и другими на фоне *Cyathidites* и пыльцы *Piceapollenites* spp., *Podocarpidites*, *Cycadopites* и единичных экземпляров *Sciadopityspollenites macroverrucosus* (Thier.) Iljina (Стрепетилова, 1987).

Таким образом, палинокомплексы из нижней части келловей имеют много общих черт с батскими, но в них регулярно присутствует пыльца *Classopollis*, и в морских отложениях встречается микрофитопланктон. В палинокомплексах из верхней половины келловей увеличивается содержание *Classopollis* (примерно до 13–30 %) и становится более разнообразным состав спор. Среди последних регулярно присутствуют *Densoisporites velatus*, *Klukisporites variegatus* и др. В целом палинокомплексы верхней половины келловей очень близки по общему составу к оксфордским, что крайне затрудняет их разделение. Они часто определяются как нерасчлененные палинокомплексы келловей–оксфорда, позволяющие датировать вмещающие отложения только в широком диапазоне (от келловей до оксфорда). Подобный

палинокомплекс установлен в точинской свите на Западно-Красноселькупской площади (скв. 45, инт. 3105–3115 м и скв. 47, инт. 2975–2990 м) и в васюганской свите на Иохтурской площади (скв. 52, инт. 2930–2960 м) (Пуртова, Игнатова, 1987).

В разрезах, вскрытых скважинами Западно-Новогодней-210 (инт. 3160–3219 м) и Стахановской-910 (инт. 3213–3269 м), обнаружен палинокомплекс, свойственный нерасчлененным отложениям среднего, нижнего оксфорда и верхов келловей. В этом комплексе, детальная характеристика которого приведена на рис. 36 и 38, преобладает пыльца голосеменных (*Classopollis* или *Piceapollenites*). Келловей–оксфордский палинокомплекс установлен в васюганской свите на Сургутском своде (скв. Еловая-7, Имнинская-190, Восточно-Ягунская-250) (Шейко, Шатова, 1987). В нем доминирует пыльца голосеменных растений, среди которой наиболее часты *Classopollis* (30 %), регулярно присутствуют *Piceapollenites*, *Quadraeculina limbata*, *Ginkgocycadophytus*. В мацератах образцов обнаружен также микрофитопланктон (до 15 %), состав которого не указан. Повышенное содержание *Classopollis*, по сравнению с описанными выше палиноспектрами, возможно, обусловлено более южным местонахождением указанных разрезов.

Палинокомплексы оксфорда Западной Сибири изучены наиболее детально. Они установлены в васюганской свите, вскрытой скважинами Западно-Новогодней-210 (инт. 3160–3219 м), Стахановской-910 (инт. 3213–3234 м) и Ярайнерской-23 (инт. 2983,5–2991 м) и в сивговской свите по разрезу Верхне-Толькинской-5 (инт. 2827–2847 м). В палинокомплексах доминирует пыльца ксерофитных хвойных *Classopollis* или *Disaccites*, *Piceapollenites*. Субдоминантами являются *Cyathidites* spp. и *Osmundacidites*. В целом основу споровой части составляют юрские виды широкого стратиграфического диапазона. Характерно присутствие *Gleicheniidites* sp., *Neoraistrickia bacculifera* (Mal.) Iljina, *Concavissimisporites*, *Leptolepidites* sp., *Contignisporites problematicus* (Coup.) Dor., редких *Sestrosporites pseudoalveolatus* (Coup.) Dettm., *Pteridaceae*. Среди пыльцы голосеменных растений наряду с *Piceapollenites*, *Podocarpidites*, *Ginkgocycadophytus* присутствуют *Vitreisporites pallidus* (Reiss.) Nils., *Eucommiidites*, *Araucariacites* sp., *Quadraeculina limbata* Mal., *Sciadopityspollenites*

macroverrucosus (Thier.) Iljina, единичные экземпляры *Callialasporites*, *Chasmatosporites hians* Nils. и *Perinopollenites elatoides* Coup. Повышенное содержание пыльцы ксерофитных хвойных *Classopollis* и присутствие палиноморф, характерных для евро-сибирских видов растений, обусловлены миграцией последних на север в связи с наступившим в оксфорде потеплением климата, которое привело к ослаблению широтной дифференциации флоры. Стратиграфическое положение слоев, вмещающих описанные палинокомплексы в скважинах Западно-Новогодней-210 и Стахановской-910, определено по сопутствующим им комплексам микрофитопланктона динозон *Wanaea fimbriata* и *Rigaudella aemula* как предположительно соответствующее интервалу нижнего и среднего оксфорда. Верхняя граница распространения палинокомплекса в скв. Ярайнерской-23 проведена в низах верхнего оксфорда, поскольку здесь он обнаружен вместе с диноцистами и верхнеоксфордскими фораминиферами (Ильина, 1998; Пыина, 1998). В образцах из разреза, вскрытого скв. Верхне-Толькинской-5, удалось выделить палинокомплекс, предположительно отвечающий нерасчлененным отложениям оксфорда (рис. 44).

Палинокомплекс из верхневасюганской подсвиты установлен Л.А. Шатовой (1989) в разрезах, вскрытых скважинами Харампурской-324 (инт. 2879–2917 м), Южно-Кыпакынской-351-Р (инт. 2803–2840 м), Кынской-214-Р (инт. 2859–2907 м) и 215-Р (инт. 2867–2896 м). В нем преобладает пыльца хвойных с двумя воздушными мешками (*Piceapollenites*, *Pinuspollenites*, *Podocarpidites*). Пыльца *Classopollis* (2–12 %, редко до 20 %) присутствует регулярно. Среди спор, как и предыдущем комплексе, много *Cyathidites* spp. и часто встречаются *Osmundacidites*. Характерно присутствие в небольшом количестве *Klukisporites variegatus*, *Densoisporites velatus*, *Gleicheniidites*.

Спорово-пыльцевой комплекс слоев георгиевской свиты, датированных по фораминиферам кимериджем, установлен в разрезах скважин 211-Р (инт. 2860–2874 м) на Кынской площади и Харампурской-324 (инт. 2856–2870 м). В этом палинокомплексе также преобладает пыльца голосеменных в основном *Disaccites* плохой сохранности (Шатова, 1989). Содержание *Clas-*

sopollis колеблется от 10 до 35 %. На фоне *Cyathidites* spp., *Lycopodiumsporites*, *Osmundacidites*, *Duplexisporites* и других юрских форм характерно присутствие *Converrucosisporites utriculosus* (Krasn.) Pospelov, *Concavissimisporites* sp., *Gleicheniidites* sp. Н.К. Глушко обнаружила палинокомплекс с более высоким содержанием пыльцы *Classopollis* (до 52 %) в разрезе скв. Харампурской-302 в интервале 2935–2946 м. Кимериджский возраст отложений в этом интервале определен по находкам аммонитов ?*Amoebites* spp. Приведенные палинокомплексы содержат меньше пыльцы *Classopollis*, чем спорово-пыльцевые спектры из кимериджа более южных регионов (например, Широтного Приобья). В последних пыльца ксерофитных хвойных *Classopollis* достигает 70–90 %.

В волжских отложениях, вскрытых скв. Ярайнерской-23 на глубине 2965 м, обнаружен очень бедный спорово-пыльцевой спектр, в котором преобладают *Piceapollenites* и *Disaccites*. Большинство микрофитофоссилий трудно определимы из-за плохой сохранности. Субдоминантами в этом палинокомплексе являются *Classopollis*, определены также редкие *Callialasporites* sp., *Podocarpidites*, споры *Cyathidites* и *Duplexisporites*. В западных и южных районах Западной Сибири палинокомплексы из волжских слоев абалакской, мулымьинской, баженовской и марьяновской свит найдены в разрезах, вскрытых скважинами Лазаревской-10126 (инт. 2067–2110 м), Вишьенской-10055 (инт. 2064–2074 м) в Шаимском районе, Мыльджинской-62 (инт. 2345–2352 м), Дедовской-3 (инт. 2504–2508 м) и Вездеходной-4 (глубина 2342 м) на юго-востоке региона (рис. 45). В образцах здесь преобладает микрофитопланктон. В палиноспектрах доминирует пыльца *Classopollis*, *Disaccites*, присутствуют также *Gleicheniidites* sp., *Cyathidites* spp., *Sestrosporites pseudoalveolatus*, *Perotrilites* sp., *Vitreisporites pallidus*, *Parvosaccites radiatus* Coup., *Callialasporites* spp. и др.

Приведенная характеристика палинокомплексов, свойственных для определенных стратиграфических интервалов верхней юры Западной Сибири, может дать только общее представление о геологической последовательности палинофлоры. Трудность корреляции верхнеюрских разрезов по данным палинологии обусловлена, как указывалось

Ярус		Западно-Новогодняя скв. 210 (3160–3219 м)	Стахановская скв. 910 (3213–3269 м)	Ярайнерская скв. 23 (2983,5–2997,0 м)	Верхне-Тольминская скв. 5 (2827–2847 м)
	Подъярус				
	Верх.	?	?	?	
	Средний	СПК Д: <i>Classopollis</i> ; Сд: <i>Cyathidites</i> spp., <i>Leitotriletes</i> или <i>Piceapollenites</i> spp.; С: <i>Stereisporites psilatus</i> (Ross.) Pflug, S. <i>seebergensis</i> Schulz, <i>Neorais-trickia bacculifera</i> (Mal.) Iijina, <i>Lycopodiumsporites</i> spp., <i>Gleicheniidites</i> sp., <i>Osmundacidites</i> spp., <i>Cyathidites australis</i> Coup., <i>Leptolepidites</i> sp., <i>Eboracisporites</i> sp., <i>Obtusisporis junctus</i> (K.-M.) Pockock, <i>Tripartina variabilis</i> Mal., <i>Contignisporites problematicus</i> (Coup.) Dot., <i>Duplexisporites anogram-mensis</i> (K.-M.) Schug., <i>Sestrosporites pseudoalveolatus</i> (Coup.) Dettm., <i>Hy-menozonotriletes insolutus</i> Sem., <i>Gink-gocycadophytus</i> , <i>Cycadophites dilucidus</i> (Bolch.) Iijina, <i>Vitreisporites pallidus</i> (Reiss.) Nils., <i>Quadraeculina limbata</i> Mal., <i>Podocarpidites</i> sp., <i>Pinuspol-lenites</i> sp., <i>Piceapollenites variabilis</i> - <i>formis</i> (Mal.) Petr.	СПК Д: <i>Disaccites</i> , <i>Piceapollenites</i> spp., иногда <i>Classopollis</i> ; Сд: <i>Cyathid-ites</i> spp., <i>Osmundacidites</i> spp., С: <i>Stereisporites</i> sp., <i>Neorais-trickia bac-culifera</i> , <i>Lycopodiumsporites</i> spp., <i>Cy-athidites australis</i> , ? <i>Leptolepidites</i> sp., <i>Gleicheniidites</i> sp., <i>Pteridaceae</i> , <i>Tri-partina variabilis</i> , <i>Obtusisporis junctus</i> , <i>Duplexisporites anogrammensis</i> , <i>Con-cavissimisporites</i> sp., <i>Trachisporites</i> sp., <i>Lophotriletes</i> sp., <i>Cycadophites</i> sp., <i>Ginkgocycadophytus</i> , <i>Araucariacites</i> sp., <i>Eucommiidites</i> , <i>Podocarpidites</i> spp., <i>Quadraeculina limbata</i> , <i>Piceapol-lenites mesophyticus</i> (Bolch.) Petr., <i>Sciadopityspollenites macroverrucosus</i> (Thier.) Iijina, <i>Alisporites bisaccus</i> , <i>Cal-lialasporites</i> sp.	СПК Д: <i>Classopollis</i> или <i>Piceapol-lenites</i> spp.; Сд: <i>Cyathidites</i> spp., <i>Piceapollenites mesophyticus</i> ; С: <i>Stereisporites seebergensis</i> , <i>Neorais-trickia bacculifera</i> , <i>N. longibaculata</i> Sheiko, <i>Lycopodiumsporites</i> , <i>Osmundacidites</i> spp., <i>Tripartina variabilis</i> , <i>Podocarpid-ites</i> spp., <i>Disaccites</i>	СПК Д: <i>Classopollis</i> ; Сд: <i>Cyathidites</i> spp., <i>Osmundacidites</i> spp., <i>Piceapol-lenites</i> spp., <i>Disaccites</i> ; С: <i>Stereisporites psilatus</i> (Ross.) Pflug, S. <i>seebergensis</i> , С. <i>congregatus</i> , <i>Neorais-trickia longibaculata</i> Sheiko, N. sp., <i>Lycopodiumsporites</i> spp., <i>Gleicheniid-ites</i> sp., <i>Tripartina variabilis</i> , <i>Leitotriletes pallescens</i> Bolch., L. <i>adantiformis</i> Vi-nogr., <i>Pteridaceae</i> , <i>Ginkgocycadophy-tus</i> , <i>Chasmatosporites hians</i> Nils., <i>Podocarpidites</i> spp., <i>Quadraeculina lim-bata</i> , <i>Sciadopityspollenites macroverru-cosus</i> , <i>Perinopollenites elatoides</i> Co-up., <i>Pinuspollenites</i>
	Нижний				

Рис. 44. Составление спорово-пыльцевых комплексов оксфорда севера центральной части Западной Сибири.

СПК – спорово-пыльцевой комплекс; Д – доминанты, Сд – субдоминанты, С – сопутствующие.

Вездеходная площадь, скв. 1, 4	Мартовская площадь, скв. 430	Няргинская площадь, скв. 1
Скв. 4, глубина 2342,0 м Д: <i>Classopollis classoides</i> ; С: <i>Cyathidites</i> spp., <i>Gleichenidites cenonicus</i> , <i>Gleichenidites</i> sp., <i>Concavissimisporites</i> sp., <i>Leptolepidites</i> sp., <i>Sestrosporites pseudoalveolatus</i> , <i>Leitotriletes</i> , <i>Callialasporites dampieri</i> , <i>C. turbatus</i> , <i>Podocarpidites</i> , <i>Piceapollenites</i> spp., <i>Pinuspollenites</i> , <i>Disaccites</i>	2363,0–2391,0 м Д: <i>Classopollis</i> (74 %); Сд: <i>Cyathidites</i> spp.; С: <i>Stereisporites</i> spp., <i>Densoisporites velatus</i> , <i>Verrucosisporites orbiculatus</i> , <i>Uvaesporites argenteaformis</i> , <i>Neorais-trickia rotundiformis</i> , <i>Leptolepidites verrucatus</i> , <i>Eboracisporites</i> , <i>Klukisporites variegatus</i> , <i>Tripartina variabilis</i> , <i>Cycadopites</i> , <i>Eucommiidites troedssonii</i> , <i>Podocarpidites</i> , <i>Quadraeculina limbata</i> , <i>Sciadopityspollenites macroverrucosus</i>	2262,1–2285,1 м Д: <i>Classopollis</i> (37 %); С: <i>Stereisporites</i> spp., <i>Densoisporites velatus</i> , <i>Converrucosisporites utriculosus</i> , <i>Verrucosisporites orbiculatus</i> , <i>Cycadopites</i> sp., <i>Ginkgocycadophytus</i> , <i>Disaccites</i>
Скв. 1, 2370,0–2376,0 м Д: <i>Classopollis</i> (95 %); С: <i>Cyathidites</i> spp., <i>Tripartina variabilis</i> , <i>Ginkgocycadophytus</i> , <i>Quadraeculina limbata</i> , <i>Podocarpidites</i> spp., <i>Piceapollenites variabiliformis</i> , <i>Piceapollenites</i> spp., <i>Disaccites</i>		2299,0–2285,1 м Д: <i>Classopollis</i> (80–90 %); С: <i>Densoisporites velatus</i> , <i>Cyathidites</i> spp., <i>Eboracisporites</i> sp., <i>Dicksoniaceae</i> , <i>Podocarpidites</i> spp.

Рис. 45. Палинокомплексы кимеридж-волжских отложений юго-востока Западной Сибири (по материалам ИГНГ СО РАН, ЗапСибНИГНИ, ТО СНИИГГиМСа).

Пояснения см. рис. 43.

выше, особенностями развития флоры в течение позднеюрской эпохи на территории Сибири. Данные по комплексам спор и пыльцы наземных растений могут служить только в качестве дополнительных критериев при разработке схем стратиграфии морских отложений верхнего отдела юры Сибири. Для достоверного обоснования последовательности палиностратонов верхней юры Западной Сибири необходимы детальные палинологические исследования опорных разрезов скважин, пройденных с полным отбором керн, и комплексный анализ дифференциации палеогеографических обстановок во времени накопления осадков. Комплексное изучение в палинологических препаратах спор, пыльцы наземных растений и микрофитопланктона, безусловно, будет способствовать более детальному и обоснованному расчленению келловей-верхнеюрских толщ Сибири. Несомненно, что разработка детальной стратиграфии морской верхней юры по комплексам диноцист на территории Западной Сибири более эффективна, чем по палинокомплексам. Относительно высокие темпы эволюции динофлагеллат и их большие миграционные способности обусловили большую разрешающую способность диноцист длядробного расчленения морских толщ.

Зональное расчленение юры Сибири по цистам динофлагеллат

Цисты одноклеточных планктонных водорослей динофлагеллат являются одной из

наиболее ценных для стратиграфии ископаемых групп микрофитофоссилий. В перспективе при работах по детальному расчленению и корреляции разрезов морского верхнего мезозоя, в том числе и в нефтяной геологии, значение этой группы постоянно будет расти. В силу достаточно высоких темпов эволюции, слабой зависимости от конкретных фаций, хорошей сохранности и частой встречаемости как в естественных выходах, так и в кернах скважин, особенности эволюционных и хронологических преобразований динофлагеллат можно успешно использовать для создания схем глобальных корреляций. Диноцисты уже давно и эффективно используются в нефтяной геологии за рубежом, а в последнее десятилетие стали объектом пристального внимания при разработке стратиграфических схем морских отложений юры особенно на закрытых площадях нефтегазоносных бассейнов и в нашей стране.

Послойное изучение опорных разрезов на севере Восточной Сибири и в Западной Сибири показало, что распределение диноцист в толще морской юры Сибири весьма неравномерно (Ильина, 1985, 1997а). Судя по имеющимся к настоящему времени данным, динофлагеллаты в течение геттанг-синемюра и большей части плинсбаха отсутствовали в северосибирском морском бассейне, микрофитопланктон в котором в это время был представлен только акритархами и редкими празинофитами (Ильина, 1985). Первые динофлагеллаты проникли в северосибирские

моря в конце плинсбаха, были широко распространены здесь в тоаре и, практически исчезнув из сибирской биоты на рубеже между тоаром и ааленом, снова, начиная с келловея, массово развивались в позднеюрском морском бассейне Сибири. Отметим, что вспышки в развитии ассоциаций динофлагеллат в сибирских юрских бассейнах приходятся на периоды крупных трансгрессий, когда, по-видимому, в обстановке нормального газового режима и солености вод, особенно в моменты потепления климата, устанавливались наиболее благоприятные условия для их существования.

Первые динофлагеллаты, обнаруженные в верхнем плинсбахе севера Восточной Сибири, принадлежали к роду *Nannoceratopsis*, мигрировавшему в позднеплинсбахские моря Сибири из бореально-атлантического бассейна Северо-Западной Европы (Ильина др., 1994). В самом конце плинсбаха и начале тоара единственный известный в Сибири вид этого рода *Nannoceratopsis deflandrei* Evitt emend. Iljina широко расселился в северосибирских морях. Однако уже в позднем плинсбахе обособились три подвида *Nannoceratopsis deflandrei* subsp. *deflandrei* (Evitt) Iljina, *N. deflandrei* subsp. *senex* (Van Helden) Iljina и *N. deflandrei* subsp. *anabarensis* Iljina, последний из них доминировал среди микрофитопланктона на рубеже плинсбаха и в начале тоара (до начала зонального момента *Narproceras falciferum*). Во время раннетоарской трансгрессии, сопровождаемой потеплением, начавшимся в конце плинсбаха и достигшим максимума в раннем тоаре (зональные моменты *falciferum* и первая половина *commune*), зафиксировано максимальное распространение подвида *N. deflandrei* subsp. *senex*, который в это время преобладал в ассоциациях динофлагеллат как в северосибирских морях, так и в бассейнах Северной Европы и Арктической Канады. Во второй половине раннего тоара *Nannoceratopsis deflandrei* уступил господствующее положение в ассоциации динофлагеллат виду *N. gracilis* Alberti. На рубеже раннего и позднего тоара в северосибирской ассоциации динофлагеллат произошли существенные преобразования — сменились доминирующие таксоны на уровне семейств. В позднем тоаре впервые в Арктике распространилась собственно бореальная ассоциация динофлагеллат. Бореально-атлантический род

Nannoceratopsis был существенно вытеснен диноцистами рода *Phallocysta* и разнообразными *Heterocapsaceae*. Эта ассоциация в конце тоара распространялась циркумполярно в бореальных акваториях Северной Евразии и Арктического побережья Америки, иногда проникая и южнее.

Можно предположить, что в тоаре в западно-сибирском морском бассейне были распространены те же ассоциации динофлагеллат, что и на севере Восточной Сибири. Свидетельством этого служат единичные находки *Phallocysta elongata* (Beju) Riding на фоне редких празиофитов *Leiosphaeridia* в верхнем тоаре на п-ове Ямал (скв. Штормовая-122, глубина 3972 м) и *Nannoceratopsis* cf. *deflandrei* в нижнем тоаре Ханты-Мансийской впадины (скв. 6, инт. 3202–3220 м). Отметим однако, что в палиноспектрах морского верхнего плинсбаха и тоара, изученных по разрезам, вскрытым скважинами на Новопортовской площади (Глушко, 1987) и на Бованенковском месторождении, диноцисты не обнаружены. В тогурской свите Пур-Тазовского междуречья микрофитопланктон представлен только редкими акритархами *Micrhystridium*, *Veryhachium* и празиофитами *Leiosphaeridia*. Следы кратковременных морских ингрессий в раннем тоаре (время формирования тогурских глин) зафиксированы по находкам *Micrhystridium* spp. и празиофитов *Leiosphaeridia* в разрезах тоара в Хонгокуртской (скв. Тугровская-4), Нюрольской впадинах, Приколтогорском прогибе, по обрамлению Межовского свода (скв. Пешковская-13). Эти же микрофитофоссилии найдены и в более высоких слоях тоара в скв. Салатской-1 (глубина 2891 м) в Нюрольской впадине (Костеша и др., 1991; Конторович и др., 1995б; Шурыгин и др., 1995; и др.).

Судя по исчезновению диноцист из палинокомплексов нижеааленских морских осадочных толщ Восточной Сибири, в начале средней юры динофлагеллаты резко сокращают свое представительство в морских бассейнах этого региона (Ильина и др., 1994; Пospelова, 1995). Возможно, одной из причин этого было начавшееся еще в тоаре и достигшее максимума в аалене похолодание климата. Предположительно реликты редуцированной позднеотоарской бореальной ассоциации динофлагеллат были обнаружены в керне из скважин на Восточной площади (Анабарский район), в котором найдены и фора-

миниферы f-зоны *Lenticulina nordvikensis* верхнего аалена (Никитенко, Пospelова, 1996). В морских отложениях байоса и бата на севере Восточной Сибири известны только лишь единичные находки *Evansia evittii* (Росock) Jansonius (в верхах а-зоны *borealis* на западном берегу Анабарской губы) и *Lithodinia* sp. ind. совместно с многочисленными акритархами *Leiofusa* spp. (в верхах келимярской свиты в низовьях Лены).

В средней юре (исключая верхи бата и келловей) Западной Сибири, представленной в значительной степени породами континентального генезиса с редкими морскими прослоями, диноцисты не обнаружены. Морские прослой с акритархами *Micrhystridium* и редкими *Veryhachium* встречены в ряде скважин, вскрывших байос и бат в Шаимском нефтегазоносном районе (Олымская-9060, Вишьенская-10055 и др.), в бате на Красноленинском своде (скв. 2797), в Нюрольской впадине (скв. Салатская-1) и в обнажении на р. Золотой Китат в Чулымо-Енисейской впадине (Ильина, 1988б). В батской толще, вскрытой скважинами на Сургутском своде, обнаружены празинофиты и единичные *Pareodinia* плохой сохранности (Ровнина и др., 1989), а в верхах тюменской свиты в Шаимском районе (скв. Узбекская-9075) встречаются редкие диноцисты *Fromea tornatilis* (Drugg) Lentin et Williams (Ильина, 1997б).

Начало нового этапа расцвета и широкого распространения диноцист в палеобассейнах северных областей России приходится на самый конец бата-келловей и связано, по-видимому, с "кадосерасовой" трансгрессией в бореальных бассейнах. На рубеже бата и келловей впервые проявилась в сибирском морском бассейне провинциальная специфика ассоциаций динофлагеллат, что могло быть следствием дифференциации палеогеографических обстановок, обусловленной трансгрессией и начавшимся потеплением, особенно резко выраженным в пограничных районах Бореальной и Бореально-Атлантической палеобиогеографических областей. Судя по таксономическому составу в комплексе диноцист, известных из нижнего келловей западного берега Анабарской губы, в начале келловей в восточно-сибирском море господствовала ассоциация с *Crussolia dalei* Smelror et Archus, *Paragonyaulacysta retifragmata* (Dor. et Davies) Below, *Chytroesphaeridia hyalina* (Rayn.) Lentin et

Williams, распространенная в это время циркумпольно в Арктическом бассейне (Пуина, 1996; Ильина, 1997а). Однако если учитывать таксономический состав комплексов диноцист, обнаруженных в нижнем келловее Шаимского района и Нюрольской впадины (Ильина, 1991; Меледина и др., 1998; и др.), то можно сделать вывод, что в западно-сибирском море в это время была распространена ассоциация динофлагеллат с *Fromea tornatilis*, присущая восточно-европейскому бореально-атлантическому бассейну.

В течение поздней юры большая часть акваторий эпиконтинентальных морей севера Азии переместилась на территорию Западной Сибири. В результате келловейского потепления климата температурный режим западно-европейских и сибирских морей в раннем и среднем оксфорде был существенно выровнен. Это способствовало широкой миграции и расселению в западно-сибирском морском бассейне бореально-атлантических видов динофлагеллат гониаулокоидного типа — *Gonyaulacysta jurassica* subsp. *adecta* var. *longicornis* (Defl.) Sarjeant, *Rhynchodiniopsis cladophora* (Defl.) Below и др., а также *Wanaea fimbriata* Sarjeant и хоратных *Rigaudella aemula* (Defl.) Below (Ильина, 1998; Пуина, 1998). В позднем оксфорде из ассоциации динофлагеллат исчезают последние *Rigaudella aemula* и становятся редкими *Nannoceratopsis pellucida* Defl. Судя по комплексам диноцист, известным из георгиевской и даниловской свит Западной Сибири, в кимеридже были распространены разнообразные *Cleistosphaeridium* spp., *Stephanelytron* spp., часто встречались *Rhynchodiniopsis cladophora* вместе с *Endoscrinium luridum* (Defl.) Gocht, *Gonyaulacysta jurassica* subsp. *jurassica* (Defl.) Poulson, *Scriniodinium crystallinum* (Defl.) Klem., *Chytroesphaeridia* spp., *Prolixosphaeridium*, *Systematophora* sp., *Subtilisphaera? inaffecta* (Drugg) Bujak et Davies, а типично бореальные виды *Paragonyaulacysta borealis* и *Valensiella magna* (Davey) Court. были редки.

На рубеже юры и мела различия ассоциаций динофлагеллат восточно- и западно-сибирских морей снова усиливаются. Так, в комплексах диноцист верхов юры и берриаса на севере Восточной Сибири, изученных в непрерывном разрезе этих толщ у мыса Урдюк-Хая (п-ов Пакса), преобладают виды *Paragonyaulacysta borealis* и *Tubotuberella*

rhomboformis, широко распространенные в одновозрастных отложениях арктических районов Европы и Канады. Они, очевидно, и составляли в конце юры и начале мела основное ядро ассоциации динофлагеллат в Бореальной палеобиогеографической области (Ильина, 1985, 1988а). В более южных районах и, в частности, в западно-сибирском морском бассейне, если судить по комплексам диноцист, известным из скважин Западной Сибири, в средневожское время была распространена смешанная ассоциация динофлагеллат, представленная как бореальными видами *Paragonyaulacysta borealis*, *Valensiella magna* и др., так и типично суббореальными представителями родов *Oligosphaeridium* и *Perisseasphaeridium*.

Таким образом, анализ хронологического и географического распределения ассоциаций динофлагеллат в юре Сибири показал, что в сибирских палеобассейнах эти представители альгофлоры в конце плинсбаха и тоаре, в келловее и в течение поздней юры доминировали среди микрофитопланктона. В связи с этим ископаемые цисты динофлагеллат могут использоваться в качестве ведущей группы микрофитофоссилий для зонального расчленения морских разрезов юры северного обрамления Сибирской платформы и Западной Сибири.

Геологическая последовательность комплексов диноцист, установленная в опорных разрезах юры и прослеженная по простиранию, послужила основой для выделения по диноцистам региональных подразделений в ранге зон (динозон). Определяющими критериями при выделении динозон и проведении в конкретных разрезах их границ были первое и последнее появление вида-индекса, а в некоторых случаях и акме характерных видов. Стратиграфическое положение и объем биостратонов контролировались по находкам в тех же слоях аммонитов, двустворок и комплексов микрофауны.

Наиболее хорошо изученные опорные разрезы морской нижней юры Сибири известны из районов северного и восточного обрамления Сибирской платформы. Именно на основе изучения этих разрезов разрабатывались зональные шкалы нижней юры Сибири по аммонитам, белемнитам, двустворкам, фораминиферам (Стратиграфия..., 1976) (см. рис. 32–34). Этот регион был использован в качестве стратотипического при раз-

работке зональной шкалы верхов плинсбаха и тоара Сибири по диноцистам.

По данным монографического изучения диноцист и оценки их стратиграфического распределения в опорных разрезах верхнего плинсбаха и тоара Виллойской синеклизы, Приверхоянского прогиба, побережья Анабарской губы и Восточного Таймыра в этом интервале установлена последовательность из двух динозон с пятью подзонами (Ильина и др., 1994; Захаров и др., 1997). В последние годы зональная динофлагеллатовая шкала верхов плинсбаха и тоара севера Сибири была усовершенствована и в настоящее время снизу вверх по разрезу приняты следующие биостратоны (см. рис. 5, 10, 28).

Динозона *Nannoceratopsis deflandrei* (Nd) выделена в интервале от первого появления в разрезах *Nannoceratopsis deflandrei* Evitt до первого появления *Nannoceratopsis gracilis* Alberti. В характерном комплексе присутствуют три подвида *N. deflandrei* (*N. deflandrei* subsp. *deflandrei* Evitt, *N. deflandrei* subsp. *senex* (Van Helden) Iljina, *N. deflandrei* subsp. *anabarensis* Iljina) и в верхней (нижнетоарской) части динозоны встречаются единичные экземпляры *Mancodinium semitabulatum* Morgenroth. Стратиграфический объем динозоны определен в интервале верхи плинсбаха–нижний тоар (а-зона *Amaltheus viligaensis* — нижняя половина а-зоны *Dactyloceras commune*). Нижняя граница ее совпадает с основанием слоев с двустворками *Tancredia kuznetsovi* (Шурыгин и др., 1996а). Динозона подразделяется на две подзоны *Nannoceratopsis deflandrei* subsp. *anabarensis* и *N. deflandrei* subsp. *senex* (см. рис. 10, 28), установленные ранее на севере Сибири (Ильина и др., 1994). Стратотипом является разрез верхов плинсбаха и нижнего тоара на западном берегу Анабарской губы, севернее мыса Аиркат. Динозона (без нижних слоев) присутствует в разрезе нижней юры на восточном берегу Анабарской губы, на р. Анабар, в ряде разрезов нижней юры в Виллойской синеклизе, на Восточном Таймыре и в других районах северной Сибири (Ильина и др., 1994).

Подзона *Nannoceratopsis deflandrei* subsp. *anabarensis* (Nd-a) установлена в интервале от первого появления *Nannoceratopsis deflandrei* subsp. *anabarensis* в основании динозоны до границы между эпиболами этого подвида и подвида *Nannoceratopsis*

deflandrei subsp. *senex*. Нижняя граница подзоны, совпадающая с основанием слоев с *Tancredia kuznetsovi* (Шурыгин, 1986; Шурыгин и др., 1996а), совмещается с нижней границей а-зоны *Amaltheus viligaensis*, а верхняя — с нижней границей а-зоны *Harposceras falciferum*. В разрезах нижней юры Вилюйской синеклизы смена комплексов диноцист зафиксирована в слоях с нижнетоарскими аммонитами и проходит в основании слоев с *Eleganticerus elegantulum*, соответствующих нижней части а-зоны *Harposceras falciferum* нижнего тоара. По стратиграфическому объему подзона совпадает с палинозоной 5 *Tripartina variabilis* (Ильина, 1985, 1997а). Более детально возраст этого биостратона обоснован ранее (Ильина и др., 1994). Наиболее полные разрезы подзоны установлены на западном берегу Анабарской губы, в бассейне р. Анабар и в среднем течении р. Вилюй.

Подзона *Nannoceratopsis deflandrei* subsp. *senex* (Nd-s) выделена в интервале, соответствующем акме *Nannoceratopsis deflandrei* subsp. *senex*. Верхняя граница проводится по первому появлению *Nannoceratopsis gracilis*. В низах подзоны из комплексов диноцист исчезает *N. deflandrei* subsp. *anabarensis*. В характерном для подзоны комплексе при явном преобладании вида-индекса встречаются *Nannoceratopsis deflandrei* subsp. *deflandrei* и очень редко *Mancodinium semitabulatum*. Стратиграфический объем подзоны определен в диапазоне а-зоны *Harposceras falciferum* и нижней половины *Dactylioceras commune* нижнего тоара. В низах подзоны в Вилюйской синеклизе найдены аммониты а-зоны *Harposceras falciferum*. На Северо-Востоке России в бассейне р. Левый Кедон (руч. Астрономический) нижняя граница подзоны также установлена в основании слоев с аммонитами *Eleganticerus elegantulum*. В анабарских разрезах нижняя граница подзоны соответствует нижней границе слоев с белемнитами *Acrocoelites triscissus* (Захаров и др., 1997) и совмещается с нижней границей f-зоны *Ammobaculites lobus*–*Trochammina kisselmani* и о-зоны *Camptocythere mandelstami* (Шурыгин и др., 1996а; Меледина и др., 1997). Стратиграфический объем подзоны равен объему реперной палинозоны 6, отвечающей климатическому оптимуму раннего тоара (Ильина, 1985, 1989, 1997б). К этому же интервалу тоара приурочено массовое распро-

странение *Nannoceratopsis deflandrei* subsp. *senex* (= *N. senex*) в различных регионах Северо-Западной Европы и Арктической Канады. Подзона установлена в ряде разрезов нижнего тоара в Вилюйской синеклизе (реки Вилюй, Марха, Тюнг и др.), прослежена в разрезах Лено-Анабарского, Приверхоанского, Восточно-Таймырского и других фациальных районов севера Сибири и на Северо-Востоке России (в бассейне р. Левый Кедон). Она четко опознается в разрезе и может рассматриваться в качестве реперного горизонта в морских отложениях нижнего тоара на территории Сибири.

Динозона *Nannoceratopsis gracilis* (Ng) выделена в интервале от первого появления вида-индекса до появления *Phallocysta eumekes* Dör. et Davies, *P. elongata*, *Susadinium scrofoides* Dör. et Davies. В характерном комплексе преобладают *Nannoceratopsis gracilis* на фоне *N. deflandrei* subsp. *deflandrei* и более редких *N. deflandrei* subsp. *senex*. Первоначально этот биостратон рассматривался как подзона динозоны *Nannoceratopsis deflandrei*–*N. gracilis* (Ильина и др., 1994). Стратиграфический объем динозоны соответствует верхней половине а-зоны *Dactylioceras commune* и а-зоне *Zugodactylites braunianus*. Нижняя граница динозоны совмещается с нижней границей палинозоны 7 (Ильина, 1985, 1997б). Верхняя — условно принята по кровле а-зоны *Zugodactylites braunianus*, так как самые верхние находки представителей *Zugodactylites* в разрезах нижнего тоара на реках Вилюй, Марха и Келимьяр происходят из верхней части описываемой динозоны. Верхняя граница динозоны совпадает также с нижней границей b-зоны *Pseudomytiloides marchaensis* (Шурыгин, 1987а, б; Шурыгин и др., 1996а). Динозона широко распространена в разрезах тоара Вилюйского, Приверхоанского, Лено-Анабарского и Восточно-Таймырского районов Севера Сибири.

Динозона *Phallocysta eumekes*–*Susadinium scrofoides* (Ph/S) определена в интервале биозон видов *Phallocysta eumekes*, *P. elongata*, *Susadinium scrofoides*. В верхней половине ее в комплексах диноцист появляются *Nannoceratopsis* cf. *triangulata* Prauss, *Valvaeodinium aquilonium* Dor. et Davies. Биостратон охватывает интервал нижней юры, соответствующий диапазону возникновения, становления, расцвета и исчезновения боре-

альной ассоциации *Phallocysta-Susadinium-Parvocysta-Valvaeodinium*. В характерном комплексе присутствуют *Dodekovia syzygia* Dör. et Davies, *Mancodinium semitabulatum*, *Maturodinium* sp., *Moesiodinium raileanui* Anton., *Nannoceratopsis deflandrei*, *N. gracilis*, *N. ridingi*, *N. cf. triangulata*, *Parvocysta* spp., *Phallocysta eumekes*, *Ph. elongata*, *Scriniocassis weberi* Gocht, *S. prisca* (Gocht) Below, *Susadinium scrofoides*, *S. spp.* и другие в сопровождении многочисленных акритарх *Leiofusa* spp. Стратиграфический объем динозоны соответствует верхнему тоару (Ильина, 1989). Нижняя граница ее совмещена с основанием б-зоны *Pseudomytiloides marchaensis*, а верхняя — проводится в разрезах по исчезновению как характерного комплекса, так и в целом диноцист, и приблизительно отвечает нижней границе а-зоны *Pseudolioseras maclintocki* нижнего аалена. Ранее биостратон индексировался как динозона *Phallocysta eumekes-Dodekovia scrofoides-Valvaeodinium aquilonium* (Ильина и др., 1994), установленная в верхнем тоаре Вилюйской синеклизы (разрезы на р. Мархе) и прослеженная в тоаре Лено-Анабарского, Приверхоянского и Восточно-Таймырского фациальных районов. Подразделяется на две подзоны.

Подзона *Phallocysta eumekes* (Ph/S-phe) установлена в интервале, соответствующем акме вида-индекса. Нижняя граница ее совпадает с основанием динозоны, а верхняя проводится по первому появлению комплексов диноцист с *Nannoceratopsis cf. triangulata*. В характерном для подзоны комплексе диноцист преобладает вид-индекс, регулярно присутствуют *Mancodinium semitabulatum*, редки *Phallocysta elongata*, *Susadinium scrofoides*, ?*Maturodinium* sp., единичны *Moesiodinium raileanui*, *Valvaeodinium aquilonium* и *Parvocysta* sp. К этому интервалу приурочено массовое распространение акритарх *Leiofusa jurassica* Cooks. et Eisen. в сибирских разрезах. Стратиграфический объем подзоны определен путем сопоставления верхнетоарских комплексов диноцист севера Сибири с таковыми в разрезах верхнего тоара северо-запада Западной Европы и Арктической Канады. Оценивается он приблизительно как нижняя половина верхнего тоара (Ильина и др., 1994; Riding et al., 1996). В разрезах верхнего тоара в Вилюйской синеклизе, на побережье Анабарской губы и на Восточном Таймыре подзона

Phallocysta eumekes по стратиграфическому объему примерно отвечает интервалу массового развития *Pseudomytiloides marchaensis*. Стратиграфическое положение верхней границы биостратона принято условно.

Подзона *Valvaeodinium aquilonium-Nannoceratopsis cf. triangulata* (Ph/S-vn) выделена в интервале от первого появления до исчезновения *Nannoceratopsis cf. triangulata*. В характерном комплексе диноцист регулярно присутствуют *Valvaeodinium aquilonium*, *Phallocysta elongata*, *Susadinium scrofoides*, *Susadinium* spp., *Moesiodinium raileanui* и более редкие, чем в предыдущей подзоне *Phallocysta eumekes*. Верхняя граница подзоны проводится по исчезновению комплекса диноцист и акритарх. Стратиграфический объем подзоны на основании сходства характерного для нее комплекса с ассоциацией динофлагеллат из а-зоны *Dumortiera levesquei* Северо-Западной Германии (Prauss, 1989) рассматривается как предположительно соответствующий верхней половине верхнего тоара. Подзона установлена в тоаре Вилюйской синеклизы (левый берег) Емхи, ниже устья р. Лохайи) и прослежена в разрезах верхнего тоара Приверхоянского, Лено-Анабарского и Восточно-Таймырского фациальных районов (Ильина и др., 1994).

Таким образом, последовательность из трех динозон с четырьмя подзонами, установленная в верхах плинсбаха-тоаре на севере Восточной Сибири, достаточно широко прослеживается по латерали и увязана с региональными зональными подразделениями нижней юры по аммонитам, двустворкам, микрофауне, спорам и пыльце. В связи с этим она может служить автономным биостратиграфическим стандартом для определения возраста, расчленения и корреляции морских разрезов нижней юры севера Сибири.

Как уже отмечалось выше, пока нет данных для определения стратиграфической значимости диноцист для среднеюрской (за исключением келловья) толщи Сибири, но начиная с келловья диноцисты вновь хорошо представлены в ориктоценозах. Систематический состав комплексов и особенности стратиграфического распределения цист динофлагеллат изучены на разрезах келловья и верхней юры на побережье Анабарской губы, на р. Анабар, о-ве Бегичев, на п-ове Пакса севера Восточной Сибири (Ильина,

1985, 1989; и др.) и по керну скважин, вскрывших келловей и верхнюю юру в разных фациальных районах Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна. Установлено, что таксономический состав комплексов диноцист из нижней части келловей Восточной и Западной Сибири различается, отражая усилившуюся в начале келловей провинциальную дифференциацию ассоциаций динофлагеллат в сибирском морском бассейне. Вследствие этого для нижнего келловей указанных регионов Сибири выделены по диноцистам два разных (провинциального уровня) биостратона.

Динозона *Crussolia dalei*-*Paragonyaulacysta retifragmata* (Cd/Pr) выделяется в разрезах на севере Средней Сибири в интервале, соответствующем первому появлению и акме зональных видов-индексов, встречающихся вместе с *Chytroeisphaeridia hyalina*, *Chytroeisphaeridia* spp. и *Crussolia perireticulata* Arhus et al. В верхней части биостратона в комплексах диноцист появляются *Kalyptea stegasta* (Sarjeant) Wiggins и *Pareodinia prolongata* Sarjeant. В характерном комплексе присутствуют также *Batiacasphaera* sp., *Chlamydophorella* sp., *Chytroeisphaeridia cerastes* Davey, *Ch. chytroeides* (Sarjeant) Davey, *Evansia evittii* (Pocock) Jans., *Gonyaulacysta jurassica* subsp. *adecta* Sarjeant, *Gonyaulacysta* spp., *Lithodinia* sp., *Nannoceratopsis pellucida* Defl., *Pareodinia ceratophora* Defl., *Rhynchodiniopsis cladophora*, *Sentusidinium* spp., *Sirmiodinium grossii* (Alberti) Warren, *Tubotuberella dangeardii* Sarjeant и очень редкие *Fromea tornatilis*. Анализ стратиграфического распространения наиболее характерных таксонов в других регионах позволил оценить стратиграфический объем динозоны. Так, *Crussolia dalei* Smelror et Arhus известен на островах Шпицбергена, Земле Франца-Иосифа и на севере Норвегии в интервале верхи бата-нижний оксфорд с акме в келловее (Smelror, Arhus, 1989). Представители *Chytroeisphaeridia hyalina* и *Chytroeisphaeridia* spp. приурочены к верхам бата и нижнему келловее Шпицбергена, Земли Франца-Иосифа и Восточной Гренландии (Bjaerke, 1980; Smelror, 1988a, b). Вид *Paragonyaulacysta retifragmata* описан из нижнего келловей Свердрупского бассейна (Johnson, Hills, 1973). По появлению и акме последнего вида и *P. calloviensis* (John. et Hills) Dor. et Davies в Свердрупском бассейне определяет-

ся динозона *Paragonyaulacysta calloviensis*, в основании которой найден *Cadoceras bodylevskyi*, а в верхах — *C. septentrionale*. В комплекс диноцист этой динозоны, как и в Сибири, входят *Chytroeisphaeridia chytroeides*, *Pareodinia ceratophora*, *P. prolongata* и *Rhynchodiniopsis cladophora*. Таким образом, на основании вышеизложенного объем динозоны *Crussolia dalei*-*Paragonyaulacysta retifragmata* можно определить как соответствующий нижнему келловее. В подошве динозоны на западном берегу Анабарской губы найдены аммониты а-зоны *Cadoceras falsum*, что позволяет совмещать нижнюю границу динозоны с нижней границей келловей. В более высоких слоях динозоны обнаружены аммониты, характерные для а-зоны *Cadoceras anabarensense* Сибири. Верхняя граница динозоны условно совмещается с границей нижнего и среднего келловей (с верхней границей а-зоны *Cadoceras emelianzevi*). В пользу такого предположения свидетельства находят в верхней части динозоны редких *Pareodinia prolongata* и *Kalyptea stegasta*, стратиграфический диапазон которых, зафиксированный по находкам аммонитов в других регионах бореального бассейна, ограничивается пока снизу верхами нижнего келловей, а также анализ стратиграфической приуроченности *Paragonyaulacysta calloviensis* и *P. retifragmata* в келловее Арктической Канады. Динозона *Crussolia dalei*-*Paragonyaulacysta retifragmata* выделена в нижнем келловее на западном берегу Анабарской губы (север Восточной Сибири). По сходству характерных комплексов она хорошо сопоставляется с подзоной *Paragonyaulacysta calloviensis* Свердрупского бассейна Арктической Канады (Johnson, Hills, 1973), с динозойной *Lacrymodinium warrenii* (подзона b/c) нижнего келловей Восточной Гренландии и Шпицбергена (Smelror, 1988a) и со слоями с нижнекелловейскими диноцистами, известными в других регионах Бореальной палеобиогеографической области.

В нижнем келловее Западной Сибири выделена отличная от описанной выше динозона, отражающая провинциальную специфику комплексов диноцист этого региона (см. рис. 10, 29).

Динозона *Fromea tornatilis* (Ft) установлена в нижнем келловее Западной Сибири в интервале, в котором вид-индекс в первый раз после его появления в верхах бата достигает максимальной представительности

в ассоциациях диноцист. Кроме вида *Fromea tornatilis*, который иногда является единственным, в характерном комплексе могут присутствовать *Chytroeisphaeridia* spp., *Lithodinia* sp, *Pareodinia* spp., *Sentusidinium* sp. Судя по резкому преобладанию *Fromea tornatilis* в комплексах диноцист, описываемый биостратон сопоставим с одноименной динозоной, выделенной в нижнем келловее Печорского бассейна (в интервале слоев с аммонитами *Cadoceras* ex gr. *elatmae*—*C. falsum* и *C. pishmae*) и в Московской синеклизе (интервал а-зоны *C. elatmae*) в слоях, сопоставляемых с нижней зоной келловоя европейского стандарта (Ильина, 1991; Меледина и др., 1998). По аналогии с динозоной, выделенной на Русской платформе, стратиграфический объем западно-сибирской динозоны принят как предположительно соответствующий нижней части келловоя. Нижняя граница динозоны *Fromea tornatilis* в Западной Сибири совмещается с нижней границей келловоя, а верхняя — условно проводится внутри нижнего келловоя. Динозона установлена в нижнем келловее Шаимского района по разрезу, вскрытому скв. Узбекской-9075 (глубина 1664 м), и прослежена в этом районе Западной Сибири в слоях с *Cadoceratinae* на Даниловской (скв. 108) и Потанайской (скв. 22-Р, 16-Р) площадях. В васюганской свите Нюрольской впадины динозона зафиксирована в скв. Салатской-1 (инт. 2621–2627 м).

Отметим, что в комплексах диноцист нижнего келловоя Восточной Европы *Fromea tornatilis* нередко преобладает, как и в Западной Сибири. Это может рассматриваться как свидетельство тесной связи и сходства морского режима раннекелловейских акваторий восточно-европейских морей Бореально-Атлантической области с западно-сибирским палеобассейном. В раннем келловее альгофлора восточно-европейских морей Бореально-Атлантической области была гораздо богаче и разнообразнее, чем в западно-европейском бассейне. Судя по известным комплексам диноцист из среднего келловоя Шаимского района, можно предположить, что связи между западно-сибирскими и восточно-европейскими морями продолжали существовать и в среднекелловейское время.

К настоящему времени накоплено достаточно много новых сведений о диноцистах верхнего келловоя и верхней юры Западной

Сибири. Установлено, что в этом интервале юры диноцисты распространены более широко, чем это представлялось ранее. Геологическая последовательность комплексов диноцист верхнего келловоя и верхней юры Западной Сибири, оцененная на основе изучения керн многих скважин, вскрывших эту толщу, использована для выделения следующих зональных биостратонов.

Динозона *Pareodinia prolongata* (Pp) установлена в интервале распространения характерного комплекса диноцист, в котором, кроме вида-индекса, впервые появляются *Gonyaulacysta jurassica* subsp. *adecta* var. *longicornis* и *Rigaudella aemula* (Defl.) Below, встречаются *Chytroeisphaeridia cerastes*, *Ch. hyalina*, *Endoscrinium* sp., *Fromea tornatilis*, *Gonyaulacysta eisenackii* Defl., *G. jurassica* subsp. *adecta*, *Nannoceratopsis pellucida*, *Pareodinia ceratophora*, *Sirmiodinium grossii*, *?Scriniodinium crystallinum* (Defl.) Klem., *Sentusidinium* sp. Верхняя граница динозоны проводится в разрезах по исчезновению вида-индекса. Стратиграфический объем динозоны приравнивается к объему а-зоны *Longaeviceras keyserlingi* верхнего келловоя, поскольку по основным признакам зональный комплекс динозоны весьма сходен с комплексом диноцист, обнаруженным в верхнем келловее совместно с аммонитами *Longaeviceras keyserlingi* в бассейне р. Печоры на Русской платформе (Меледина и др., 1998).

Динозона установлена в абалакской свите Северо-Демьянского района по разрезу, вскрытому скв. Немчиновской-1 (инт. 2823–2833 м), где в соответствующих слоях обнаружены верхнекелловейские фораминиферы. Она прослежена в абалакской свите в Шаимском районе (скважины Узбекская-9075 (глубина 1660 м), Сыморьяхская-10213 (инт. 2055–2068 м) и др.) и предположительно присутствует в Приенисейской части Западной Сибири (Аномальная площадь, скв. 51). В опорном для севера Восточной Сибири разрезе верхнего келловоя с аммонитами а-зоны *Longaeviceras keyserlingi* (на о-ве Бегичев) диноцисты не обнаружены (Ильина, 1985).

Динозона *Wanaea thysanota* (Wth) выделена в интервале распространения характерного комплекса диноцист, в котором появляется вид-индекс или *Trichodinium scarburghensis*. Верхняя граница проводится по появлению *Wanaea fimbriata* или *Crussolia*

deflandrei, характерных для комплекса диноцист вышележащей динозоны. Детальная характеристика комплекса опубликована ранее (Ильина, 1998) (рис. 46). Первое появление *Wanaea thysanota* в разрезах юры Северо-Западной Европы, охарактеризованных аммонитами, фиксируется в верхнем келловее (Riding, Thomas, 1992; Smelror, Below, 1992; и др.). По появлению в комплексе диноцист *Trichodinium scarburghensis* и *Wanaea thysanota* динозона выделена в пределах верхней а-зоны келловее на Русской платформе (в Московской синеклизе и Печорском бассейне) (Райдинг и др., 1997). Вид *Trichodinium scarburghensis* использован как вид-индекс для динозоны верхнего келловее Восточной Гренландии, стратиграфическим эквивалентом которой в районах шельфа Баренцева моря является биостратон *Trichodinium scarburghensis*–*Wanaea thysanota* (Smelror, Below, 1992). Уровень появления в комплексах диноцист в Западной Сибири *Wanaea fimbriata* (вида-индекса вышележащей динозоны) по аналогии с таковым в разрезах верхней юры Северо-Западной Европы, Русской платформы и Канады сопоставляется с границей келловее и оксфорда (граница средней и верхней юры).

Таким образом, стратиграфический объем динозоны *Wanaea thysanota* в Западной Сибири определен предположительно в пределах верхней а-зоны *Eboraciceras subordinarium* верхнего келловее. Динозона установлена в васюганской свите Пур-Тазовского междуречья Западной Сибири по разрезам, вскрытым скважинами Западно-Новогодней-210 (инт. 3214,5–3219 м) и Стахановской-910 (инт. 3249–3269 м) (см. рис. 25, 46).

Динозона *Wanaea fimbriata* (Wf) выделена в объеме, соответствующем биоzone вида-индекса. Нижняя граница ее в разрезах определяется также по первому появлению *Crussolia deflandrei* в комплексах диноцист. В диноцистовых комплексах нижней части биостратона встречаются последние *Wanaea thysanota* и *W. accolaris*, а в верхах динозоны исчезает *Trichodinium scarburghensis*. Детальная характеристика комплекса диноцист опубликована ранее (Ильина, 1998) (см. рис. 46). По появлению в комплексах *Wanaea fimbriata* в разрезах юры Северо-Западной Европы, Русской платформы и Канады по диноцистам определяется основание оксфорда (Riley, Fenton, 1982; Wollam, Riding, 1983; Ильина,

1991; Riding, Thomas, 1992; и др.). В Англии стратиграфическое распространение *Wanaea fimbriata* ограничено нижней а-зоной *Vertumniceras mariae* оксфорда. В Восточной Гренландии, на Свальбарде, шельфе Баренцева моря и в Свердрупском бассейне Арктической Канады этот вид найден в нижнем оксфорде (Johnson, Hills, 1973; Smelror, 1988a,b; Smelror, Below, 1992; и др.). На Русской платформе в Московской синеклизе одноименная динозона также установлена в объеме, соответствующем обоим а-зонам нижнего оксфорда (Ильина, 1991; Райдинг и др., 1997). По появлению комплексов диноцист, в которых *Crussolia deflandrei* встречается вместе с *Wanaea fimbriata*, проводится граница между келловеем и оксфордом в разрезах верхней юры на шельфе Баренцева моря (Smelror, Below, 1992). Виды *Trichodinium scarburghensis* и *Liesbergia liesbergensis* появляются в верхах келловее, но наиболее распространены в нижнем оксфорде (Ильина, 1991; Berger, 1986; Smelror, Below, 1992). Таким образом, на основании всего вышеизложенного стратиграфический объем динозоны *Wanaea fimbriata* на территории Западной Сибири рассматривается в интервале нижнего оксфорда (а-зоны *mariae* и *cordatum*). Динозона установлена в васюганской свите в Пур-Тазовском междуречье, где она представлена в разрезах скважин Западно-Новогодней-210 (инт. 3172–3214,5 м), Стахановской-910 (инт. 3226–3241 м) и Ярайнерской-23 (глубина 2991 м). Она прослежена в абалакской свите (скв. Северо-Демьянская-7, глубина 2965 м) (Ильина, 1998; Цына, 1998).

При расчленении и корреляции оксфорда Западной Сибири динозона *Wanaea fimbriata* может служить хорошим биостратиграфическим маркером, по которому уверенно определяется положение границы средней и верхней юры в конкретных разрезах и который может использоваться для широких межрегиональных корреляций. Нижняя часть динозоны, объем которой определяется интервалом перекрытия биозон *Wanaea thysanota* и *W. fimbriata*, является хорошим репером при корреляции нижних горизонтов оксфорда в морских разрезах Западной Сибири.

На севере Средней Сибири (западный берег Анабарской губы) в нижнем оксфорде установлены слои с *Clathroctenocystis asaphum*–*Crussolia* sp., которые, судя по на-

Ярус, подъярус	Западно-Новгородная скв. 210	Стахановская скв. 910	Ярайнерская скв. 23	Динозона и ее индекс
Верхний			2965 м Празиофиты: <i>Leiosphaeridia</i> , <i>Tythodiscus</i> sp., <i>Tasmanites</i> . Акритархи: <i>Veryuachium</i> sp. Диноцисты: <i>Chlamydomphorella</i> spp., <i>Cleistosphaeridium</i> sp., ? <i>Cribopteridium longicorne</i> (Dow.) Lent. et Will., <i>Gonyaulacysta dualis</i> (Brid. et Fisher) Stover et Evtit., <i>Imbatodinium Kondratjevii</i> Vozzhen., ? <i>Leberidocysta</i> sp., <i>Paragonyaulacysta borealis</i> (Brid. et Fisher) Stover et Evtit., <i>Valenssteella magna</i> (Davey) Court., V. sp.	<i>Paragonyaulacysta borealis</i> -Tubolitiformis (Pb/Tf)
	Средний	?	?	?
Нижний				
Кимеридж				
Верхний	3160-3172 м Диноцисты: <i>Cleistosphaeridium</i> sp., <i>Gonyaulacysta jurassica</i> subsp. <i>adecta</i> var. <i>longicornis</i> (Defl.) Sarjeant, <i>Nannoceratopsis pellucida</i> Defl. - часто, <i>Paroodinia</i> sp., <i>Rigaudella aemula</i> (Defl.) Below - часто	3213-3226 м Диноцисты: <i>Batiacasphaera</i> sp., <i>Endoscrinium</i> sp., <i>Rhynchodiniopsis cladophora</i> (Defl.) Below, <i>Rigaudella aemula</i> (Defl.) Below - часто	2983,5 м Диноцисты: <i>Batiacasphaera</i> sp., <i>Endoscrinium</i> sp., <i>En. ? galeritum</i> (Defl.), <i>Kleissica</i> (Defl.) Sarj., <i>Nannoceratopsis pellucida</i> , <i>Rigaudella aemula</i> - часто, <i>Scriniodinium crystallinum</i>	<i>Rigaudella aemula</i> (Ram)
	Средний	3172-3214,5 м Диноцисты: <i>Chlamydomphorella</i> sp., <i>Cleistosphaeridium</i> sp., <i>Crussolia deflandrei</i> Wolf et Van Erve, <i>Endoscrinium galeritum</i> (Defl.) Vozzhen., <i>En. sp.</i> , <i>Fromea tornatilis</i> (Drugg) Len. et Will., <i>Gonyaulacysta jurassica</i> subsp. <i>adecta</i> var. <i>longicornis</i> (Defl.) Sarjeant, <i>Lithodinia</i> sp., <i>Liesbergia liesbergensis</i> Berger, <i>Nannoceratopsis pellucida</i> , <i>Paroodinia ceratophora</i> subsp. <i>scopaea</i> (Sarjeant) Lent. et Will., <i>Rigaudella aemula</i> , <i>Sentusidinium</i> sp., <i>Stephanelytron scarburghense</i> Sarjeant, <i>Trichodinium scarburghensis</i> (Sarjeant) Williams et al., <i>Tubotuberella apateia</i> (Cooks. et Eisen.) Sarjeant, <i>Wanaea fimbriata</i> Sarjeant, <i>W. thysanota</i> Wollam, <i>W. accolaris</i> Dodec.	3226-3241 м Диноцисты: <i>Batiacasphaera</i> sp., <i>Chlamydomphorella</i> sp., <i>Cleistosphaeridium varispinosum</i> (Sarj.) Wollam et Riding, <i>Crussolia deflandrei</i> Wolf et Van Erve, <i>Endoscrinium</i> sp., <i>Gonyaulacysta jurassica</i> subsp. <i>adecta</i> var. <i>longicornis</i> (Defl.) Sarj., <i>Nannoceratopsis pellucida</i> Defl., <i>Paroodinia ceratophora</i> subsp. <i>scopaea</i> (Sarj.) Len. et Will., <i>Paroodinia</i> sp., <i>Rhynchodiniopsis cladophora</i> , <i>Trichodinium scarburghensis</i> (Sarjeant) Williams et al., <i>Wanaea fimbriata</i> Sarj., <i>Wanaea thysanota</i> Wollam	<i>Wanaea fimbriata</i> (Wf)
Нижний	3214,5-3219 м Диноцисты: <i>Gonyaulacysta jurassica</i> subsp. <i>adecta</i> var. <i>adecta</i> (Defl.) Sarjeant, <i>G. jurassica</i> subsp. <i>adecta</i> var. <i>longicornis</i> (Defl.) Sarjeant, <i>Kalyptea stegasta</i> (Sarjeant) Wiggins, <i>Paroodinia</i> spp., <i>Rhynchodiniopsis cladophora</i> (Defl.) Below, <i>Trichodinium scarburghensis</i> (Sarjeant) Williams et al.	3249-3269 м Диноцисты: <i>Chytroisphaeridium varispinosum</i> (Sarj.) Wollam et Riding, <i>Gonyaulacysta jurassica</i> subsp. <i>adecta</i> (Defl.) Sarjeant, <i>Mendicodinium</i> sp., <i>Rhynchodiniopsis cladophora</i> (Defl.) Below, <i>Wanaea thysanota</i> Wollam	2991 м Диноцисты: <i>Batiacasphaera</i> sp., <i>Chytroisphaeridium cerastes</i> Davey, <i>Mendicodinium</i> sp., <i>Paroodinia ceratophora</i> Defl., <i>Stephanelytron scarburghense</i> Sarjeant, <i>Wanaea fimbriata</i> , <i>Wanaea thysanota</i> , <i>Dinoflagellate</i> gen., sp. <i>indet.</i>	<i>Wanaea thysanota</i> (Wth)
	Верхний (верхи)			

Рис. 46. Схема расчленения верхней юры севера центральной части Западной Сибири по цистам динофлагеллат.

ходкам в этой толще аммонитов, условно приравниваются по стратиграфическому объему к интервалу от основания а-слоев *Cardioceras percaelatum* до подошвы среднего оксфорда (Захаров и др., 1997).

Динозона *Rigaudella aemula* (Ram) установлена в интервале, к которому приурочено максимальное распространение вида-индекса и последний максимум представительства в комплексах диноцист *Nannoceratopsis pellucida*. Нижняя граница проводится по исчезновению *Wanaea fimbriata*, а верхняя — по исчезновению вида-индекса. Детальная характеристика комплекса опубликована ранее (Ильина, 1998) (см. рис. 46). Хоратные диноцисты *Rigaudella aemula* распространены в нижнем и среднем оксфорде Гренландии (Smelror, Below, 1992). В верхней юре Шотландии, центральных и северных районов Северного моря максимально распространен *Rigaudella aemula* в среднем оксфорде, выше которого этот вид не встречается. В этом же интервале оксфорда отмечается и последний максимум развития в комплексах диноцист вида *Nannoceratopsis pellucida*, который исчезает только в нижнем кимеридже (Riding, 1987).

В Западной Сибири стратиграфическое положение и объем динозоны хорошо определяется путем сопоставления с f-зонами, характерные комплексы фораминифер которых найдены совместно с диноцистами. Так, в разрезе оксфорда, вскрытом скв. Западно-Новогодней-210, динозона *Rigaudella aemula* по объему приблизительно соответствует f-зоне *Ammodiscus thomsi*-*Tolyrammina svetlanae*, принятой в пределах среднего оксфорда (Шурыгин и др., 1998) (см. рис. 25). Верхняя же часть динозоны, судя по разрезу, вскрытому скв. Ярайнерской-23, соответствует самым низам верхнего оксфорда (низы f-зоны *Recurvodes disputabilis*) (см. рис. 11, 29, 47). Таким образом, стратиграфический объем динозоны в Западной Сибири может быть определен как соответствующий среднему оксфорду и низам верхнего оксфорда. Динозона *Rigaudella aemula* установлена на севере Западной Сибири в васюганской свите (скважины Западно-Новогодняя-210 (инт. 3160–3172 м), Стахановская-910 (инт. 3213–3224 м), Ярайнерская-23 (глубина 2983,5 м), Уренгойская-673). Она прослежена в васюганской свите на юго-востоке Западной Сибири (скв. Новонадеж-

динская-1, инт. 2354,7–2347,1 м) и в среднем оксфорде в Шаимском районе, где в абалакской свите, вскрытой скв. Вишьенской-10055, характерный комплекс диноцист встречен в слоях с фораминиферами *Ammodiscus thomsi* и *Tolyrammina svetlanae*.

Динозона *Stenidodinium ornatum* (Co) выделена по характерному комплексу, в котором (помимо вида-индекса) часто встречаются *Fromea tornatilis*, присутствуют *?Chlamydophorella*, *Chytroeisphaeridia chytroides* (Sarj.) Dow. et Sarj., *Dingodinium* cf. *tuberosum* (Gitmez) Fisher et Riley, *Endoscrinium* sp., *Gonyaulacysta jurassica* subsp. *jurassica*, *Pareodinia* spp., *Nannoceratopsis pellucida*. Нижняя граница динозоны проводится по исчезновению *Rigaudella aemula* и последним находкам *Crussolia deflandrei*, а верхняя — по исчезновению вида-индекса. Вместе с диноцистами встречаются акритархи *Michrystridium* и распространенные в верхнем оксфорде и в основании кимериджа *Soilysphaeridium stimuliferum* (Defl.) Stapl. et al. Судя по разрезам верхней юры Западной Европы, стратиграфическое распространение *Stenidodinium ornatum* ограничено верхним оксфордом (Riding, Thomas, 1992; Williams et al., 1993). Отмечалось, что этот вид исчезает в нижней половине верхнего оксфорда (Williams et al., 1993). В верхнеюрских разрезах центральной части Русской платформы последнее появление *Crussolia deflandrei* в комплексах диноцист фиксируется в верхах оксфорда (Райдинг и др., 1997). В стратотипическом разрезе динозоны (скв. Вишьенская-10055, глубина 2089 м) комплекс диноцист сопровождается фораминиферами f-зоны *Recurvodes disputabilis*. Основываясь на вышеизложенном, стратиграфический объем динозоны определяется в интервале верхнего оксфорда (без самых низов), а положение верхней границы принимается условно. Динозона выделена только в стратотипическом районе.

На севере Восточной Сибири (в обнажении у мыса Урдюк-Хая) в верхнем оксфорде с аммонитами *Amoeboceras* установлены слои с диноцистами *Aldorfia dictyota*-*Nannoceratopsis pellucida*, стратиграфический объем которых условно приравнивается к верхнему оксфорду (Захаров и др., 1997). Слои выделены только в стратотипическом разрезе по первому появлению бореального вида *Paragonyaulacysta borealis* (Brid. et Fisher)

Stover et Evitt и последним находкам *Nannoceratopsis pellucida*.

Динозона *Rhynchodiniopsis cladophora* (Rc) выделена в интервале, к которому приурочено максимальное распространение вида-индекса. Верхняя граница слоев проводится по исчезновению вида-индекса. В верхах динозоны исчезают *Gonyaulacysta jurassica* subsp. *jurassica*, *Endoscrinium luridum* (Defl.) Gocht, *Scriniodinium crystallinum* и появляются *Gochteodinia mutabilis* (Fisher et Riley) Below, *Tubotuberella rhombiformis* Vozzhen., *Apteodinium* sp. В комплексах диноцист не с самого основания динозоны появляется *Subtilisphaera* sp., в нижней половине динозоны разнообразны *Cleistosphaeridium* spp., в верхней — *Stephanellytron* spp. Кроме указанных диноцист в характерном комплексе присутствуют *Chytroeisphaeridia chytrooides*, *Cleistosphaeridium? tribuliferum* (Sarj.) Davey, *Dingodinium tuberosum*, *Gonyaulacysta eisenackii*, *G. pectinigera* (Gocht) Fens., *Endoscrinium* sp., *Leptodinium subtile* Klement, *Occiscysta* sp., *Paragonyaulacysta borealis*, *Prolixosphaeridium* sp., *Sirmiodiniopsis orbis* Drugg, *Stephanellytron scarburghense* Sarj., *Subtilisphaera? inaffecta* (Drugg) Bujak et Davies, *Systematophora* sp., *Tubotuberella apatela* (Cooks et Eisen.) Sarj. и др.

Одноименный биостратон установлен в бореальных районах в интервале четырех нижних а-зон кимериджа (baylei-eudoxus) европейского стандарта (Fisher, Riley, 1980). В таком же стратиграфическом объеме выделена динозона *Gonyaulacysta jurassica* subsp. *jurassica* в бореальном кимеридже на Русской платформе (Райдинг и др., 1997). Последняя по таксономическому составу характерного комплекса диноцист хорошо сопоставляется с динозойной *Rhynchodiniopsis cladophora* Сибири. Со средней частью описываемой динозоны (исключая нижнюю часть и самые верхи) может быть сопоставлен биостратон *Endoscrinium luridum*, установленный в Англии в объеме нижнего кимериджа стандартной шкалы (Riding, Thomas, 1992).

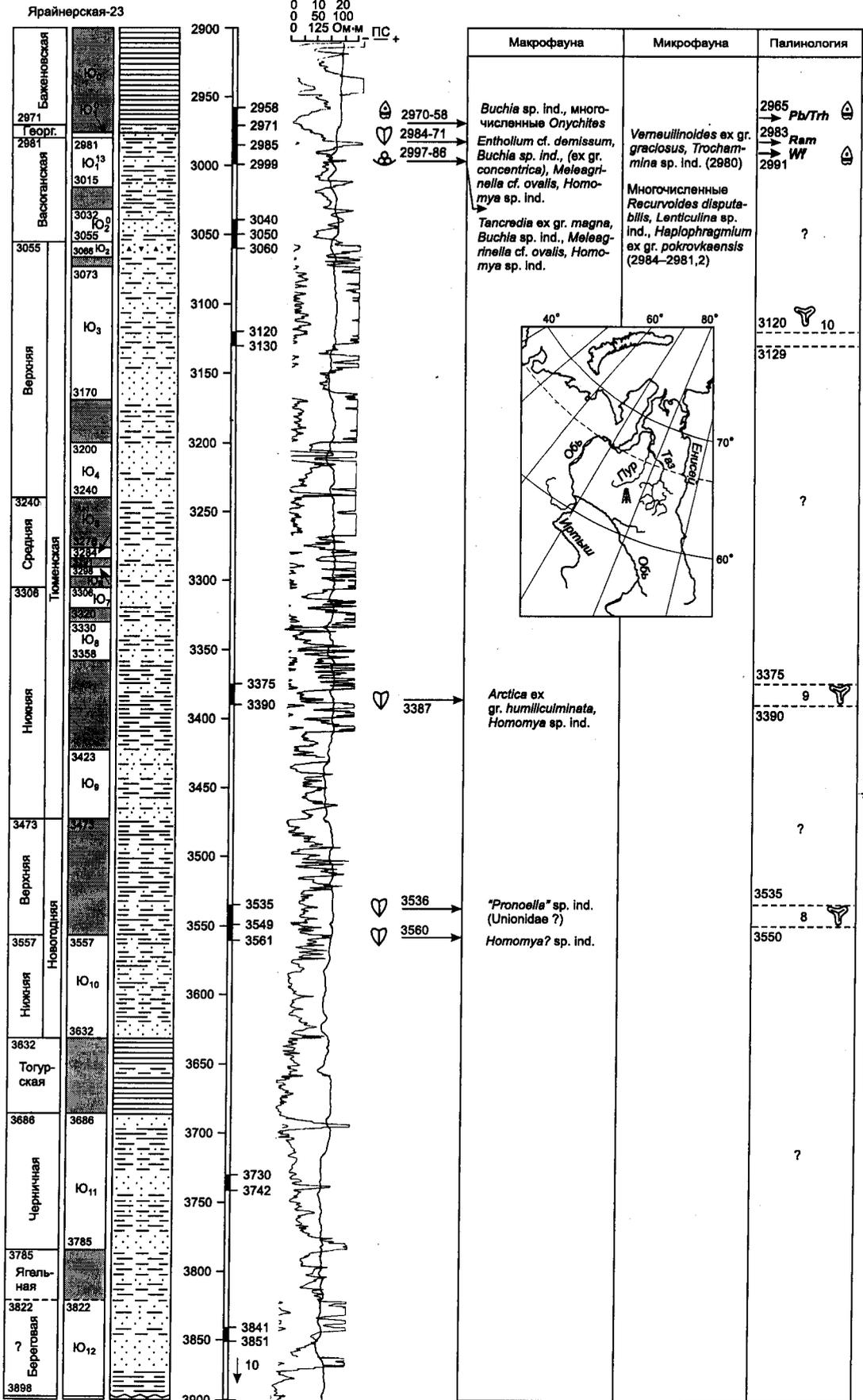
Таким образом, стратиграфический объем динозоны *Rhynchodiniopsis cladophora* в Сибири определяется в пределах нижнего и части верхнего кимериджа (предполо-

жительно до кровли а-зоны eudoxus). В Западной Сибири в нижней части динозоны найдены аммониты а-зоны *Amoebocegas kitchini* нижнего кимериджа (Шаимский район, скв. Лазаревская-10126), а стратиграфическое положение верхней границы динозоны определено условно. Если учитывать, что *Endoscrinium luridum* и *Rhynchodiniopsis cladophora* в комплексах диноцист европейского стандарта исчезают одновременно на рубеже нижнего и верхнего кимериджа (Stover et al., 1996), то, возможно, верхнюю границу западно-сибирской динозоны следует проводить несколько выше. В качестве стратотипа предлагается разрез, вскрытый скв. Новонадеждинской-1 в интервале 2340,3–2345,4 м (георгиевская свита юго-востока Западной Сибири). Установлено присутствие динозоны (возможно только нижнекимериджской ее части) в разрезах абалакской свиты Шаимского района (скважины Лазаревская-10126 (инт. 2110–218 м), Вишненская-10055 (глубина 2077,4 м), Узбекская-9076 (инт. 1660–1672 м)).

Динозона *Oligosphaeridium patulum* (Op) выделена по характерному комплексу диноцист, включающему как бореальные, так и суббореальные виды, в котором регулярно встречается вид-индекс. Кроме вида-индекса в комплексе присутствуют *Adnatosphaeridium? sp.*, *Ambonosphaera? staffiensis* (Gitmez) Poulsen et Riding, *Batiacasphaera* sp., *Chlamydophorella* sp., *Cleistosphaeridium* sp., *Cribroperidinium* sp., *Circulodinium* sp., *Endoscrinium* sp., *Gonyaulacysta* spp., *Imbatodinium kondratjevi* (Vozzhen.) Lent. et Vozzhen., *Lagenadinium? membranoidium* (Vozzhen.) Lent. et Vozzhen., *Oligosphaeridium patulum* Riding et Thomas, *Paragonyaulacysta borealis*, *Pareodinia ceratophora*, *Perissetiasphaeridium?*, *Prolixosphaeridium* sp., *Sentusidinium* spp., *Sirmiodinium grossii* (Alberti) Warren, *Sirmiodiniopsis orbis*, *Tanyosphaeridium* sp., *Tubotuberella apatela*, *Valensiella magna* (Davey) Court., *Wallodinium krutzschii* (Alberti) Habib. Комплекс диноцист сопровождается прازیнофитами *Tasmanites*, *Leiosphaeridia*, *Cymatiosphaera* и редкими *Pterospermella* sp.

Рис. 47. Расчленение, палеонтологическая, лито- и биостратиграфическая характеристика юры, вскрытой скв. Ярайнерской-23.

Усл. обозн. см. рис. 28, 29, 88.



В стратотипическом разрезе волжского яруса на р. Волге (Городище, Кашпир) *Oligosphaeridium patulum* в средневожском подъярусе максимально распространен в а-зоне *Dorsoplanites panderi*. В разрезе волжского яруса, вскрытом скв. Вездеходной-4 (в Ажарминском фациальном районе), в слоях под динозойной найдены *Buchia mosquensis* (Buch.), стратиграфический диапазон которых ограничен ниже-средневожским подъярусом (Захаров, 1981). Оценка стратиграфических диапазонов видов, входящих в характерный комплекс диноцист, не противоречит определению объема динозоны, как соответствующего средневожскому подъярусу. Нижняя и верхняя границы динозоны совмещаются с границами подъяруса условно. Динозона присутствует в баженовской свите на Средне-Васюганском мегавале (скв. Мыльджинская-62, глубина 2342,9 м), в Ажарминском районе (скв. Вездеходная-4, глубина 2342 м). К этой же динозоне, вероятно, относятся отложения, вскрытые в юго-восточной части Западной Сибири в скв. Дедовской-3 (инт. 2504–2508 м) и в Шамимском районе в скв. Вишеньской-10055 (инт. 2067–2064 м).

В верхней юре на севере Восточной Сибири этому биостратону соответствуют слои с *Tubotuberella apatela*–*Pareodinia ceratophora*, выделенные по последним находкам *Pareodinia ceratophora* и охарактеризованные очень бедным комплексом бореальных диноцист: редкие *Gonyaulacysta* sp., *Paragonyaulacysta borealis*, *Tubotuberella apatela*, *T. rhombiformis*, ?*Valensiella magna*. Слои установлены только в стратотипическом разрезе на мысе Урдюк-Хая (п-ов Пакса), где они по стратиграфическому объему соответствуют а-зоне *Epirvirgaticites variabilis*. Стратиграфическое положение нижней границы этого биостратона точно не определено. Диапазон ее возможного положения очень широк — от кимериджа до средневожского подъяруса (Ильина, 1988а).

В комплексах микрофитопланктона верхневожского и нижеберриасского подъярусов как в Западной, так и в Восточной Сибири широко распространены прازیнофиты. Так, в баженовской свите прازیнофиты *Leiosphaeridia*, *Tasmanites*, *Pterosphaeridia*, *Tythodiscus* и особенно *Pterospermella* spp. составляют подавляющее большинство среди микрофитофоссилий (скважины Лазаревская-10126 (инт. 2067–2094 м), Западно-Вах-

ская-104 (глубина 2307 м) и др.), что связано с фациальной спецификой этой толщи. Комплексы диноцист верхневожского подъяруса, состоящие в основном из бореальных видов, наиболее широко представлены в среднесибирских разрезах, где и определены стратотипы соответствующих динозон.

Динозона *Paragonyaulacysta borealis*–*Tubotuberella rhombiformis* (Pb/Tr) выделена по акме видов-индексов. В характерном комплексе кроме видов-индексов присутствуют *Apteodinium* spp., *Cleistosphaeridium* spp., *Cribroperidinium* sp., *Gonyaulacysta eisenackii*, *G. dualis* (Brid. et Fisher) Stover et Evitt, *Leptodinium* sp., *Occisucysta thulia* Davies, *Sirmiodinium grossii*, *Tanyosphaeridium* sp., *Tubotuberella apatela* и часто встречаются *Valensiella magna*. Динозона установлена в непрерывном разрезе пограничных отложений волжского и берриасского ярусов у мыса Урдюк-Хая (п-ов Пакса), хорошо расчлененном по аммонитам и бухиям на зоны (Стратиграфия..., 1976; Захаров, 1981). Нижняя граница динозоны совмещается с нижней границей а-зоны *Craspedites okensis* и бухиазоны *obliqua*. Верхняя граница, вероятно, проходит внутри а-зоны *Nectoroceras kochi*, в слоях которой таксономический состав диноцистовых комплексов существенно беднее (Ильина, 1985, 1988а). Согласно данным Н.К. Лебедевой, можно предположить стратиграфическое положение верхней границы динозоны и выше в берриасе (Захаров и др., 1997). Интересно отметить, что в исследованном на п-ове Пакса разрезе комплексы диноцист приурочены к голубовато-серым глинам, ритмично чередующимся с прослоями темных битуминозных глин, в которых обильны прازیнофиты *Leiosphaeridia*, *Pterospermella* spp., *Cymatiosphaera*, *Pterosphaeridia* и *Tasmanites* (Ильина, 1985, 1988а).

Динозона может быть сопоставлена с биостратоном, включающим сходный комплекс бореальных диноцист и установленным в титоне Свердрупского бассейна Арктической Канады (Brideaux, Fisher, 1976; Росоцк, 1976, 1980). Судя по имеющимся данным, бореальная ассоциация с *Paragonyaulacysta borealis* в поздневожское и раннеберриасское время была распространена циркумполярно в акваториях Арктической Канады, севера Сибири, Шпицбергена и других арк-

тических регионов Евразии и Америки (Ильина, 1988а).

На севере Западной Сибири динозона присутствует в баженовской свите, вскрытой скв. Ярайнерской-23 (глубина 2965,0 м). Возможно, к этой же динозоне следует относить отложения, вскрытые в Шаимском районе скв. Лазаревской-10126 (инт. 2101-2067 м).

Фитостратиграфическое расчленение нижней и средней юры Сибири

Принципы обособления и характеристики фитогоризонтов и слоев с флорой в качестве региональных стратиграфических подразделений для расчленения и корреляции юры и мела разработаны А.И. Киричковой (1985) при исследовании континентальных толщ мезозоя в Ленском бассейне Якутии. В нижней и средней юре ею выделены два горизонта — укугутский и якутский. Первый объединяет по латерали укугутскую, тунгскую и кызылсырскую свиты (см. рис. 28). В бассейне р. Алдан этому горизонту отвечают килляхская и красноалданская свиты. По находкам морской и пресноводной фауны и палинологическим данным стратиграфический объем фитогоризонта был определен как соответствующий нижней половине нижней юры. В укугутском флористическом комплексе А.И. Киричковой установлены *Annulariopsis* sp., *Neocalamites* sp., *Equisetites asiaticus* Pryn., *E. lindensis* Kiritch., *E. vilujensis* Kiritch., *Hausmannia ussuriensis* Krysh., *Cladophlebis vaccensis* Ward, *C. cf. whitbiensis* (Brongn.) Brongn., *Cladophlebis* sp., *Raphaelia diamensis* Sew., *Ginkgo celebris* Krysh., *Sphenobaiera ex gr. spectabilis* (Nath.) Flor., *Czekanowskia* sp., *Phoenicopsis* sp., *Pseudotorellia cf. ensiformis* (Nath.) Flor., *Schizolepis glutaceus* Kiritch., *S. liassica* Kiritch., *S. magnifica* Kiritch., *Pityophyllum nordenskioldii* (Heer) Nath., *Platylepidium vilujensis* Kiritch.

В морских нижнесунтарских слоях с раннетюарскими аммонитами в бассейне р. Виллой найдены остатки листьев вида *Ptilophyllum sibiricum* Samul., впервые описанного из верхов нижнего тоара (ранее относились к среднему тоару) бассейна р. Колымы (Самылина, Ефимова, 1986). Эти цикадофиты были обычно распространены во флоре Евро-Синийской палеофлористической

области. В соответствующем интервале А.И. Киричковой (1985) установлены слои с *Ptilophyllum*, считая их биостратиграфическим репером для нижней юры Сибири.

Стратиграфический объем якутского горизонта, установленный по находкам в нем остатков морской фауны, рассматривался в пределах аалена-бата. Флористический комплекс этого горизонта, судя по характеристике, приведенной А.И. Киричковой, включает *Equisetites beanii* (Bunb.) Sew., *Coniopteris cf. hymenophylloides* (Brongn.) Sew., *Cladophlebis vaccensis* Ward, *C. williamsonii* (Brongn.) Brongn., *C. cf. parvifolia* Genk., *C. ex gr. haiburnensis* (L. et H.) Sew., *Raphaelia diamensis* Sew., *R. kirinae* Kiritch., *Heilungia* sp., *Sphenobaiera ex gr. czekanowskiana* Heer, *Ginkgo ex gr. sibirica* Heer, *G. cf. tapkensis* Dolud. et Rassk., *Czekanowskia* sp., *Phoenicopsis* sp., *Ixostrobus heeri* Pryn., *Leptostrobus heeri* Pryn., *Pseudotorellia cf. nordenskioldii* (Nath.) Flor., *Pityophyllum* sp.

Систематическое накопление коллекций и изучение флоры по макроостаткам растений из юрских отложений, вскрытых многочисленными скважинами в Западной Сибири, начаты сравнительно недавно. Первые итоги изучения в основном единичных спорадических находок остатков растений из глубоко залегающих горизонтов юры Сибири приведены Ю.В. Тесленко (1970) в монографии, посвященной стратиграфии и флоре юрских отложений Западной и Южной Сибири и Тувы. Основным материалом для этой работы послужили коллекции макроостатков флоры из юры Кузбасса, Красноярского края, Иркутского бассейна и Тувы, а также небольшая коллекция из скважин Западной Сибири. В результате с учетом палинологических и фаунистических данных были составлены корреляционная стратиграфическая схема юры этих районов и схема сопоставления юрской флоры Северного Казахстана, Урала и Приуралья (Там же).

В последующие годы фитостратиграфические исследования проводились Л.И. Быстрицкой, изучавшей растительные остатки из верхней части тюменской и васюганской свиты Томской области и смежных территорий (Быстрицкая, 1979, 1987, 1992; Быстрицкая, Татьяна, 1979, 1983). Наконец, в 1992 г. вышла в свет монография, посвященная детальной фитостратиграфии юрских угленосных отложений юга Западной Сиби-

ри, основанной на результатах изучения большого палеонтологического материала по Кузбассу, новых данных по Красноярскому краю и Томской области (Киричкова и др., 1992). Несомненный интерес и ценность представляет монографическая часть этой работы, схемы детальной внутри- и межбассейновой корреляции. Однако использовать эти данные при современных стратиграфических работах затруднительно. Дело в том, что принятая авторами интерпретация возрастных диапазонов этапности развития юрской флоры и соответствующее ей обоснование положения границы нижней и средней юры в континентальных отложениях плохо согласуются с существующими к настоящему времени палинostrатиграфическими схемами и представлениями о стратиграфическом объеме региональных горизонтов, отраженными в официально утвержденных региональных стратиграфических схемах юры Сибири (Решения..., 1981, 1991). С учетом новых палеонтологических и стратиграфических данных, полученных по разрезам юры Западной Сибири, требуется существенная коррекция представлений о стратиграфической значимости ниже-среднеюрских комплексов макроостатков флоры. Заметим, что до последнего МРСС (Решения..., 1991) результаты изучения макроостатков растений из ядра скважин не находили отражения при разработке унифицированной части схем юры Западной Сибири.

За последнее десятилетие для оценки перспектив нефтегазоносности ниже-среднеюрских отложений Западной Сибири проведены интенсивные комплексные исследования. С увеличением объема бурения и отбора ядра из ниже-среднеюрских толщ работы по фитостратиграфическому расчленению в 80-х годах стали более планомерными, постепенно разрабатывались методические приемы и принципы фитостратиграфического расчленения континентальных отложений юры Западной Сибири. Результаты исследований, проведенных в отдельных районах и областях Западной Сибири, приведены в ряде публикаций (Могучева, 1990; Быстрицкая и др., 1992; Киричкова и др., 1992; Киричкова, Травина, 1993, 1995). Однако сопоставление опубликованных данных по разным районам при детальных фитостратиграфических исследованиях связано с большими трудностями, а зачастую и невоз-

можно, вследствие использования их авторами разных стратиграфических схем Западной Сибири, неоднозначного подхода к по-свитным разбивкам разрезов скважин и обоснованию возрастных датировок.

С 1985 г. комплексные и детальные стратиграфические исследования с послойными сборами палеонтологических остатков из разрезов юрских отложений, вскрытых многочисленными скважинами в разных фациальных областях Западно-Сибирской плиты, проводятся в СНИИГГиМСе. К настоящему времени собраны представительные коллекции остатков растений, все находки которых точно и надежно привязаны к разным уровням разрезов: к интервалам со специфическими характеристиками по данным ГИС, к определяемым по ГИС и ядру границам литостратонов и границам региональных стратонов, выделенных по разным группам фауны. Результаты изучения этих коллекций позволили впервые использовать палеофлористические данные при составлении региональной стратиграфической схемы нижней и средней юры, принятой V МРСС (Решения..., 1991). В части региональных стратиграфических подразделений схемы были приведены три флористических комплекса, характерных для определенных интервалов — один для нижней юры и два для средней (Могучева, 1990). Изучение новых коллекций позволяет в настоящее время значительно детализировать фитостратиграфическое расчленение и впервые для нижней и средней юры Западно-Сибирской плиты составить достаточно детальную фитостратиграфическую схему (рис. 48). Анализ стратиграфического и латерального распространения комплексов макроостатков растений, установленных в разрезах более 150 скважин Западной Сибири, дал возможность оценить последовательные изменения и определить этапность развития флоры в течение ранней и средней юры, которая была обусловлена как эволюционными преобразованиями, так и последовательной сменой палеоландшафтов, преобладающих в данном регионе в разные временные интервалы (Казаков, Девятов, 1994). Практически для всех региональных горизонтов нижней и средней юры удалось обособить характерные флористические комплексы и выделить слои с флорой. Стратиграфические диапазоны флористических комплексов определяются их приуроченностью к региональным горизонтам, стратиграфические объемы

Отдел		Ярус		Горизонт		Слой с флорой		Характерные флористические комплексы	
Средняя юра	Летанг	Синемюр	Ниж. В.	Верхний	Малышевский	С. vitalovii, Nilssonia	C. vitalovii, Nilssonia	C. vitalovii, Nilssonia	Equisettes lateralis (Phill.) Phill., E. beanii (Bunb.) Sew., Coniopteris simplex (L. et H.) Hart., C. furszenkoi (Brongn.) Brong., C. denitculata (Brongn.) Font., Raphaelia diamensis Sew., Nilssonia polymorpha Schenk, N. vittaeformis Pryn., N. majskaja Byst., N. gracillima Pryn., Heilungia cf. amurensis (Novop.) Pryn., Pagiophyllum setosum (Phill.) Sew., Taxocladus sibiricus (Chacht.) Tesl., Elatocladus manchurica (Yok.) Yabe, Brachyphyllum sp.
	Ален	Верхний	Байос	Hepaticites wormacotti Hart., Equisettes lateralis (Phill.) Phill., E. beanii (Bunb.) Sew., Coniopteris hymenophylloides (Brongn.) Sew., C. maakiana Heer, Cladophlebis williamsonii (Brongn.) Brongn., C. nebbensis (Brongn.) Nath., C. rimenkensis Thom., C. bidentata Tur-Ket., Pachypteris sp., Czekanowskia ex gr. rigida Heer, Phoenicopsis ex gr. angustifolia Heer, Pityophyllum ex gr. nordenskioldii (Heer) Nath.					
					Тар	Верхний	Надюхский	?	Equisettes lateralis (Phill.) Phill., E. asiaticus Pryn., Coniopteris porcina Heer, C. cf. spectabilis Brück, Cladophlebis cf. karnenkensis Thom., Ginkgo sibirica (Heer), Pseudotorellia sp., Podozamites sp., Pityophyllum sp.
	Тар	Верхний	Надюхский	Neokoretrophyllites lineariformis Tesl., Neocalamites sp., Annulariopsis sp., Equisettes lateralis (Phill.) Phill., Coniopteris latifolia Brück, C. spectabilis Brück, C. kirgisisca Brück, Clathropteris obovata Oishi, Ginkgo sibirica (Heer), G. digitata (Brongn.) Heer, Pterophyllum cf. teslenkoi Bat., Czekanowskia sp., Phoenicopsis sp., Kovalia grandifolia Tesl.					
					Плинсах	Верхний	Катер-блотский	Equisettes turgaicus	Neokoretrophyllites lineariformis Tesl., Neocalamites sp., Equisettes turgaicus (Vlad.) Kiritich., Coniopteris maakiana (Heer) C. cf. nerifolia Genk., Clathropteris sp., Phlebopteris polypodioides (Brongn.) Brongn., Toites princeps Presl, Cladophlebis dentifoliate (Brongn.) Sew., C. delicatula Yabe et Oishi, Otozamites cf. latior Saporta
	Плинсах	Верхний	Шадановск.	Equisettes turgaicus					
					Плинсах	Верхний	Лезан-Слой	Equisettes turgaicus	Ricciopsis tomiensis Bat., Neocalamites cf. pinitoides (Chacht.) Chacht., Equisettes turgaicus (Vlad.) Kiritich., E. gracilis (Nath.) Halle, Sphenobalera spectabilis (Nath.) Flor., Czekanowskia sp., Pityophyllum sp., Samaropsis plicatiformis Tesl., Carpollithes ivanovskyi Tesl., C. tricostratus Tur-Ket., Pityospermum cf. parvum Tur-Ket.

Рис. 48. Фитостратиграфическая схема нижней и средней юры Западной Сибири. Светлая заливка – существенно песчаные горизонты, темная заливка – существенно глинистые горизонты.

которых хорошо зафиксированы с помощью зональных шкал юры Сибири (Шурыгин и др., 1995, 1996а, б; Захаров и др., 1997).

Самый нижний в юре зимний горизонт (геттанг–низы верхнего плинсбаха) палеофлористически слабо охарактеризован. Остатки растений в нем найдены только в Уренгойском и Часельском районах. Они принадлежат в основном к чекановскиевым и хвойным, а чаще всего встречаются различные семена. Вместе с тем в керне некоторых скважин Уренгойского района найдены отпечатки мелких хвощевых, мхов и пера папоротника. На раннеюрский возраст флористического комплекса зимнего горизонта указывает присутствие в нем *Ricciopsis tomiensis* Bat., *Neocalamites pinitoides* (Chachl.) Chachl., *Equisetites turgaicus* (Vlad.) Kiritch., *E. gracilis* (Nath.) Halle, *Carpolithes tricostatus* Tur.-Ket., *C. ivanovskyi* Tesl.

Однако в нескольких скважинах в Уренгойском районе (410, 411, 414, 673, СГ-6) в нижней части толщи, отнесенной здесь к береговой свите, входящей в зимний горизонт, собраны остатки растений, указывающие на поздне триасовый возраст вмещающих отложений: *Neocalamites* ex gr. *carcinoides* Harris, *N.* ex gr. *carrerei* (Zeil.) Halle, *Equisetites* cf. *tuensteri* Sternb., *Todites* sp. Первый из перечисленных видов характерен для верхнего триаса Восточной Гренландии, Восточного Таймыра, Челябинского бассейна, Кузбасса, Горного Алтая, Афганистана. Второй — известен из верхнего триаса Вьетнама, Швеции, Приморья, Средней Азии, Челябинского бассейна, Кузбасса, Восточного Таймыра, Горного Алтая. Третий вид описан из верхнего триаса Германии, Восточной Гренландии, Ирана, Афганистана. Интересно отметить, что хвощевые, особенно неокаламитесы, играли, по-видимому, большую роль в поздне триасовой флоре Западной Сибири, часто образуя обильные моновидовые захоронения. Подобного типа скопления растительных остатков найдены в кульдиминской и немцовской свитах Восточного Таймыра, в угленосной толще Пыжинского месторождения Горного Алтая, в Челябинском бассейне, откуда А.И. Киричковой (1969) описан комплекс хвощевых с преобладанием неокаламитесов.

В береговой свите Уренгойского района, судя по керну вскрывших ее скважин,

флористические ассоциации, в которых появляется большое количество остатков триасовых неокаламитесов и полностью отсутствуют представители юрской флоры, резко отличаются от встречающихся выше в пределах той же свиты ассоциаций. Это служит основанием для предположения о начале формирования береговой свиты в Уренгойском районе в позднем триасе. Описанную выше триасовую часть береговой свиты иногда рассматривают в качестве двух самостоятельных свит — витютинской и варенгажинской (Решения..., 1991).

В левинском горизонте находки остатков растений еще более редки, чем в зимнем, и приурочены они к тем же фаціальным районам (рис. 49). Флористический комплекс левинского горизонта наследует черты зимнего. Хотя он беднее в таксономическом отношении, чем комплекс зимнего горизонта, но в целом эти комплексы очень близки. Их можно рассматривать как единый флористический комплекс, состоящий преимущественно из голосеменных с небольшой примесью хвощевых. Видимо, в начале юры гигромезофильные сообщества растений имели очень ограниченное распространение в Западной Сибири, что возможно было связано с сильной расчлененностью рельефа этого региона, водораздельные пространства которого занимали леса из чекановскиевых и хвойных.

Палеофлористическая характеристика вышележащего шараповского горизонта (верхи верхнего плинсбаха) более представительна как в отношении таксономического состава флоры, так и площадного распространения находок макроостатков растений (рис. 50). Они найдены в шараповском горизонте во всех фаціальных областях — Ямало-Гыданской (Усть-Енисейский район), Обь-Тазовской (Уренгойский, Флоровский, Часельский, Нюрольский районы) и Обь-Иртышской (Колпашевский район). Шараповский флористический комплекс отличается от зимне-левинского значительным увеличением в нем роли папоротников и сокращением представительства голосеменных. Именно к шараповскому горизонту приурочено первое появление в комплексах макроостатков флоры папоротников *Todites*, *Phlebopteris*, *Coniopteris*, *Cladophlebis*. Примечательно, что из них наиболее часто встречается *Coniopteris*, представленный несколькими

видами. На эту специфическую особенность позднеплинсбахского шараповского комплекса Западной Сибири следует обратить внимание, поскольку широкое распространение кониоптерисов некоторые исследователи связывают с началом среднеюрской эпохи, и по появлению комплексов макроостатков растений, обогащенных кониоптерисами, проводят границу нижней и средней юры. По нашему мнению, подобные представления не подтверждаются палеонтологическими данными, в том числе противоречат результатам, полученным при изучении западно-сибирской юрской флоры.

Остатки голосеменных, встречающие редко и единично в шараповском горизонте (см. рис. 50), принадлежат гинкговым и чекановским. Очевидно, что в позднем плинсбахе произошли заметные преобразования флоры Западной Сибири, где широко распространены сообщества гигро- и мезофильных растений, что могло быть обусловлено расширением зон равнинных ландшафтов. Появление во второй половине позднего плинсбаха в Западной Сибири относительно разнообразных папоротников, присутствие здесь отдельных представителей хвощевых, характерных для южных палеофлористических провинций, было, видимо, связано с начавшимся в конце плинсбаха потеплением климата, фиксируемым по палинологическим данным (Ильина, 1985).

Флористический комплекс китербютского горизонта (нижний тоар) отражает дальнейшее преобразование флоры, связанное с приходящимся на это время климатическим оптимумом (Там же). Возможно, что редкая встречаемость растительных остатков в этом горизонте Западной Сибири обусловлена широким развитием морской трансгрессии в раннем тоаре. Известные к настоящему времени находки макроостатков флоры в китербютском горизонте приурочены только к разрезам тогурской свиты Обь-Тазовской фациальной области (Уренгойский, Фроловский, Нюрольский, Варьганский районы). В тогурском комплексе, как и в шараповском, преобладают папоротники, меньшую роль играют хвощевые при подчиненном значении голосеменных (рис. 51). Среди хвощевых наряду с *Neocalamites* и *Equisetites turgaicus* появляется *Neokoretrophyllites lineariformis* Tesl., отсутствующий в нижних горизонтах юры. В группе папоротни-

ков по-прежнему многочисленны кониоптерисы, принадлежащие чаще всего к среднеазиатским видам, характерно присутствие более частых и более разнообразных *Phlebopteris*, единичных *Clathropteris* sp., *Todites princeps* Presl. Впервые для сибирской флоры здесь встречается и цикадофит *Otozamites* cf. *latior* Saporta — иммигрант из Евро-Синийской области. Заметное увеличение в тогурском комплексе роли теплолюбивых растений — несомненное свидетельство раннетоарского потепления климата Западной Сибири. Шараповский (верхнеплинсбахский) и тогурский (нижнетоарский) комплексы макроостатков растений Западной Сибири достаточно хорошо различаются по таксономическому составу и структуре, отражая разные этапы развития раннеюрской флоры.

Флористический комплекс надояхского горизонта (верхи нижнего-верхний тоар-низы аалена) довольно богат и разнообразен в таксономическом отношении. В нем есть представители мхов, хвощевых, папоротников, единичные цикадофиты, гинкговые, чекановские и хвойные (рис. 52). В отличие от шараповского и тогурского комплексов для надояхского характерно увеличение роли голосеменных растений. Одной из примечательных особенностей его является большое количество остатков *Ginkgo*, которые, судя по имеющимся материалам бурения, редко встречаются в других интервалах юры (за исключением лайдинского горизонта). Имеющиеся в изученных коллекциях остатки растений надояхского комплекса собраны главным образом в Обь-Тазовской (Уренгойский, Варьганский, Часельский, Тымский, Фроловский, Нюрольский районы) и в меньшей степени в Обь-Иртышской (Нижнечулымский, Колпашевский районы) фациальных областях.

В надояхском флористическом комплексе есть ряд форм, стратиграфическое распространение которых ограничено в Сибири только нижней юрой (см. рис. 52). К ним относятся *Neokoretrophyllites*, *Neocalamites*, *Annulariopsis*, *Clathropteris obovata*, *Phlebopteris* sp. Причем *Neokoretrophyllites* и *Clathropteris obovata* встречены только в китербютском и надояхском горизонтах. Отметим, что в надояхском горизонте не обнаружен вид *Equisetites turgaicus*, неизменно присутствующий в комплексах макроостатков

Вид	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
<i>Ricciopsis tomiensis</i>	+																	
<i>Thalites</i> sp.										+								
<i>Neocalamites</i> cf. <i>pinitoides</i>										+								
<i>Neocalamites</i> ex gr. <i>carrerei</i>																+		
<i>Neocalamites</i> sp.				+											+	+	+	+
<i>Equisetites</i> cf. <i>gracilis</i>	+																	
<i>Equisetites</i> cf. <i>turgaicus</i>					sp.					+				x				
<i>Equisetites</i> cf. <i>muensteri</i>																+		
<i>Equisetites ferganensis</i>														x				
<i>Annulariopsis</i> sp.								+										
<i>Sphenopteris</i> sp.							+	+							+			
<i>Cladophlebis</i> sp.														x				
<i>Czekanowskia</i> ex gr. <i>rigida</i>						+	+	+	+		x		x					
<i>Phoenicopsis</i> sp.							+											
<i>Ginkgo</i> cf. <i>tapkensis</i>													x					
<i>Sphenobaiera</i> sp.							+	+		+			+					
<i>Sphenobaiera spectabilis</i>			+											x				
<i>Ixostrobus heeri</i>												x						
<i>Pityophyllum nordenskiöldii</i>						+		+			x		x					
<i>Samaropsis plicatifformis</i>						+												
<i>Samaropsis rotundata</i>							sp.	sp.			x							
<i>Samaropsis tersiensis</i>								+										
<i>Pityospermum</i> cf. <i>parvum</i>													x					
<i>Carpolithes cinctus</i>								+	+		x							
<i>Carpolithes minor</i>							+											
<i>Carpolithes tricostatus</i>							+											
<i>Carpolithes</i> cf. <i>ivanovskyi</i>		+x																

Рис. 49. Комплекс макроостатков растений из зимнего (+) и левинского (x) горизонтов.

Скважины и интервалы (м): 1 - Геологическая-14, 5030-5031; 2 - Уренгойская-282, 5008-5024, 4872-4883; 3 - Уренгойская-411, 5273-5290; 4 - Уренгойская-414, 5057-5075; 5 - Уренгойская-673, 4974-4993; 6 - Северо-Толькинская-304, 3735-3750; 7 - Ево-Яхинская-356, 5176-5393; 8 - Харампурская-340, 3925-3935; 9 - Черничная-46, 3969-3984; 10 - СГ-6, 5555-5591,9; 11 - Южно-Часельская-15, 3742-3753; 12 - Саемтахская-800, 4043,6-4049,1; 13 - Харампурская-340, 3800-3815; 14 - Уренгойская-673, 4860-4870; верхний триас: 15 - СГ-6, 5691,9-5636,6; 16 - Уренгойская-414, 5075-5216; 17 - Уренгойская-411, 5300-5317; 18 - Уренгойская-410, 5270-5278, 5293-5300; sp. - определение вида в открытой номенклатуре.

флоры четырех нижних горизонтов нижней юры. Только в зимнем и надояхском горизонтах найден *Annulariopsis* — характерный компонент поздне триасовых и раннеюрских флор. Наряду с представителями среднеазиатских видов папоротников, тяготеющих в Западной Сибири в основном к нижней юре, в надояхском комплексе появились виды папоротников, очень широко распространенные в средней юре. Таким образом, таксономическая структура этого комплекса отражает завершение раннеюрского этапа развития западно-сибирской флоры. Верхняя граница надояхского горизонта в настоящее время проводится в

низах нижнего аалена (Шурыгин и др., 1996а), и фиксировать точно положение границы нижней и средней юры в конкретных разрезах по макроостаткам растений пока не представляется возможным.

Во флористическом комплексе лайдинского горизонта (аален) средней юры в отличие от надояхского преобладают голосеменные растения, реже встречаются папоротники, еще меньшую роль играют хвощевые, снижается разнообразие и встречаемость кониоптерисов. Макроостатки растений в этом горизонте найдены в 25 скважинах Обь-Тазовской (Нюрольский, Фроловский, Уренгойский рай-

Вид	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
<i>Hepaticites cf. haiburnensis</i>															+	
<i>Neocalamites sp.</i>				+												
<i>Equisetites cf. turgaicus</i>		+		+	+											
<i>Equisetites sp.</i>	+						+	+		+						
<i>Todites sp.</i>						+										
<i>Phlebopteris polyodioides</i>	+															
<i>Phlebopteris sp.</i>														+		
<i>Coniopteris maakiana</i>	+															
<i>Coniopteris zindanensis</i>		+														
<i>Coniopteris spectabilis</i>	+															+
<i>Coniopteris cf. angarensis</i>		+														
<i>Coniopteris cf. hymenophylloides</i>														+		
<i>Coniopteris cf. porcina</i>											+		+			
<i>Coniopteris sp.</i>	+								+			+				
<i>Cladophlebis haiburnensis</i>														+		+
<i>Cladophlebis nebbensis</i>														+		
<i>Cladophlebis williamsonii</i>			+													
<i>Cladophlebis williamsonii var. punctata</i>						+										
<i>Cladophlebis sp.</i>	+				+											
<i>Sphenobaiera czekanowskiana</i>											+					
<i>Czekanowskia ex gr. rigida</i>						+			+							
<i>Phoenicopsis angustifolia</i>										+						
<i>Carpolithes minor</i>									+							
<i>Sphenopteris sp.</i>				+												

Рис. 50. Комплекс макроостатков растений из шараповского горизонта.

Скважины и интервалы (м): 1 - Уренгойская-411, 4940-4955-5005; 2 - Западно-Таркосалинская-99, 4082-4118; 3 - Средне-Мессояхская-4, 3062-3077; 4 - Западно-Новогодняя-210, 3830-3857, 5 - Восточно-Сабунская-10, 3150-3162; 6 - Усть-Балыкская-1200-П, 3329-3339; 7 - Ево-Яхинская-356, 4912-4929; 8 - СГ-6, 5128-5140,7; 9 - Южно-Часельская-15, 3590-3605; 10 - Черничная-46, 3786-3800, 11 - Эргинская-26, 3008-3013; 12 - Западно-Нялинская-22, 3023-3029; 13 - Апрельская-24, 3068-3083; 14 - Сенькинской-37, 3006,6-3013,8; 15 - Южно-Катыльгинская-115, 2801,5-2804,5; 16 - Колтогорская (Куль-Еганская)-2, 3183,3-3190,4.

оны) и Обь-Иртышской фациальных областей (Нижнечулымский, Тымский районы). Ассоциации преимущественно голосеменных растений встречены в скв. Пихтовой-200 (инт. 3142-3150 м) — *Czekanowskia ex gr. rigida* Heer, *Phoenicopsis ex gr. angustifolia* Heer, *Pseudotorellia?* sp., *Leptostrobis* sp., *Pityophyllum ex gr. nordenskioldii* (Heer) Nath., в скв. Герасимовской-8 (инт. 2825,4-2831,4 м) — *Coniopteris* sp., *Pseudotorellia cf. longifolia* Dolud., *Czekanowskia ex gr. rigida* Heer, *Phoenicopsis ex gr. angustifolia* Heer, *Pityophyllum nordenskioldii* (Heer) Nath., *Sorosaccus* sp., *Samaropsis rotundata* Heer. Ос-

татки папоротниковых обнаружены в скважинах Армейской-1 (инт. 2808,7-2814,9 м — *Coniopteris spectabilis* Brick, *C. cf. sachi* Tesl.), Новиковской-1 (инт. 2821-2828 м — *Coniopteris hymenophylloides* (Brongn.) Sew., *C. latifolia* Brick вместе с *Pityophyllum*), Сенькинской-37 (инт. 2881,7-2888,9 м — *Coniopteris hymenophylloides* (Brongn.) Sew., *C. nerifolia* Genk., *Czekanowskia ex gr. rigida* Heer), Ильяжской-2 (инт. 2803,2-2809,2 м — *Coniopteris burejensis* (Zal.) Sew., *Cladophlebis williamsonii* (Brongn.) Brongn., *Sphenobaiera?* sp., *Pityophyllum* sp.), Глухаринной-1 (инт. 2845,7-2852,2 м — *Coniopteris porcina*

Вид	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
<i>Neokoretrophyllites lineariformis</i>								+																
<i>Neocalamites</i> sp.		+					+			+									+					
<i>Equisetites turgaicus</i>																+								
<i>Equisetites ferganensis</i>													+											
<i>Equisetites</i> cf. <i>beanii</i>												+												
<i>Todites princeps</i>					+								+										+	
<i>Phlebopteris polypodioides</i>		+							+														+	
<i>Phlebopteris</i> cf. <i>angustiloba</i>			+		+																		+	
<i>Phlebopteris</i> cf. <i>braunii</i>													+											
<i>Phlebopteris</i> sp.	+									+														
<i>Coniopteris murrayana</i>		+																						
<i>Coniopteris</i> cf. <i>maakiana</i>		+													+									
<i>Coniopteris</i> cf. <i>spectabilis</i>	+																						+	
<i>Coniopteris</i> cf. <i>pulcherrima</i>		+																						
<i>Coniopteris</i> cf. <i>nerifolia</i>															+									
<i>Coniopteris</i> cf. <i>zindanensis</i>	+																							
<i>Coniopteris</i> sp.		+	+	+	+				+	+					+									+
<i>Clathropteris</i> sp.						+											+							
<i>Cladophlebis denticulata</i>						+																		
<i>Cladophlebis nebbensis</i>			+		+																+	+		
<i>Cladophlebis haiburnensis</i>			+		+	+																		
<i>Cladophlebis crispata</i>				+																				
<i>Cladophlebis</i> cf. <i>concinna</i>		+																						
<i>Cladophlebis</i> cf. <i>delicatula</i>						+																		
<i>Cladophlebis</i> sp.														+									+	
<i>Sphenopteris</i> cf. <i>schmidtiana</i>						+																		
<i>Otozamites</i> cf. <i>latior</i>			+																					
<i>Ginkgo</i> sp.															+									
<i>Baiera setacea</i>																							+	
<i>Ixostrobus heeri</i>															+									
<i>Czekanowskia</i> ex gr. <i>rigida</i>																							+	
<i>Phoenicopsis angustifolia</i>																								
<i>Pityophyllum</i> sp.					+									+						+	+			
<i>Carpolithes minor</i>																				+	+			

Рис. 51. Комплекс макроостатков растений из китербютского горизонта.

Скважины и интервалы (м): 1 - Арчинская-54, 3128,4-3141,3; 2 - Кулгинская-142, 3077,2-3088,4; 3 - Колпашевская-10, 2874,4-2890,1; 4 - Угольная-21, 3193,2-3198; 5 - Сенькинская-37, 2992,1-2994,4, 2994,4-3006,6; 6 - СГ-6, 5008,7-5035,2; 7 - Западно-Новогодняя-210, 3830-3844; 8 - Западно-Перевальная-11а, 3700-3715,0; 9 - Уренгойская-411, 4815-4830; 10 - Уренгойская-673, 4690-4700; 11 - Геологическая-14, 4517-4527; 12 - Малый-Аган-904-П, 3029-3036,5; 13 - Тагринская-111, 3780-3770; 14 - Южно-Колтогорская-1, 3165-3172; 15 - Хвойная-2, 3155-3176; 16 - Пешковская-13, 3023-3030; 17 - Сергеевская-5, 3026,4-3031,9; 18 - Солоновская-45, 3025-3031,2; 19 - Ольховская-259, 3292-3300; 20 - Тугровская-4, 2407,5; 21 - Средне-Проточная-9, 2785,9-2793,6; 22 - Соболиная-175, 2851,6-2856,8, 2830-2844; 23 - Киев-Еганская-352, 3086,9-3691,5, 24 - Трассовая-316, 3033,4-3041,4.

Brick, *C. cf. spectabilis* Brick, *Cladophlebis williamsonii* (Brongn.) Brongn. Остатки хвощевых собраны из керна в скважинах Южно-Колтогорской-1 (инт. 3054,7-3062,5 м — *Equisetites asiaticus* Pryn., *Coniopteris burejensis* (Zal.) Sew., *C. cf. spectabilis* Brick вместе с ос-

татками *Pseudotorellia*, *Podozamites*, *Pityophyllum*, *Squama*), Ольховской-259 (инт. 3110-3123 м — *Equisetites lateralis* (Phill.) Phill., *E. aff. gracilis* (Nath.) Halle, *Radicites* sp., *Ginkgo* sp., *Sphenobaiera* sp., *Phoenicopsis* sp., *Carpolithes minor* Pryn.), Тюменской-СГ-6 (инт. 4722-

(инт. 4722–4744,9 м — *Equisetites cf. lateralis* (Phill.) Phill., *Radicitis* sp.). В керне из скважин Средней-10 (инт. 3160,7–3168 м) и Косальской-16 (инт. 2931–2939 м) встречены скопления остатков *Ginkgo sibirica* Heer. В керне из лайдинского горизонта, вскрытого скважинами Западно-Перевальной-11, Уренгойской-282, Лянторской-301, Тугровской-4, Угольной-21, Салатской-21, Светлогорской-300, собраны остатки преимущественно гинкговых, чекановских и хвойных.

В комплексах макроостатков растений из лайдинского горизонта (как и в надояхском) сравнительно часто встречаются остатки гинкговых. Находки их приурочены в основном к разрезам Нюрольского, Тымского и Нижнечуйского фациальных районов. Однако в лайдинском комплексе роль хвощевых и папоротников мала, отсутствуют присущие раннеюрской флоре представители этих групп, беднее таксономический состав рода *Coniopteris* и всего комплекса в целом. Таким образом, лайдинский флористический комплекс отражает существенное обеднение ааленской флоры по сравнению с раннеюрской. Это подтверждается и палинологическими данными (Ильина, 1985).

Флористический комплекс вымского горизонта (верхи аалена–низы байоса) богаче и разнообразнее в таксономическом отношении, чем лайдинский. Площадь местонахождений этого комплекса в Западной Сибири существенно больше. Остатки растений в вымском горизонте найдены в разрезах более 55 скважин Ямало-Гыданской (Усть-Енисейский район), Обь-Тазовской (Уренгойский, Часельский, Нюрольский, Фроловский, Варьганский районы) и Обь-Иртышской (Омский, Уват-Мегионский, Нижнечуйский районы) фациальных областей. Вымский комплекс макроостатков растений представлен мхами, плауновидными, разнообразными папоротниками, единичными цикадофитами, гинкговыми, чекановскими и хвойными. Наиболее многочисленные остатки растений обнаружены в керне скважин, пробуренных в Томской и Омской областях. Так, из вымского горизонта, вскрытого скв. Сенькинской-38 (инт. 2646,7–2749,5 м), собраны *Equisetites lateralis* (Phill.) Phill., *Radicitis* sp., *Coniopteris burejensis* (Zal.) Sew., *C. hymenophylloides* (Brongn.) Sew., *Lobifolia lobifolia* (Phill.) Rass. et E. Leb., *Cladophlebis delicatula* Yabe et Oishi, *C. denticulata* (Brongn.) Font., *Pterophyllum* sp.,

Baiera ahnertii Krysh., *Pityophyllum nordenskioldii* (Heer) Nath., *Schizolepis antiqua* (Heer) Pryn., *Elatides* sp., *Antholithes* sp., *Angariella* sp. Близкий флористический комплекс обнаружен в керне из скв. Западно-Колгачской-104 (инт. 2999–3006 м — *Coniopteris maakiana* (Heer) Pryn., *C. margaretae* Harris, *C. hymenophylloides* (Brongn.) Sew., *Todites* sp., *Cladophlebis williamsonii* (Brongn.) Brongn., *Williamsoniella?* sp., *Pityophyllum nordenskioldii* (Heer) Nath., *Schizolepis* sp.). В Верхне-Комбарской скв. 293 (инт. 2724,2–2732,6 м) найдены *Lycopodites* sp., *Coniopteris hymenophylloides* (Brongn.) Sew., *C. maakiana* (Heer) Pryn., *C. cf. murrayana* (Brongn.) Brongn., *Podozamites* sp. Остатки кониоптерисов встречены в керне скважин Западно-Пихтовой-305 (инт. 2892–2903 м — *Coniopteris cf. vevolodii* E. Leb., *C. cf. saportana* (Heer) Vachr.), Кулгинской-142 (инт. 2907,9–2921 м — *C. cf. simplex* (L. et H.) Harris), Ново-Ютымской-141 (инт. 2846,9–2852,4 м — *C. nerifolia* Genk.).

Флористический комплекс с преобладанием голосеменных установлен в скважине Смоляной-1 (инт. 2902–2924,8 м) — *Equisetites* sp., *Coniopteris* spp., *Raphaelia?* ex gr. *tapkensis* Pryn., *Cladophlebis kamenkensis* Thom., *C. cf. aktashensis* Brick, *Ginkgoites tapkensis* Dolud. et Rass., *Phoenicopsis angustifolia* Heer, *P. speciosa* Heer, *Ixostrobus heeri* Pryn., *Pityophyllum nordenskioldii* (Heer) Nath., *Desmiophyllum* sp., *Sorosaccus* sp., *Schizolepis* sp., *Samaropsis rotundata* Heer, *Carpolithes minor* Pryn. Многочисленные остатки растений обнаружены в вымском горизонте в Уренгойском районе в керне скважин Западно-Таркосалинской-98 (инт. 3535,6–3600 м), Уренгойских-259 (инт. 4212–4220 м), 279 (инт. 4344–4359 м); 411 (инт. 4493–4503 м), 282 (инт. 4120–4135 и 4297–4312 м), 266 (инт. 4108–4195 м), Самбургской-700 (инт. 4784–4799 м), Геологической-14 (инт. 4188–4192 м), Тюменской-СТ-6 (инт. 4347–4619 м), Западно-Новогодней-210 (инт. 3474–3481 м). В изученном комплексе макроостатков растений из упомянутых выше местонахождений присутствуют *Hepaticites cf. wonnacotti* Har., *Lycopodites trichiatus* Pryn., *Equisetites lateralis* (Phill.) Phill., *Coniopteris maakiana* (Heer) Pryn., *C. cf. spectabilis* Brick, *C. cf. burejensis* (Zal.) Sew., *C. ex gr. vevolodii* E. Leb., *Cladophlebis bidentata* Tur.-Ket.,

C. kamenkensis Thom., *C. williamsonii* (Brongn.) Brongn., *C. cf. nebbensis* (Brongn.) Nath., *C. cf. argutula* (Heer) Font., *Sphenobaiera angustiloba* (Heer) Flor., *Czekanowskia rigida* Heer, *Phoenicopsis angustifolia* Heer, *Pityophyllum nordenskioldii* (Heer) Nath., *Carpolithes heeri* Tur.-Ket. В керне из скв. Средне-Мессояхской-4 (инт. 2870–2880 м) собраны единичные остатки цикадофита *Heilungia* sp. вместе с *Equisetites lateralis* (Phill.) Phill., *Coniopteris* sp., *Cladophlebis williamsonii* (Brongn.) Brongn., *C. haiburnensis* (L. et H.) Brongn.

Таким образом, в отличие от лайдинского в вымском комплексе доминируют споровые растения, преимущественно папоротники, при подчиненном значении голосеменных, в составе которых установлены единичные цикадофиты *Pterophyllum*, *Heilungia*, *Williamsoniella*?. Среди представителей папоротников рода *Coniopteris* изредка встречаются остатки, сходные с видами, распространенными преимущественно в самых верхах средней и в верхней юре (*C. simplex*, *C. embensis*, *C. vsevolodii*).

В вышележащем леонтьевском горизонте (байос) остатки растений относительно редки. Они найдены в керне скважины Обь-Тазовской (Часельский, Надымский, Нюрольский районы) и Обь-Иртышской фациальных областей (Уват-Мегионский, Нижнечулымский, Омский районы). Во флористическом комплексе леонтьевского горизонта, который наследует черты вымского, значительную роль играют папоротники, редко встречаются мхи и хвощевые (рис. 53). Голосеменные, как и в вымском горизонте, имеют подчиненное значение, но в их составе заметно преобладают цикадофиты *Nilssonia*, *Doratophyllum*, *Williamsoniella*, что сближает леонтьевский флористический комплекс с комплексом вышележащего мальшевского горизонта.

Характеристика комплексов макроостатков растений мальшевского горизонта (верхи байоса–бат) наиболее полная. Этот комплекс хорошо изучен по находкам макроостатков растений в керне более 105 скважин Ямало-Гыданской, Обь-Тазовской и Обь-Иртышской фациальных областей.

Мальшевский флористический комплекс наиболее разнообразен в таксономическом отношении из нижне-среднеюрских комплексов (рис. 54), отражая флору, достигшую к бату

своего расцвета в Западной Сибири. В нем представлены более 100 видов растений из всех групп флоры, характерных для мезозоя Сибири. В отличие от большинства флористических комплексов других горизонтов в мальшевском заметную роль играют мхи *Thalites* и *Hepaticites*, лепидофиты *Selaginella* и *Lycopodites*. Здесь есть обычные для юры хвощевые, представленные родом *Equisetites*. Велика роль разнообразных папоротников. Наряду с многочисленными кониоптерисами и кладофлебисами достаточно часто встречаются *Raphaelia*, *Lobifolia lobifolia* (Phill.) Rass. et E. Leb. Наиболее характерной особенностью ассоциаций папоротников является частая встречаемость мелкоперышковых видов *Coniopteris simplex* (L. et H.) Harr., *C. furssenkoi* Pryn., *C. vialovii* Tur.-Ket. и *C. embensis* Pryn. Мальшевский комплекс отличается от других обилием и частотой встречаемости цикадофитов, особенно рода *Nilssonia*: *N. compta* (Phill.) Phill., *N. vittaeformis* Pryn., *N. gracillima* Pryn., *N. majskaja* Bystr., *N. cf. lacunculata* Bat., *N. aff. rara* Sixt., *N. ex gr. iniqua* Kiritch., *N. ex gr. lobatidentata* Kiritch. Кроме того, в комплексе представлены *Doratophyllum* sp., *Heilungia amurensis* (Novop.) Pryn., *H. cf. iczetujensis* Vachr. et Srebr., *Jacutiella* sp., *?Pseudocycas aff. baranovae* Kiritch. Весьма разнообразны в мальшевском комплексе хвойные: кроме обычных для нижележащих горизонтов *Pityophyllum* и *Podozamites* здесь встречаются *Pagiophyllum setosum* (Phill.) Sew., *Brachyphyllum* sp., *Taxocladus cf. sibiricus* (Chachl.) Tesl., *Elatocladus cf. manchurica* (Yok.) Yabe, *Pityocladus aff. ferganensis* Brick. Заметную роль в комплексе играют гинговые и чекановские роды *Ginkgo*, *Baiera*, *Pseudotorellia*, *Sphenobaiera*, *Leptotoma*, *Ixostrobus*, *Czekanowskia*, *Phoenicopsis*, *Leptostrobus*, многочисленные и разнообразные репродуктивные органы и семена: *Sorosaccus*, *Schizolepis*, *Pityospermum*, *Samaropsis*, *Carpolithes*, *Burejospermum*. Перечисленные особенности позволяют хорошо опознавать мальшевский флористический комплекс в конкретных разрезах.

Детальные монографические исследования коллекций макроостатков растений, собранных послойно из разрезов, вскрытых многочисленными скважинами, анализ стратиграфического и площадного распространения видов, характерных для разных интервалов юры Западной Сибири, позволили оценить этапность

Вид	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
<i>Hepaticites cf. wonnacotti</i>						+									
<i>Hepaticites sp.</i>			+	+											
<i>Thalites sp.</i>															+
<i>Equisetites lateralis</i>						+	+		+						
<i>Equisetites beanii</i>												+			
<i>Equisetites asiaticus</i>												+			
<i>Coniopteris simplex</i>				+											
<i>Coniopteris burejensis</i>		+			cf.					+		+		+	
<i>Coniopteris hymenophylloides</i>				+	cf.	+					+	+			
<i>Coniopteris maakiana</i>											+				
<i>Coniopteris cf. murrayana</i>								+							
<i>Coniopteris cf. margaretae</i>								+							+
<i>Coniopteris cf. spectabilis</i>				+							+				
<i>Coniopteris sp.</i>	+					+	+						+		+
<i>Cladophlebis denticulata</i>				+											
<i>Cladophlebis nebbensis</i>												+			
<i>Nilssonia majskaja</i>					+										
<i>Nilssonia cf. acuminata</i>				+											
<i>Doratophyllum sp.</i>															+
<i>Williamsoniella sp.</i>				+											
<i>Pseudotorellia angustifolia</i>											+		+		+
<i>Czekanowskia ex gr. rigida</i>				+											
<i>Phoenicopsis angustifolia</i>		+												+	
<i>Podozamites angustifolius</i>	+										+				
<i>Pityophyllum nordenskioldii</i>	+	+											+		+
<i>Carpolithes sp.</i>													+		

Рис. 53. Комплекс макроостатков растений из леонтьевского горизонта.

Скважины и интервалы (м): 1 - Демьянская-23, 3040,5-3050; 2 - Пельгинская-3, 2724,7-2737,1; 3 - Самлатская-2, 2840-2847,4; 4 - Приколтогорская-1, 2854-2878,6; 5 - Северо-Черталинская-400, 2982,3-2987; 6 - Сенькинская-38, 2628,8-2641,7; 7 - Западно-Аленкинская-402, 2326,5-2328,9; 8 - Ильяжская-2, 2708-2714; 9 - Колтогорская (Куль-Еганская)-2, 2939,5-2946,7; 10 - Карасево-Танловская-18, 3650-3665; 11 - Асомкинская-18-Р, 3132-3139; 12 - Глуховская-1, 3178-3184; 13 - Северо-Толькинская-304, 3010-3023; 14 - Западно-Красноселькупская-50, 3195-3207; 15 - Западно-Красноселькупская-47, 3079-3088; cf. - определение вида в открытой номенклатуре.

и последовательность развития флоры в этом регионе в течение ранней и средней юры. Своеобразие таксономического состава флоры Западной Сибири на каждом этапе, связанное с ее реорганизацией во время периодически повторяющихся региональных палеогеографических перестроек (Казаков, Девятков, 1994), отражено в различиях таксономического состава и количественной структуры комплексов макроостатков растений большинства региональных горизонтов нижней и средней юры Западной Сибири. Одинаковая в юре разных районов Западной Сибири стратиграфическая последовательность комплексов макроостатков растений послужила основой для обособления

в этом диапазоне биостратонов в ранге слоев с флорой. Такого рода фито-стратиграфическая схема нижней-средней юры Западной Сибири приводится впервые (см. рис. 48). Соответствие стратиграфических объемов выделенных биостратонов объему общих стратиграфических подразделений оценивалось с использованием шкалы региональных горизонтов, увязанной на разрезах морской юры с зональными подразделениями по двустворкам и микрофауне. На основании этого западно-сибирскую шкалу биостратонов, установленных по комплексам макроостатков флоры, можно рассматривать как эталонную для Сибирской палеофлористической области.

Вид	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
<i>Hepaticites</i> sp.										+					
<i>Thalites</i> sp.							+		+		+		+		+
<i>Selaginella</i> sp.			+												
<i>Lycopodites tenerrimus</i>		cf.				cf.									
<i>Lycopodites trichiatus</i>				+											
<i>Lycopodites falcatus</i>						+						sp.			
<i>Equisetites lateralis</i>		+	+	+	+	+			+			+			
<i>Equisetites beanii</i>					cf.										+
<i>Equisetites asiaticus</i>						+					cf.				
<i>Equisetites</i> cf. <i>ferganensis</i>												+			
<i>Coniopteris simplex</i>			+	+		+	+		+	+	+	+	+		
<i>Coniopteris furszenkoi</i>			+		+	+		cf.	+		+				cf.
<i>Coniopteris vialovii</i>											+				
<i>Coniopteris embensis</i>									+	+	+	cf.	cf.		+
<i>Coniopteris burejensis</i>		+			cf.		cf.							+	+
<i>Coniopteris hymenophylloides</i>		+		+	cf.	+	cf.	+	cf.		cf.	+	+		
<i>Coniopteris maakiana</i>				+					cf.						
<i>Coniopteris snigirevskae</i>	+	+					+								
<i>Coniopteris</i> cf. <i>murrayana</i>		+		+					cf.						
<i>Coniopteris</i> cf. <i>nerifolia</i>										+					
<i>Coniopteris porcina</i>		+													
<i>Coniopteris</i> cf. <i>latilobus</i>													+	+	
<i>Coniopteris</i> cf. <i>latifolia</i>		+													
<i>Coniopteris</i> cf. <i>lobata</i>		+													
<i>Coniopteris jurensis</i>			+				+								
<i>Coniopteris</i> aff. <i>depensis</i>					+										
<i>Lobifolia lobifolia</i>	+														
<i>Cladophlebis denticulata</i>				+											+
<i>Cladophlebis williamsonii</i>			cf.	+											
<i>Cladophlebis delicatula</i>														+	
<i>Cladophlebis argutula</i>														+	
<i>Cladophlebis</i> sp.		+			+							+			+
<i>Cladophlebis</i> cf. <i>embensis</i>			+												
<i>Raphaella diamensis</i>				+	+										
<i>Nilssonia mejskaja</i>					+			+	+						cf.
<i>Nilssonia compta</i>								+							
<i>Nilssonia</i> cf. <i>acuminata</i>				+											
<i>Nilssonia</i> cf. <i>gracillima</i>					+			+							
<i>Nilssonia</i> aff. <i>rara</i>	+														
<i>Heilungia</i> cf. <i>amurensis</i>				+											
<i>Heilungia</i> cf. <i>iczetujensis</i>						+									
<i>Baiera</i> ex gr. <i>ahnerti</i>										+					
<i>Pseudotorellia angustifolia</i>		+						cf.							+
<i>Czekanowskia rigida</i>			+					+				+			+
<i>Phoenicopsis angustifolia</i>	+	+	+	+			+	+		+		+	+		+
<i>Leptotoma borealis</i>								+							
<i>Leptostrobos laxiflora</i>		+													
<i>Ixostrobos heeri</i>			+												
<i>Podozamites angustifolius</i>										+		sp.			
<i>Elatocladus manchurica</i>								sp.							+
<i>Pityophyllum nordenskiöldii</i>	+	+			+		+	+		+	+		+	+	
<i>Pagiophyllum setosum</i>								+		sp.					+
<i>Schizolepis</i> cf. <i>ferganensis</i>										+				sp.	
<i>Pityospermum pachypterum</i>								+							
<i>Pityospermum</i> cf. <i>karataviense</i>								+					sp.	+	
<i>Samaropsis plicatiformis</i>	+														
<i>Samaropsis rotundata</i>							+	sp.		+		sp.			+
<i>Carpolithes balejensis</i>		+													
<i>Carpolithes cinctus</i>								+			+				
<i>Carpolithes karatavicus</i>								+							

Рис. 54. Комплекс макроостатков растений из мальшевского горизонта.

Скважины и интервалы (м): 1 - Новопортовская-117, 2085-2110; 2 - Геологическая-10, 3608-3617; 3 - Геологическая-35, 3750-3866; 4 - Лензитская-72, 3530-3600; 5 - Западно-Новогодняя-210, 3240-3388; 6 - Ольховская-259, 2867-2965; 7 - Уренгойская-66, 3832-3946; 8 - Осомкинская-18-Р, 3005-3020; 9 - Укратусская-2, 2497-2504; 10 - Западно-Пихтовая-305, 2796-2892; 11 - Каймысовская-1, 2778-2782; 12 - Приколтогорская-2, 2812-2832; 13 - Армичская-1, 2540-2590; 14 - Северо-Черталинская-402, 2895-2901; 15 - Южно-Махнинская-3, 2514-2519; cf., sp. - определение вида в открытой номенклатуре.

В предлагаемом, в известной мере предварительном, варианте флостратиграфической схемы нижней и средней юры Западной Сибири приведены восемь флористических комплексов, характерных для девяти региональных горизонтов, и шесть слоев с флорой, выделенных с большей или меньшей обоснованностью, которая связана с разной степенью полноты сборов остатков растений.

В нижней юре Западной Сибири выделены следующие биостратоны:

— слои с *Equisetites turgaicus*, установленные в диапазоне стратиграфического распространения вида-индекса, объемлют четыре горизонта (зимний, левинский, шараповский, китербютский), отвечающих по стратиграфическому объему интервалу от геттанга до нижней половины нижнего тоара;

— слои с *Phlebopteris polypodioides*, выделенные как тейльзона вида-индекса в интервале верхний плинсбах-тоар, отвечают шараповскому, китербютскому и надояхскому горизонтам;

— слои с *Coniopteris zindanensis*, выделяющиеся по характерному комплексу, в котором впервые появляются кониоптерисы вида-индекса и других видов, объемлют шараповский горизонт (верхи верхнего плинсбаха);

— слои с *Otozamites*, установленные по характерному комплексу, в котором представлены цикадофиты *Otozamites*, отвечают китербютскому реперному горизонту нижнего тоара и сопоставляются по стратиграфическому объему со слоями с *Ptilophyllum* Ленского бассейна (Киричкова, 1985);

— слои с *Neokoretrophyllites*, *Clathropteris obovata*, выделенные по характерному комплексу, в котором появляются и совместно встречаются *Neokoretrophyllites* и *Clathropteris obovata*, объемлют китербютский и надояхский горизонты, отвечающие тоару.

В средней юре можно выделить слои с *Coniopteris simplex*, *C. furssenkoi*, *C. vialovii*, *Nilssonina*, для комплекса макроостатков флоры которых характерна наиболее частая встречаемость ассоциаций кониоптерисов, принадлежащих к видам-индексам, и большое количество и разнообразие видов *Nilssonina*. Эти слои по объему соответствуют мальшевскому горизонту (верхи байоса-бат).

Установленная последовательность флористических комплексов может использоваться для внутри- и межрегиональных корреляций и обоснования проведения границ триаса

и юры, нижней и средней юры в континентальных отложениях Западной Сибири. Отметим, что она может быть использована и для флостратиграфического расчленения юры в смежных с Западной Сибирью районах.

В свете новых данных интересно обратить внимание на палеофлористические критерии проведения границы между нижней и средней юрой в континентальных отложениях Сибири. Этот вопрос до сих пор вызывает оживленную дискуссию среди специалистов. Разногласия, существующие в опубликованных работах, обусловлены тем, что при проведении границы нижней и средней юры в континентальных толщах Сибири некоторые исследователи опираются на раннюю концепцию В.А. Вахрамеева (1982), основанную главным образом на представлениях о развитии юрской флоры Евро-Синийской палеофлористической области. Согласно этой концепции, граница нижней и средней юры должна проводиться в разрезах по массовому появлению в комплексах макроостатков флоры разнообразных *Coniopteris* и *Nilssonina*, что никак не согласуется с имеющимися в настоящее время данными об этапах развития сибирской флоры.

Позднее В.А. Вахрамеев (1988) согласился с доводами Ю.В. Тесленко и В.И. Ильиной о специфическом характере и быстрых перестройках флоры Сибири в конце плинсбаха, тоара и аалена, обусловленных неоднократными изменениями климата в течение этого времени (Тесленко, 1963, 1970; Ильина, Тесленко, 1971; Ильина, 1985; и др.). В.А. Вахрамеев отмечал, что флоры различных фитохорий значительно отличаются не только по таксономическому составу, но и по закономерностям развития, часто обусловленным климатическими воздействиями, и признавал допустимым появление в Сибири и распространение относительно разнообразных *Coniopteris* в конце ранней юры (Вахрамеев и др., 1982; Вахрамеев, 1988).

Установленная нами этапность развития западно-сибирской флоры также согласуется с выводами Ю.В. Тесленко о необходимости проведения границы нижней и средней юры по исчезновению в комплексах макроостатков растений, характерных для нижней юры видов, таких как *Annulariopsis inopinata*, *Neocalamites pinitoides*, *Neokoretrophyllites lineariformis*,

Clathropteris obovata, *Phlebopteris poly-podioides* (Тесленко, 1970; Ильина, Тесленко, 1971). Эти виды в Западной Сибири найдены в шараповском, тогурском и надояхском горизонтах, но ни один из них не обнаружен выше, в среднеюрских отложениях. Что же касается рода *Coniopteris*, то уже в шараповском горизонте, т. е. в верхнем плинсбахе, достаточно часто встречаются не-

сколько его видов. Много кониоптерисов в тоарских комплексах макроостатков растений, особенно в надояхском горизонте, а в ааленских, напротив, количество и разнообразие кониоптерисов сокращается. Затем вновь вверх по разрезу средней юры представительство их в комплексах постепенно увеличивается, достигая максимума в бате (малышевский горизонт).

ФАЦИАЛЬНОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Формационный анализ юрских отложений севера Азии свидетельствует о существенных изменениях в конце средней–поздней юре палеогеографической ситуации в этом регионе и смещении центров стабильного морского осадконакопления из восточных районов Сибири в западные. Начало завершающей стадии тектонического цикла развития Яно-Колымской миегеосинклинали и инверсия этого блока земной коры в поздней юре, в той или иной мере повлиявшие на всю восточную часть Средней Сибири, обусловили специфику двух крупных этапов юрского тектогенеза: ранне-среднеюрского и позднеюрского, различающихся по степени качественных изменений тектонического режима отдельных областей. Существенная разница режимов этих этапов седиментогенеза сибирских палеобассейнов связана с постепенной сменой направления

основных трансгрессий, существенными изменениями климата, относительно резким перемещением депоцентра морского осадконакопления с востока на запад с практически зеркальными палеоландшафтами для начала и конца юры (Палеогеография..., 1983; Девятов, 1991; и др.). Отметим, что перелом долговременных, преобладающих в течение двух эпох трендов развития седиментогенеза и наиболее существенные перестройки палеогеографической структуры сибирских бассейнов седиментации приходятся приблизительно на начало келловоя. Именно этим обстоятельством и были предопределены различия структурно-фациального районирования нижне-среднеюрских и келловей-верхнеюрских образований территории Сибири, которое используется при конструировании региональных стратиграфических схем юры.

СОСТОЯНИЕ ВОПРОСА, ДИСКУССИЯ И НЕРЕШЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ

Конструкция корреляционной части стратиграфической схемы в значительной степени зависит от положенного в ее основу районирования рассматриваемого региона. До последнего времени обычно использовались схемы фациального районирования юры, составленные отдельно для крупных регионов: севера Средней и Западной Сибири. Принципы, положенные в основу этих двух схем, существенно различаются, как и их названия: в первом случае “Структурно-фациальное районирование...” (Решения..., 1981, с. 35), во втором “Районирование по типам разрезов...” (Решения..., 1991, с. 17). При районировании юры севера Средней Сибири отмечено, что основу его составляют строение, состав, типы (генезис) отложений, мощность и полнота разрезов. Однако выделенные при этом структурно-фациальные зоны и области не были систематизированы с позиций учета их палеогеографи-

ческой специфики. Так, например, в Лено-Вилюйскую область включены районы, в типовых разрезах которых представлены в одном случае морские отложения юры, а в другом — отложения пресноводных водоемов (Решения..., 1981, с. 36).

Еще сложнее ситуация с районированием юры Западной Сибири. В последнее время для этой территории обычно применяется схема районирования, принятая Пятым Межведомственным региональным стратиграфическим совещанием по мезозойским отложениям Западно-Сибирской равнины (Решения..., 1991). Принципы и методы районирования мезозоя Западной Сибири ранее были изложены в общем виде (Брадучан, Ясович, 1970). До последнего стратиграфического совещания обычно использовалась схема районирования, определенного для всей юры в целом (Указания..., 1984, с. 15). Сильная дифферен-

циация районов на этой схеме обусловлена прежде всего большими латеральными изменениями фациального облика пород, мощностей и т. д. верхней части юры.

Совершенно справедливо, по нашему мнению, авторы последней официально утвержденной региональной стратиграфической схемы юры Западной Сибири указывают, что разработка самостоятельных схем районирования "...для относительно узких стратиграфических интервалов (в данном случае отдельно для нижней-средней и для верхней юры. — *Замечание наше*) делает районирование более стройным, логичным и, как правило, сокращает количество районов" (Решения..., 1991, с. 19). Однако особенности методических приемов, которые использовали авторы принятого на последнем совещании районирования юры Западной Сибири, обобщенная характеристика выделенных при этом районов и их отличия друг от друга в опубликованной литературе в общем-то не известны. Более того, авторы избегают называть такое районирование фациальным или структурно-фациальным, как это обычно принято, а определяют как районирование по типам разрезов (Решения..., 1991). При этом конструкция схемы районирования имеет ряд противоречий.

Так, указывается, что принцип районирования — это оконтуривание территорий с одинаковым строением разреза (т. е. нужно понимать, с одинаковым набором свит. — *Замечание наше*), а выделение хотя бы одной новой свиты приводит к обособлению нового района (Решения..., 1991, с. 19). Вряд ли с таким утверждением можно согласиться как с логичным, скорее его можно определить как "крайний изоляционизм". Учитывая, что районирование проводится все-таки для достаточно крупных (в смысле стратиграфического интервала) толщ, вряд ли можно полагать, что в течение столь большого временного интервала каждый из обособленных для какого-то палеомомента районов жил полностью своей изолированной (в смысле тектоники, палеогеографии, областей питания и т. д.) жизнью. А раз так, то стало быть вряд ли можно предположить, что геологические тела, налегающие друг на друга, в разрезах конкретных районов всегда имеют одни и те же пространственные ограниче-

ния — латеральные границы. Особенно это вызывает сомнения, если учитывать известные по литературе сведения о периодических нивелировках условий осадконакопления на обширных территориях и сменяющих их этапах дифференциации в течение юры. Логичнее, на наш взгляд, было бы предполагать, что для смежных районов, географические контуры которых проведены по любому принципу (скажем, для времени максимального обособления), в типичных разрезах всегда будут иметь место как интервалы с существенно разной последовательностью литостратонов (обособленных только для одного района), так и интервалы сходных последовательностей литостратонов, прослеживающихся в двух, трех и более смежных районах (см. рис. 28, 29).

Несмотря на предложение районировать по принципу "крайнего изоляционизма", даже его авторы не смогли удержаться на его позициях при составлении конкретных схем. Так, в схемах районирования нижней и средней юры, принятых совещанием, этот принцип не всегда выдерживается. Например, в Ямало-Гыданском и Усть-Енисейском районах последовательность свит одинакова. В Пурпейско-Котухтинском и Уренгойском районах набор свит нижней и средней юры также совершенно идентичен: от береговой, которая в Пурпейско-Котухтинском представлена частично, до тюменской. Очевидно при районировании имелись в виду еще и полнота разрезов, типичная для данного региона, некоторые фациальные особенности толщ (морские, с морскими прослоями, неморские и т. д.), преимущественно характерные для большинства разрезов, учитывалась и порайонная разница мощностей местных стратиграфических подразделений. Соответственно выделенным районам в принятых совещанием схемах на большей части территории Западной Сибири для средней юры (без низов аалена) показана единая тюменская свита с тремя подсвитами. Нижняя юра и часть аалена объединены в шеркалинскую, горелую, котухтинскую и худосейскую свиты, сменяющие друг друга по латерали (см. рис. 14). Для Ямало-Гыданского и Усть-Енисейского районов приняты общеизвестные свиты большехетской серии (Байбародских

и др., 1968; Нежданов, Огибенин, 1987; Решения..., 1991; и др.).

Районы, выделенные по типам разрезов, и последовательный латеральный ряд фациальных районов имеют в значительной мере неадекватный смысл. Дифференциация территории Западной Сибири с запада на восток на районы по типам разрезов, приведенная в упоминаемой выше схеме районирования, представляется нам весьма произвольной. В седиментационном бассейне не определены фациальные области. Соответственно такая схема районирования не отражает, на наш взгляд, палеогеографических особенностей и закономерностей распределения фаций в ранне-среднеюрском седиментационном бассейне Западной Сибири. Упор на типизацию разрезов, по-видимому, не учитывает всего комплекса литолого-фациальных особенностей осадочных толщ, составляющих основу литостратиграфии. Соответствующая этому районированию региональная стратиграфическая схема, по нашему мнению, не дает возможности учитывать при расчленении и корреляции разновозрастных отложений латеральную фациально-генетическую последовательность осадков морской, переходной и континентальной областей седиментогенеза.

В этой схеме в пределах Западной Сибири для нижней и средней юры выделяются три субширотного протяжения фациальные области, в которых различия осадочных толщ имеют фациально-генетический характер: в северной (Ямало-Гыданской) ниже-среднеюрская толща сложена преимущественно породами морского генезиса, в средней (Обь-Тазовской) — прибрежно-морскими с участием дельтовых и континентальных, в южной (Обь-Иртышской) — почти исключительно континентальными образованиями (Гурари и др., 1988а). Таким образом, границы областей — это фактически границы зон проникновения ранне-среднеюрского моря в Западно-Сибирском регионе (т. е. максимальной и минимальной трансгрессий моря в эти эпохи). Закономерности вертикальной дифференциации толщ объясняются эвстатическими и тектоническими причинами, а латеральной — палеогеографической спецификой районов. Разделение областей на фациальные районы, сменяющие друг друга с запада на восток (в общем виде — районы субмеридиональной

протяженности), отвечает палеогеографической и палеотектонической ситуации — от прибортовых частей до центральной наиболее прогнутой части фациальной области с наращиванием стратиграфической полноты и мощности разрезов. Используется при этом и меридиональная зональность фаций, связанная с удалением от источников сноса. В южной (Обь-Иртышской) области общая меридиональная протяженность фациальных районов несколько нарушается, как и закономерность в наращивании полноты и мощности разрезов к центральной зоне области, что естественно связано с замыканием седиментационного бассейна на юге и иным режимом осадконакопления вблизи областей питания (Ажарминский и Чулымо-Енисейский фациальные районы) (Гурари и др., 1988а; Казаков, Девятов, 1990; Девятов и др., 1994; и др.). Соответственно фациальному районированию его авторы изначально предлагали иную конструкцию региональной стратиграфической схемы нижней и средней юры Западной Сибири, выделив при этом ряд новых свит в переходной фациальной области.

Отметим, что предложенная стратиграфическая схема была логически противоречива: постулируя существенные генетические отличия разрезов фациальных областей и выделяя на этой основе новые свиты (вместо ранее принятых), ее авторы сохраняли, вместе с тем, и одинаковые свиты как в области морского осадконакопления, так и в области континентального (см. рис. 14). Более того, авторы описываемой стратиграфической схемы впадают, по нашему мнению, в другую (по сравнению с авторами районирования и стратиграфической схемы ЗапСибНИГНИ) крайность, поскольку свиты в предложенных схемах рассматриваются уже как подразделения, прослеживающиеся в пределах фациальных областей (т. е. практически полностью с запада на восток). Одна из свит прослеживалась в пределах всех областей Западной Сибири. Фациальные районы в областях отличались лишь изменением полноты разрезов, мощности отдельных свит, некоторыми фациальными переходами внутри свит. Верхняя и нижняя границы этих свит (и это понятно, если вертикальная смена облика толщ осадка связывается только преимущественно с эвстатикой. — *Замечание наше*) (см. рис. 16, 17) фактически рассматрива-

лись как изохронные (или квазиизохронные, как их определяют авторы) поверхности на всем протяжении. Особенно это касалось нижней границы, подчеркнутой глинами. Понятно, что такое положение вещей может иметь место в отдельных интервалах (например, китербютский–тогурский уровни), но вряд ли его можно полагать постоянным на всем ранне-среднеюрском этапе развития сибирских седиментационных бассейнов, полностью исключая при этом участие локальных тектонических процессов, работы местных источников сноса и т. д. в формировании осадочной толщи конкретных районов. Отметим также, что имеется ряд палеонтологических свидетельств диахронности появления глинистых горизонтов в разрезах юры разных районов Сибири (Фанерозой..., 1984; Князев и др., 1991; и др.) (см. рис. 27, 28). Границы фациальных районов и областей, выделяемых в описываемой альтернативной схеме районирования, чрезвычайно сложны, особенно в зонах сочленения отрицательных и положительных структур. Более того, следуя сформулированному принципу районирования, его авторы вынуждены постоянно пересматривать контуры этих границ в связи с появлением новых находок морской фауны в прослоях конкретных скважин. В основу фациального районирования, как отмечают его авторы, положены три основополагающих признака: генезис отложений, стратиграфическая полнота разрезов и их мощность, а при вычленении фациальных зон и районов, помимо перечисленных, важное значение имел состав осадков (Гурари и др., 1988а; Казаков, Девятов, 1990). Однако непонятно — какую часть разреза нижней и средней юры должны составлять прослои морских отложений, чтобы соответствующая территория была отнесена к морской, переходной или континентальной фациальной области? Таким образом, предлагаемая на основе альтернативной схемы районирования новая региональная стратиграфическая схема, будучи в основе (в смысле принципов районирования) вполне логичной, требует еще осмысливания, теоретического обоснования и адаптации (т. е. ревизии всего ранее накопленного материала с ее позиций) к геологическим работам в Западной Сибири.

При составлении региональных стратиграфических схем нижней и средней юры некоторых районов Западной Сибири нередко

используется тектоническое районирование. Однако если сравнить схему фациального районирования, предложенную сотрудниками СНИИГТиМСа, и схемы распределения основных тектонических структур Западной Сибири, то нетрудно заметить корреляцию контуров фациальных зон и тектонических структур. Авторы фациального районирования, делая упор в обосновании на палеогеографию, проводили прямую аналогию палеогеографической специфики районов с тектонической.

Понятно, что в конкретных районах можно проводить детальное районирование, обособляя районы отрицательных и положительных структур. Так, например, на юге Западной Сибири в Нюрольской, Усть-Тымской впадинах и Пешковской котловине в погруженных зонах ниже-среднеюрская толща представлена чередующимися пачками глинистых и грубообломочных пород, в ней фрагментарно развиты нижние горизонты юры и мощность отложений до 560 м. В смежных с ними районах, связанных с положительными структурами и приуроченных к поясе выклинивания ниже-среднеюрских отложений, преобладают грубообломочные породы, на отдельных площадях отсутствует вся ниже-среднеюрская толща, мощности песчаных пачек увеличены. Однако, несмотря на разную степень полноты разрезов, здесь, естественно, будут выделяться одни и те же свиты или, вернее, их части. Сложно географически обособить границы таких районов по единому критерию, поскольку полнота разрезов будет постепенно возрастать от прибортовых к центральным частям впадин. В такой ситуации трудно выбрать единый критерий проведения границ, общий для конкретных районов и всей толщи нижней и средней юры. Например, районирование по литофациальным типам глинистых пачек и полноте разрезов с учетом зоны распространения тогурских глин будет существенно отличаться от такового, проведенного с учетом распространения глин леонтьевского горизонта, и т. д. Тем не менее применение такого детального районирования конечно же дает ценную конкретную информацию об отдельных небольших районах, хотя это районирование вряд ли можно назвать структурно-фациальным. Похожую конструкцию стратиграфической схемы, правда для небольшого района, ис-

пользовал Ф.Г. Гурари (1992), показав в корреляционной части схемы серии отдельных колонок (последовательности литостратонов) для поднятий и депрессий Демьянского района. Несомненно, что подобная детализация районирования — дело ближайшего будущего.

Рассмотренные выше принципы районирования, естественно с существенными коррективами (в смысле снятия высказанных выше критических замечаний и проблем), могут быть использованы для создания схем фациального районирования всех эпиконтинентальных бассейнов Сибири. А поскольку

в юре это была единая связанная система седиментационных бассейнов, расположенных вблизи стабильной Сибирской платформы, то можно составить единую схему фациального районирования юрских отложений Сибири, включив в нее как Западную, так и Восточную Сибирь. Как известно, для юрского этапа развития Арктики характерно северо-южное направление основных трансгрессий и регрессий. Оба рассматриваемых бассейна имели субмеридиональную протяженность и были связаны друг с другом Хатангским морем—проливом (см. рис. 2–4).

СХЕМА ФАЦИАЛЬНОГО РАЙОНИРОВАНИЯ НИЖНЕ-СРЕДНЕЮРСКИХ (БЕЗ КЕЛЛОВЕЯ) ОТЛОЖЕНИЙ

Литостратиграфическое расчленение ниже-среднеюрских отложений базируется на представлении о едином сибирском седиментационном бассейне, постепенном циклическом (возвратно-поступательном) наступлении морского режима осадконакопления с севера и северо-востока на юг и существенном влиянии эвстатики на седиментационный режим сибирских морей (см. рис. 16, 17). В основе стратиграфической схемы юрских отложений Сибири лежат палеонтологические, био- и литостратиграфические сведения, полученные при изучении естественных выходов юры по берегам рек Лены, Оленек, Анабар, Хатанги и многих других, береговых обрывов моря Лаптевых, данные комплексных исследований керн скважин, сейсмофациальный анализ региональных, в меньшей степени площадных сейсмических профилей и корреляции по каротажным диаграммам.

Ниже-среднеюрские толщи Сибири сформировались в течение единого тектоно-седиментационного цикла развития этого региона, характеризующегося относительно низкой тектонической активностью земной коры, талассократическим режимом, терригенной седиментацией. Соответственно общая схема фациального районирования седиментационных бассейнов обрамления Сибирской платформы составлена нами как единая для всей нижней и средней юры (рис. 55). Однако следует отметить, что в течение средней юры море постепенно покидало восточные склоны Сибирской платформы, где домини-

рующее положение в эту эпоху стали занимать образования переходной (море—континент) области. В это же время в Западной Сибири морской бассейн существенно расширялся. Море проникало на юг почти до южного складчатого обрамления, достигая широты г. Омска (Девятов, Казаков, 1991; Шурьгин и др., 1995; и др.). В качестве основы для предлагаемого фациального районирования использовались генезис отложений, стратиграфическая полнота разрезов и их мощность, а для фациальных районов еще и состав осадков.

В ниже-среднеюрском седиментационном бассейне Сибири выделяются следующие фациальные области, примерно соответствующие основным структурно-тектоническим единицам: морские (Ямало-Гыданская и Лено-Енисейская), переходные (Обь-Тазовская и Лено-Виллюйская) и континентальные (Обь-Иртышская и Ангаро-Алданская) (см. рис. 55). Отметим, что континентальная Ангаро-Алданская область Средней Сибири, в связи с отсутствием в ней признаков нефтегазоносности, здесь практически не рассматривается. Каждая из областей характеризуется своим набором фациальных районов и большинством (но не всех) литостратиграфических подразделений (см. рис. 28).

Юрские отложения на территории Сибири, залегающие на различных по возрасту и составу образованиях от триаса до докембрия, в прибортовой части прогибов содержат многочисленные диастемы. В полных

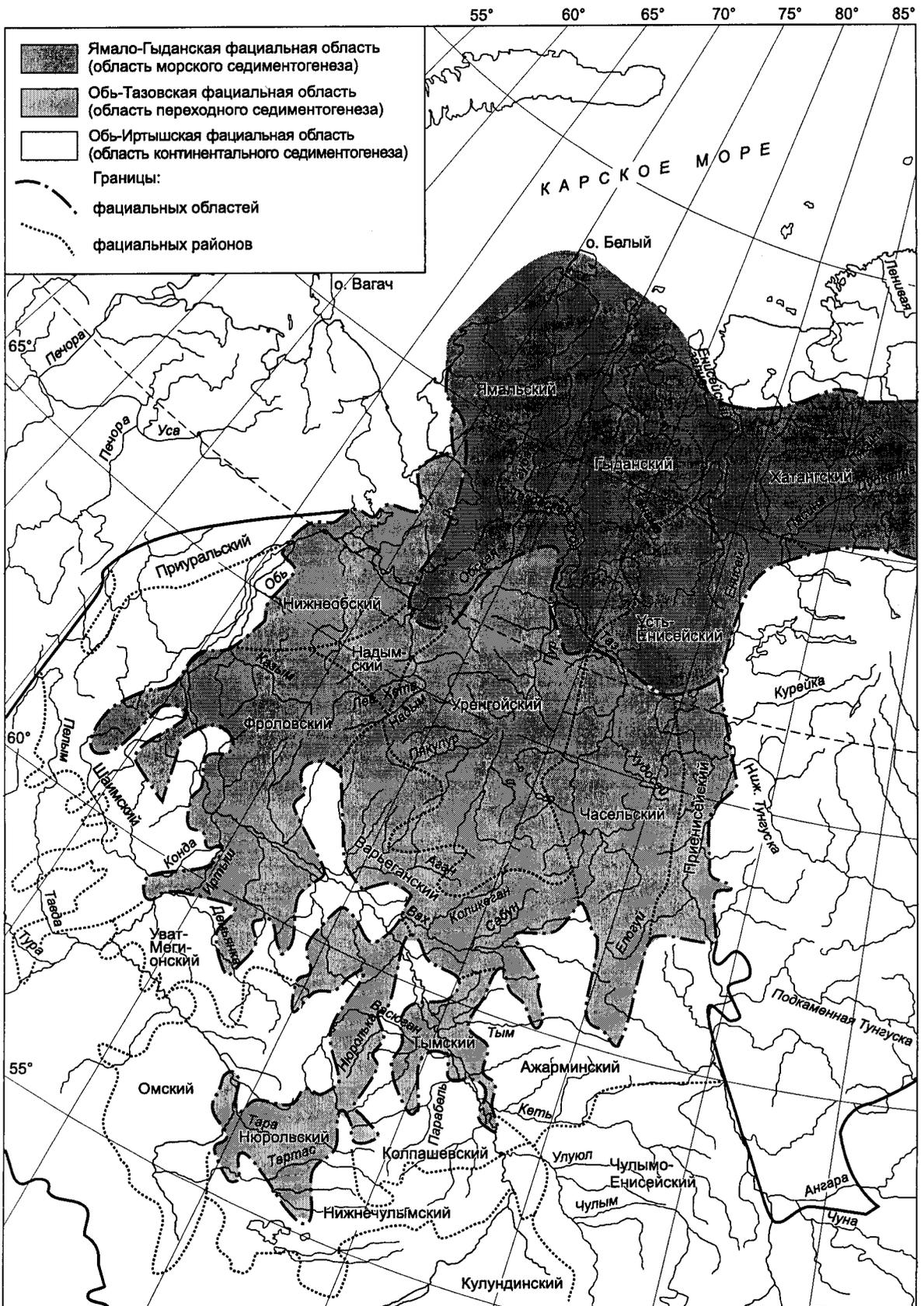
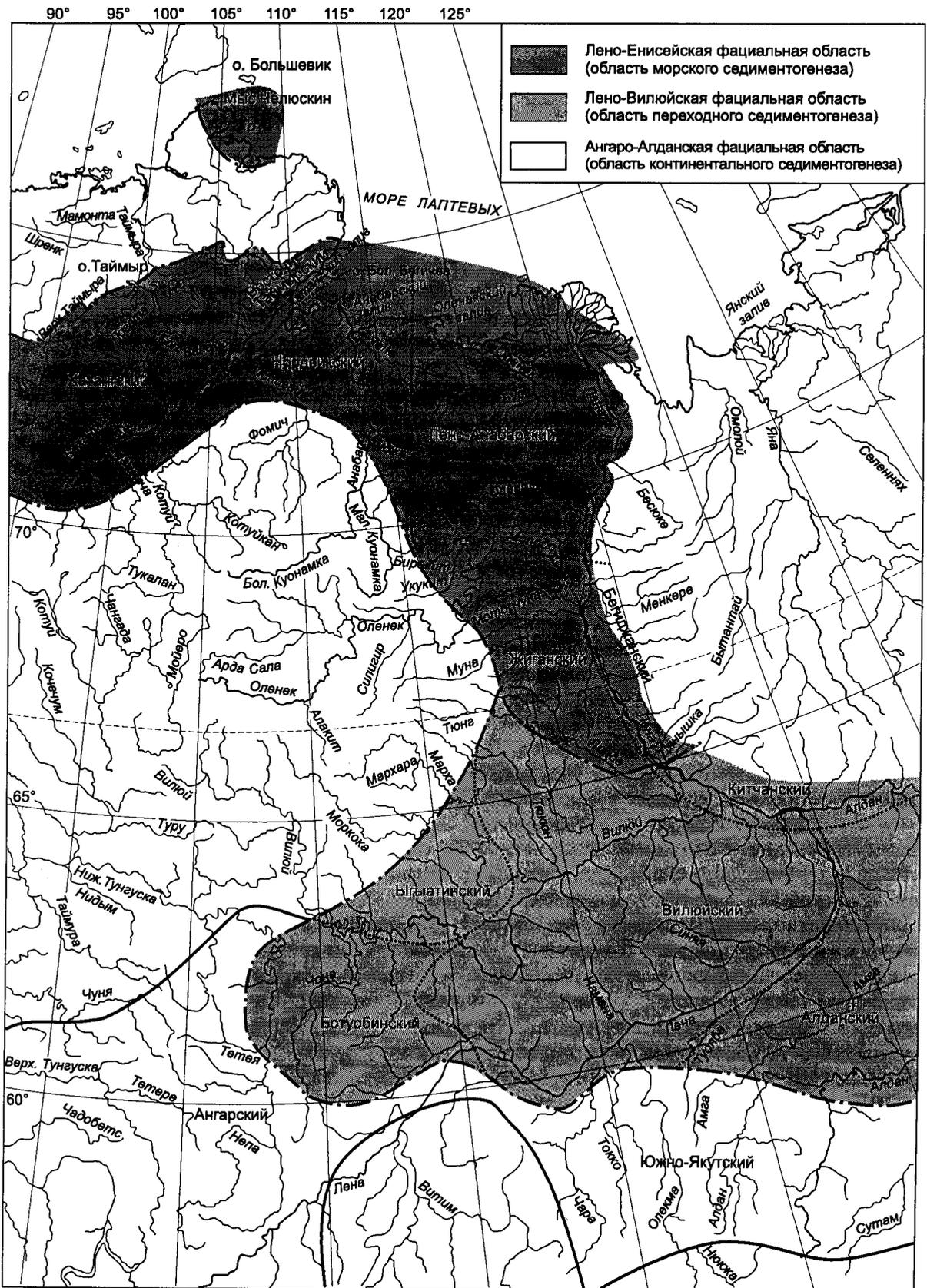


Рис. 55. Схема фациального районирования нижней и средней (без келловеев) юры Сибири.



разрезах нижней и средней юры Сибири выделяются девять региональных горизонтов (см. рис. 26). Базой для их обособления послужило стратиграфическое расчленение юры в Ямало-Гыданской и Лено-Енисейской фациальных областях (Усть-Енисейский район). В области развития морских отложений нижняя и средняя юра представлены четким чередованием глинистых (левинский, китербютский или тогурский, лайдинский и леонтьевский горизонты) и песчаных (зимний, шароповский, надояхский, вымский и мальшевский горизонты) толщ, в значительной степени отражающих эвстатический аспект жизни бассейнов седиментации (см. рис. 16, 27). В основном каждому горизонту в пределах областей соответствуют свои литостратиграфические подразделения различного ранга (свита, подсвита или пачка).

Глинистые горизонты в морских областях имеют относительно резкую в литологическом отношении нижнюю границу, местами, возможно, с диастемами, и более или менее постепенную верхнюю, чаще, видимо, полихронную. Мощность их обычно не превышает 100 м, но в Хатангской впадине достигает 457 м (скв. Балахнинская-2, леонтьевский горизонт). Соответствующие литостратоны сложены преимущественно тонкотомученными глинами и аргиллитами, иногда в прослоях битуминозными, с остатками морских организмов. Обычно вверх по разрезу породы становятся все более алевроитовыми, переходят в алевроиты, а затем и в пески, песчаники перекрывающих горизонтов. По латерали наблюдается аналогичная закономерная фациальная смена, усиливающаяся к прибортовым частям бассейнов. В переходных фациальных областях глинистые горизонты опесчаниваются, содержат пропластки паралических углей, смешанные комплексы остатков морской, лагунной и пресноводной фауны, фрагменты растительности. В континентальной фациальной области описываемые горизонты представлены толщей чередования глин, углей, алевроитов и песков (при доминировании первых), в которой встречаются остатки пресноводных организмов, часто большое количество макроостатков флоры, корни растений в автохтонном захоронении, пласты и пропластки каменных углей.

Отметим, что на региональных временных сейсмических профилях МОВ ОГТ на территории Западной Сибири глинистые горизонты (левинский, китербютский, лайдинский, леонтьевский) идентифицируются как основные отражающие горизонты. Левинский горизонт соотносится с нижней частью группы отражений T_4 , а китербютский — с верхней. Лайдинскому горизонту отвечает нижняя часть многофазного сейсмического горизонта T_2 , а леонтьевскому — нижняя часть отражений группы T_1 (см. рис. 28). Минеральный состав глин от разреза к разрезу варьирует слабо и, судя по данным рентгеноструктурного анализа, здесь представлены гидрослюда, смешанослойные (гидрослюда + монтмориллонит), хлорит, часто каолинит.

Песчаные горизонты являются образованиями этапов крупных и относительно продолжительных регрессий. Мощность их изменяется в очень широких пределах (от первых метров в прибортовой зоне прогибов до 700 м в Хатангской впадине). В областях морского осадконакопления они представлены циклично построенными мелководно-морскими образованиями с остатками морской фауны. Это переслаивание песков, алевроитов и глин, включающих (близ палеоберега) тонкие прослойки и линзы углей, гравелитов, галечников. Количество углей и мегакластов резко возрастает в переходных фациальных областях и достигает максимума в континентальных. Среднеюрская эпоха на территории Сибири знаменует собой этап особенно интенсивного углеобразования, центр тяжести которого приходится на вторую половину ааленского века и начало байоса (вымский горизонт) — время самого крупного падения уровня сибирских морей. На временных сейсмических разрезах песчаные горизонты соответствуют верхней части сейсмокомплексов $1_A - T_{4/4}$, $T_{4/4} - T_{4/1}$, $T_{4/1} - T_{2n}$, $T_{2n} - T_{1n}$ и $T_{1n} - T_1$ Западной Сибири. Преимущество в этих горизонтах имеют кварц-полевошпатовые и полевошпатово-кварцевые граувакки, редко — мезомиктовые кварцевые песчаники. Состав обломочных зерен песчаников под микроскопом чаще всего граувакковый.

Каждая из областей, в свою очередь, разделяется на фациальные районы, в пределах которых ниже-среднеюрские отложения различаются, помимо генезиса, страти-

графической полнотой, мощностью, вещественным составом и набором фаций (см. рис. 28, 55). В Ямало-Гыданской (морской) фациальной области выделены три фациальных района: Ямальский, Гыданский и Усть-Енисейский (соответственно на западе, в центре и на востоке области). В Ямальском районе развиты морские, мелководно-морские глинистые и мелкокластические отложения с довольно частыми в ориктоценозах остатками двустворок и фораминифер. На изученных к настоящему времени площадях нижние горизонты юры (геттанг-нижний плинсбах) обычно отсутствуют, средние мощности отложений достигают 800–950 м. Разрезы Усть-Енисейского фациального района отличаются часто повышенными мощностями нижней и средней юры (до 1400 м), представленной обычно в полном объеме (за исключением разрезов ряда мелких локальных поднятий), развитием морских глинистых и песчано-алевритовых отложений с остатками морской фауны. Имеющиеся в нашем распоряжении материалы по ниже-среднеюрским отложениям Гыданского фациального района достаточно скудны. Лишь Тотаяхинская скважина вскрыла 1328 м разреза и вошла в зимний горизонт. Район, судя по всему, характеризуется разрезами, в которых нижняя юра представлена в полном объеме и сложена наиболее глубоководными и мелкообломочными осадками.

Обь-Газовская переходная область разделяется на девять фациальных районов: Нижнеобский, Надымский, Фроловский, Уренгойский, Варьеганский, Часельский, Приенисейский, Нюрольский и Тымский (см. рис. 55), простираение которых преимущественно меридиональное. В общих чертах Нижнеобский и Приенисейский районы отвечают внешнему поясу плиты, где мощности отложений сокращены (соответственно до 350 и 500 м), а нижние горизонты юры отсутствуют. Надымский и Часельский районы относятся к западной и восточной краевым частям внутренней погруженной области плиты. Здесь мощности отложений увеличиваются соответственно до 1150 и 1270 м, а нижний и средний отделы юры присутствуют практически полностью. Уренгойский район занимает наиболее прогнутую часть плиты, приурочен к Колтогорско-Уренгойскому ме-

гажелобу и характеризуется разрезами максимальной мощности (1760 м на поднятиях и более 2000 м в прогибах) и стратиграфической полноты. На продолжении Уренгойского района к югу выделяется Варьеганский фациальный район, который отличается разрезами меньшей мощности (до 1045 м), отсутствием в разрезах нижних горизонтов юры. Фроловский район, который продолжает к югу Надымский, тяготея к краевой зоне седиментационного бассейна, характеризуется разрезами небольшой мощности (660 м) и выпадением из них нижних горизонтов юры. Нюрольский и Тымский районы, приуроченные к одноименным впадинам, представлены чередующимися пачками глинистых и грубообломочных пород и имеют фрагментарное представительство в разрезах нижних горизонтов системы и мощность отложений до 560 м.

Обь-Иртышская континентальная область делится на девять фациальных районов: Приуральский, Шаимский, Уват-Мегионский, Омский, Ажарминский, Колпашевский, Нижнечулымский, Кулундинский, Чулымо-Енисейский. Все районы, приуроченные к полосе выклинивания ниже-среднеюрских отложений, имеют преимущественно развитые грубообломочные породы, разрезы нижней и средней юры с максимальной мощностью до 600–800 м, а на отдельных площадях здесь отсутствует вся ниже-среднеюрская толща. В Кулундинском районе ниже-среднеюрские отложения развиты в отдельных грабенообразных впадинах вдоль обрамления плиты. Судя по палинологическим данным, в разрезах разных впадин ниже-среднеюрская толща представлена различными частями. Мощность отложений достигает 800 м.

В северном и восточном обрамлении Сибирской платформы в Лено-Енисейской морской области выделяются Хатангский, Восточно-Таймырский, Нордвикский, Лено-Анабарский, Жиганский, Бегиджанский фациальные районы (см. рис. 55). Для разрезов нижней и средней юры Хатангского и Лено-Анабарского районов характерны глинисто-алевритовые породы с обычно наибольшей стратиграфической полнотой. Мощность отложений в Хатангском районе — более 3000 м, в Лено-Анабарском до 800 м. Восточ-

но-Таймырскому и Нордвикскому районам присущи общие черты строения разрезов — цикличное переслаивание глинистых и глинисто-песчаных толщ. В основании таких циклитов залегают более грубозернистые породы (в низах нижней юры обычны пачки конгломератов), вверх по разрезу сменяющиеся глинами. Редкие пачки имеют обратную последовательность смены зернистости пород; мощность таких пачек составляет от первых до первых десятков метров. Только среднеюрская часть разрезов на Восточном Таймыре слабо дифференцирована в структурном отношении, что сближает ее с изохронной толщей Лено-Анабарского фациального района. Мощность отложений до 800 м.

Лено-Анабарский фациальный район отличается глинистым составом пород по всему разрезу нижней и средней юры и слабой дифференциацией их гранулометрического состава как вверх по разрезу, так и по латерали. Мелководно-морские песчаники представлены обычно лишь в верхах разрезов. Мощность нижней и средней юры до 600–650 м. К югу в пределах Лено-Енисейской фациальной области происходит существенное опесчанивание ниже-среднеюрских образований. Так, если нижняя юра Жиганского фациального района представлена преимущественно глинистыми отложениями, то в среднем отделе здесь наблюдается четкое чередование глинистых и глинисто-песчаных пачек, что характерно для осадков мелкого шельфа. Жиганский район по латерали сме-

няется Бегиджанским, в котором фиксируется появление по всему разрезу (в меньшей степени в нижнем отделе системы) мощных пачек песчаников, что позволяет рассматривать Бегиджанский район в качестве переходного к Лено-Виллюйской области. Мощность отложений изменяется соответственно от 400 до 800 м.

В состав Лено-Виллюйской переходной области вошли Ботуобинский, Виллюйский, Алданский, Ыгыатинский и Китчанский фациальные районы. Периферийные Виллюйский и Алданский фациальные районы отличаются развитием в разрезах полифациального ряда (по бортам, в том числе с континентальными прослоями) преимущественно дельтовых и мелководно-морских песчано-алевритоглинистых отложений. Мощность их около 300 м и в погруженных частях структур достигает 700 м. На востоке Виллюйского фациального района развиты разрезы нижевиллюйского типа, представленные обычно песчано-глинистыми отложениями дельтового и морского комплексов с более или менее заметным цикличным строением. Мощность нижней и средней юры около 500 м и увеличивается в восточном направлении. Китчанский фациальный район отличается существенно песчаным составом толщ нижней и средней юры, поскольку аккумуляция здесь происходила преимущественно во фронтальной части дельт. Отдельные глинистые (только!) горизонты местами отсутствуют, мощность отложений достигает 900 м и более.

СХЕМА ФАЦИАЛЬНОГО РАЙОНИРОВАНИЯ КЕЛЛОВЕЙ-ВЕРХНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Схема районирования келловей и верхней юры, используемая в последнее время в публикациях в качестве официально утвержденной, принята на последнем стратиграфическом совещании как “схема районирования по типам разрезов”, в которой районы характеризуются определенным набором свит (Решения, 1991, с. 28). Принципы такого районирования анализировались при обсуждении схем нижней и средней юры (см. выше). Как и в ниже-среднеюрской схеме, принцип, постулируемый для определения районов, не выдержан и здесь: одни и те же свиты приведены для схем разных районов (Решения..., 1991).

Альтернативный вариант схемы фациального районирования келловей-верхнеюрских толщ Сибири, разрабатываемый в последнее время сотрудниками СНИИГГиМСа и Института геологии нефти и газа СО РАН и опирающийся на те же принципы, что и альтернативное районирование нижней и средней юры, хотя еще далек от совершенства, но также может обсуждаться. Отметим, что история формирования осадочной толщи и условия седиментации на келловей-позднеюрском этапе существенно отличались от предшествующего, что обусловило и большую разницу в контурах фациальных облас-

тей и районов. В целом в это время депоцентр морского осадконакопления Сибири сместился в Западную Сибирь, а на востоке Сибирской платформы установились континентальные условия.

Единое фациальное районирование для келловей и верхней юры Сибири, большое значение при котором имели генетические признаки осадков, выглядит достаточно своеобразно (рис. 56). Оконтурены единые для Сибири Обь-Ленская морская (обрамляет Сибирскую платформу на западе, севере и северо-востоке), две переходные — Омско-Чулымская (в Западной Сибири) и Алдано-Жиганская (в восточном обрамлении Сибирской платформы) и две континентальные фациальные области — Чулымо-Тасеевская и Южно-Сибирская.

Каждая из областей характеризуется своим набором фациальных районов, типов разрезов и последовательностью литостратиграфических подразделений, иногда замещающих друг друга по латерали в разных сочетаниях (см. рис. 29).

Как и нижняя часть юры, келловей-верхнеюрская толща в большинстве районов Сибири, как правило, довольно четко дифференцирована на интервалы, в которых преобладают глинистые или алевроито-песчаные породы. Исторически сложилось так, что региональные горизонты келловей и верхней юры Сибири (васюганский, георгиевский, баженовский) изначально выделялись на основе этапности осадконакопления, а не на биостратиграфической (см. рис. 11, 12). Все они выделялись по одноименным типовым свитам на территории Западной Сибири.

Отметим, что по поводу выделения васюганского горизонта (с двумя подгоризонтами), как это показано в последних официально принятых региональных стратиграфических схемах юры Западной Сибири (Решения..., 1991), имеются определенные сомнения. Нам кажется, что для Сибири логичнее выделение самостоятельных точинского и сивовского горизонтов, определяющих трансгрессивный и регрессивный этапы формирования келловейских и оксфордских толщ. Существенно глинистые горизонты в районах развития морских отложений имеют относительно четкую нижнюю литологическую границу, местами, возможно, с диастемами,

и более или менее “постепенную” верхнюю, чаще, видимо, полихронную.

Специфика вертикальной конструкции келловей-верхнеюрских толщ, латерального и вертикального распределения высокобитуминозных отложений, характеризующих своеобразные условия формирования осадков, послужили основой для выделения фациальных районов. В расположении и протяженности большинства фациальных районов, установленных на территории Западной Сибири, зафиксирована субмеридиональная дифференциация обстановок формирования осадочных толщ и территориального распределения различных типов осадков, конгруэнтная основным направлениям поступления обломочного материала: с юго-востока и востока на северо-запад. Исключительно континентальных образований келловей-волжского яруса здесь не известно. Отдельные заключения о континентальном генезисе соответствующих толщ (Долгушин и др., 1995) требуют еще палеонтологического обоснования.

В Омско-Чулымской фациальной области типичные разрезы келловей-верхнеюрской толщи охарактеризованы внизу преимущественно лагунными и озерными отложениями (мощностью до 80–100 м), постепенно замещающимися по латерали дельтовыми и морскими образованиями, а вверх по разрезу сменяющимися мелководно-морскими и морскими отложениями (до 100 м), содержащими остатки морской фауны. В Обь-Ленской фациальной области мощность келловей-верхней юры изменяется от первых десятков до 100 м в Казым-Кондинском фациальном районе и до 1200 м в Тазо-Хетском. В разрезах келловей и верхней юры Обь-Ленской фациальной области практически полностью преобладают глинистые породы, за исключением Пур-Иртышского, Тазо-Хетского, Паксинского и Нижнеленского районов, где оксфордские образования представлены алевроито-песчаной толщей мощностью до 200 м (сивовская свита и ее аналоги).

Сюда же можно было бы включить и часть Североямальных территорий, но, вероятнее всего, при дальнейшем изучении Карского шельфа здесь обособится фациальная зона самостоятельной Карской области, где комплекс факторов, способствующих раз-

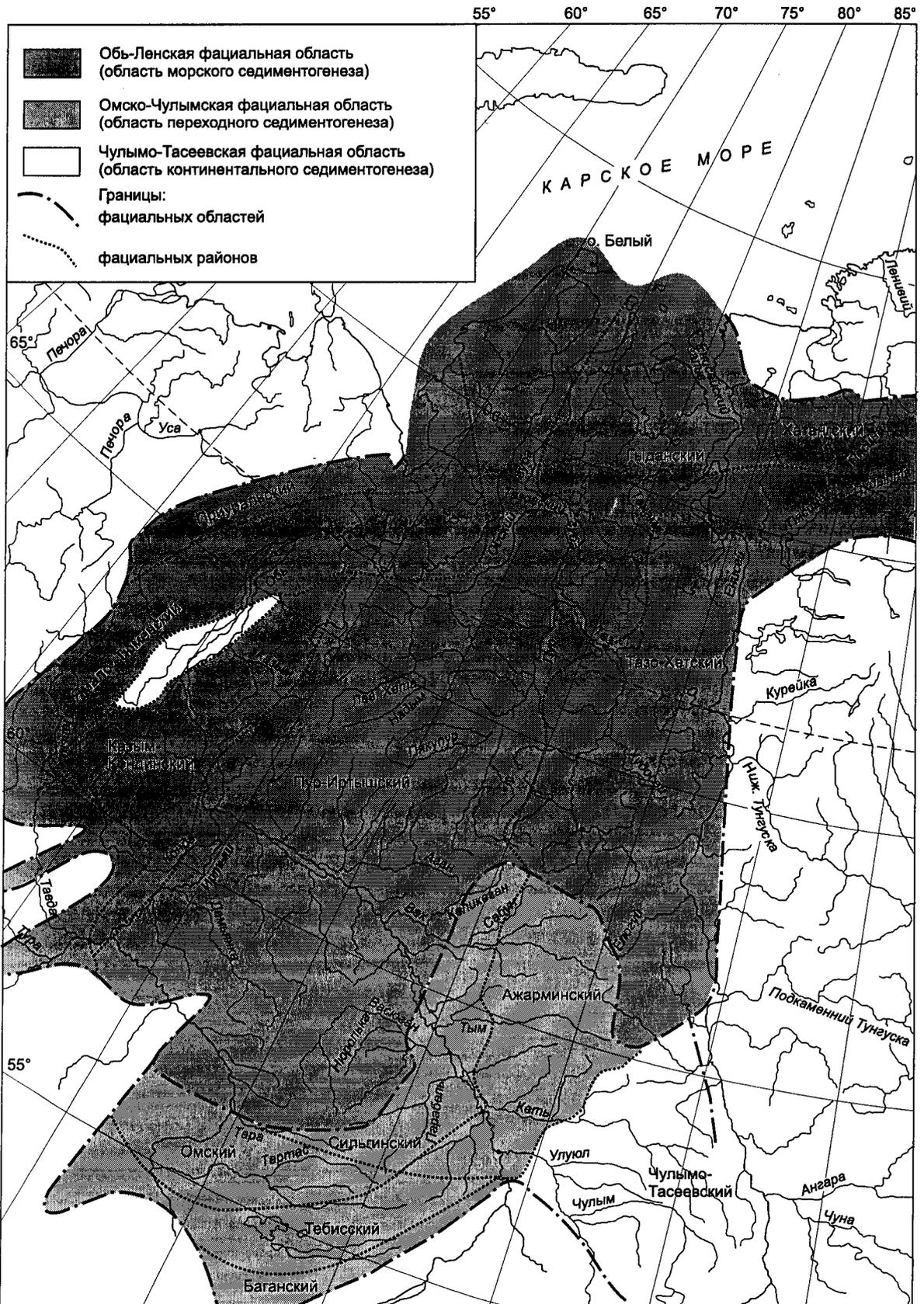


Рис. 56. Схема фациального районирования келловоя и верхней юры Сибири.

витию высокобитуминозных отложений, повидимому, имеет более раннее заложение.

На крайнем западе, в Приуральском, Ямало-Тюменском и Казым-Кондинском фациальных районах, на крупных выступах фундамента, келловей и верхняя юра местами нацело сложены песчано-гравийными образованиями и органогенными обломочными известняками.

В западных районах северного обрамления Сибирской платформы (Гыданском и Хатангском) конструкция келловей-верхнеюрской толщи изучена недостаточно. В известных разрезах Гыданского района она представлена глинистыми отложениями мощностью до 950 м, а в разрезах, вскрытых скважинами в Хатангской впадине, верхняя юра местами отсутствует (см. рис. 29). Ориентировка фациальных районов северного обрамления соответствует крупным унаследованным структурам: Усть-Енисейской и Хатангской впадинам, Лено-Анабарскому прогибу, Анабаро-Хатангской седловине.

На востоке Сибирской платформы в переходных Жиганском и Алданском фациальных районах, объединенных нами в Алдано-Жиганскую область, остатки морской фауны встречаются либо только в волжском ярусе, либо в некоторых отдельных прослоях по всему разрезу верхней юры (Жиганский район). Мощность келловей-верхнеюрских отложений здесь не превышает 600 м.

Келловей-верхнеюрская толща континентальной Южно-Сибирской фациальной области представлена мощными, часто угленосными образованиями (с пластами рабочей мощности), накопившимися в обособленных Лено-Виллюйском, Южно-Якутском и Улугхемском районах. Максимальные мощности характерны для Южно-Якутского района, где они достигают 1950 м. В разрезах

Лено-Виллюйского фациального района возможно присутствие прослоев мелководноморских образований (в керне иногда наблюдаются следы, напоминающие ходы пескожилов, другие виды биотурбаций). Вероятно, из-за достаточно слабой изученности палеонтологических и тафономических характеристик этих отложений, считающихся не перспективными для поисков залежей углеводородов, на эти биотурбации до последнего времени обычно не обращали особого внимания. Мощность келловей-верхнеюрских отложений в Виллюйской синеклизе и прилегающих районах Предверхооянского краевого прогиба местами достигает 700 м.

Отметим, что отличительной особенностью келловей-верхнеюрских отложений, развитых на территории мезозойских прогибов северного обрамления Сибирской платформы, является насыщенность их остатками разнообразных фоссилий — представителей орто- и парастратиграфических групп (аммониты, белемниты, двустворки, фораминиферы, диноцисты и др.). Это обстоятельство позволяет использовать типовые разрезы келловей и верхней юры Обь-Ленской фациальной области в качестве опорных (эталонных) для решения вопросов зональной и инфразональной стратиграфии юры бореальных районов. Другая особенность верхнеюрской толщи Сибири заключается, как уже отмечалось выше, в повсеместном распространении этих образований и стратиграфических хиатусах в, казалось бы, однородных на огромных расстояниях горизонтах. Последнее можно рассматривать в качестве свидетельства существенного влияния тектонических факторов, как сопровождавших осадконакопление, так и постседиментационных, обусловленных инверсионными процессами в Яно-Колымском секторе Сибири.

ХАРАКТЕРИСТИКА ЛИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ

ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ЛИТОСТРАТИГРАФИИ ЮРЫ СИБИРИ

Несмотря на почти 40-летнюю историю разработки и совершенствования стратиграфических схем, описания и детализации местных стратиграфических подразделений Сибири, еще имеется много нерешенных проблем и неревизованных сведений по литостратиграфическому расчленению, которые зачастую автоматически переносились во все схемы, принимаемые в последнее время на стратиграфических совещаниях (Решения..., 1981, 1991; и др.).

Так, в 1991 г. МСК утвердил региональную стратиграфическую схему нижней и средней юры Западной Сибири, в которой определены горизонты, отличные в некоторых интервалах по объему и наименованию от используемых в предлагаемой работе (см. рис. 13, 26). Это прежде всего джангодский горизонт с тремя подгоризонтами: нижним, средним и верхним, которые выделены на базе одноименной свиты и подсвит Усть-Енисейского района (Байбародских и др., 1968). Отметим, что в качестве гипостратотипов горизонтов нижней и средней юры Западной Сибири в последнее время рассматриваются разрезы юры, вскрытые скважинами на п-ове Ямал, куда автоматически были перенесены названия свит Усть-Енисейского района. Сейчас уже неясно, чем обуславливалось объединение внутри единой свиты геологических тел, казалось бы, свитного ранга. В ранге подсвиты использовался даже уже известный к тому времени трансрегиональный стратиграфический репер — раннетоарские глины. Учитывая современный уровень детальности био-стратиграфических шкал, можно привести в единообразную систему ранжировку региональных стратиграфических подразделений (Девятов и др., 1994; Шурыгин и др., 1995, 1996а; и др.). Первые предложения по этому поводу опубликованы сотрудниками СНИИГГиМСа, которыми вместо нижне-

средне- и верхнеджангодского подгоризонтов использованы шараловский, тогурский и надояхский горизонты на основе обособления соответствующих самостоятельных литостратонов (Гурари и др., 1988; и др.).

Большинство мнений, существующих к настоящему времени в литературе о стратиграфическом объеме и конструкции местных стратиграфических подразделений, их последовательности в юре и латеральном распространении в пределах Сибири, обычно приводит к массе накладок при нефтегазопроисловых и прогнозных работах. Так, до сих пор нет единообразия в представлениях о тюменской свите и литостратиграфической конструкции нижней юры. Эволюция взглядов на тюменскую свиту достаточно широко освещена в литературе (см. рис. 14), однако общей систематизированной сводки до недавнего времени не было, что приводило к отсутствию консенсуса между специалистами (Решения..., 1991. *Особые мнения*). Нижняя часть юрского разреза Западной Сибири рассматривается в официально принятых схемах в виде латерального набора свит (шеркалинской, горелой, котухтинской, худосейской), отвечающих определенному типу разреза. Каждая из названных свит делится на две подсвиты, а подсвита — еще на две пачки. В целом, учитывая этапность развития бассейна, эти свиты составлены из четырех геологических тел, соответствующих четырем горизонтам — шараловскому, китербютскому, надояхскому и лайдинскому. Укоренившиеся среди геологов представления об объеме тюменской и шеркалинской (и ее аналогов) свит часто не совпадают друг с другом и с официально принятыми в схемах, что приводит к путанице и ошибкам при прогнозных и разведочных работах. Ситуация усугубляется еще и тем, что и в официально принятых схе-

мах допущен ряд ошибок, противоречащих исходному пониманию объемов свит, как того требует “Стратиграфический кодекс”. В связи с необходимостью упорядочения этих достаточно важных, на наш взгляд, для нефтяной геологии вопросов в настоящей работе анализу истории обособления и дискуссии по упомянутой выше проблеме посвящена специальная глава (см. ниже).

Циклическая конструкция юрских толщ, развитых на территории мезозойских депрессий Сибирской платформы, аналогична западно-сибирской (см. рис. 27). Так, в основании большей части свит, выделяемых в юре Нордвикского фациального района (страторегион для многих — долина р. Анабар и Анабарская губа) (см. рис. 32), залегают пачки аргиллитов (соответствующие уровням глинистой седиментации), а выше — обычно циклично построенные алеврито-глинистые или песчано-алеврито-глинистые толщи. Эта особенность строения юры и использовалась обычно для обособления почти во всех свитах двух подсвит, нижняя из них соответствует трансгрессивному, а верхняя — регрессивному этапам осадконакопления (Шурыгин, 1978; и др.). Однако, например, детальное изучение разрезов стратотипа сайбылахской свиты (Сакс и др., 1978) показало, что здесь возможно обособление трех самостоятельных свит (см. рис. 32, 57). Нижняя из них отвечает широко известному китербютскому маркирующему горизонту глин (около 25 м). Средняя, рассматриваемая нами как эренская свита (по мысу Эрен, Анабарская губа), имеет мощность около 110 м и сложена пачками циклично переслаивающихся алевролитов и аргиллитов. В основании таких пачек обычны прослои и линзы землисто-серых сидеритизированных песчаников с лептохлоритом, состав конкреционных образований — сидеритовый, в нижней части свиты преобладают алевролиты с известковистыми конкрециями. Верхняя в описываемом интервале свита, названная хоргонской (по мысу Хорго, Анабарский залив), мощностью около 24 м, представлена практически монотонной толщей алевролитов и аргиллитов с рассеянной галькой, редкими валунами и фоссилиями. Стратотипы свит определены в разрезе нижней юры, вскрытой в береговых обрывах Анабарского залива (см. рис. 32).

После изучения стратотипических разрезов свит, распространенных в Жиганском районе, большое сомнение вызвало обособление в этих районах сунгюдинской свиты, расчленяемой на три толщи (Кирина и др., 1978; Решения..., 1981). Детальные исследования показали, что нижняя толща является по существу сунтарской свитой, а средняя и верхняя по стратиграфическому положению и диагностической характеристике соответствуют ранее выделенной кыстатымской свите с двумя ее подсвитами (Девятков и др., 1988).

Дискуссионным продолжает оставаться вопрос о присутствии верхнетоярских отложений в разрезах центральной части Виллюйской синеклизы и прилегающих территорий Предверхоянского краевого прогиба, а следовательно, и о возрастном скольжении их границ и стратиграфических перерывах внутри сунтарской свиты. Длительное время в литературе приводились интерпретации разнообразных стратиграфических и палеонтологических свидетельств с двух точек зрения. Представления о стратиграфических перерывах в тоарской толще, согласно первой, отражены в соответствующей части стратиграфических схем, утвержденных МСК (Решения..., 1981). Другая точка зрения, изложенная в многочисленных публикациях по этому вопросу (Князев и др., 1991), исповедует присутствие тоарского яруса на территории этих структур в полном объеме (как это вытекает из фациальной преемственности стратиграфического разреза и квазисинхронного стратиграфического наполнения Виллюйской синеклизы). За последнее десятилетие собраны доказательства о развитии тоарского яруса в полном объеме в разрезах восточного обрамления Сибирской платформы, но лишь для бортовых частей рассматриваемых структур (Князев и др., 1991). Последовавший за этой публикацией пересмотр датировок комплексов фораминифер (устное сообщение В.В. Сапьяника), известных из сунтарской свиты, подтверждает квазисинхронность ее на всей территории. Стратиграфический диапазон сунтарских глин в настоящее время рассматривается от “китербютского” (только часть нижнего тоара) на р. Чоне до тоарско-раннеааленского в погруженной части Виллюйской синеклизы. Такое “скольжение” верхней границы свиты вполне укладывается в рамки основного закона стратиграфии — возраст-

Ярус	Ямало-Гыданская ФО		Нордвикский ФР		Восточно-Таймырский ФР	
	(Решения..., 1991)	В предлагаемой схеме	(Решения..., 1981)	В предлагаемой схеме	(Решения..., 1981)	В предлагаемой схеме
Кел-ловей	Мальшевская свита	Свиты васюганского горизонта	Юрюнгумусская свита	Точинская свита	Точинская свита	
		Мальшевская свита		Верхняя подсв.		Верхняя подсв.
Бат	Мальшевская свита	Мальшевская свита	Юрюнгумусская свита	Верхняя подсв.	Верхняя подсв.	
		Мальшевская свита		Нижняя подсв.		Нижняя подсв.
Байос	Леонтьевская свита	Леонтьевская свита	Юрюнгумусская свита	Верхняя подсв.	Верхняя подсв.	
	Леонтьевская свита	Леонтьевская свита		Нижняя подсв.		Нижняя подсв.
Аален	Вымская свита	Вымская свита	Арангастаская свита	Верхняя подсв.	Верхняя подсв.	
	Вымская свита	Вымская свита		Нижняя		Нижняя
Тоар	Лайдинская свита	Лайдинская свита	Хоргонская св.	Хоргонская св.	Хоргонская св.	
	Лайдинская свита	Лайдинская свита		Эренская свита		Эренская свита
Плинсбах	Верхняя подсвита	Надояхская свита	Сайбылахская свита	Верхняя подсвита	Китербютская свита	
	Средняя подсв.	Надояхская свита				Нижняя подсв.
Геттанг-синемюр	Нижняя подсвита	Шараповская свита	Верхняя подсв.	Верхняя подсв.	Верхняя подсв.	
	Левинская свита	Шараповская свита				Нижняя подсв.
Зимняя свита	Зимняя свита	Зимняя свита	Зимняя свита	Зимняя свита	Зимняя свита	
	Зимняя свита	Зимняя свита				Зимняя свита

Толща переслаивания песчаников, алевролитов и глин (свитной разбивки нет)

Рис. 57. Сопоставление схем свитного расчленения нижней и средней юры северного обрамления Сибирской платформы.

Темной заливкой показаны существенно глинистые свиты.

ной миграции граничных поверхностей геологических тел. Из вышеизложенного вытекает необходимость пересмотра объема и стратиграфического положения ряда других литостратонов, выделенных во времена увлечения региональными стратиграфическими несогласиями.

Странная ситуация возникла с представлениями об укугутской свите Вилюйской синеклизы, выделенной еще в 1954 г. (Арсеньев, Иванова, 1954; Решения..., 1981). Несогласованность в работе юрской подсекции

СибРМСК привела к тому, что в Ботуобинском фациальном районе верхняя песчаниковая часть свиты была обособлена как оруктахская свита, но при этом за оставшейся нижней частью было сохранено название "укугутская свита". Если следовать рекомендациям Стратиграфического кодекса, то такие изменения объемов свит недопустимы, так как вносят путаницу в сопоставление схем расчленения и корреляции, составленных в разные годы. Нами в схемах для Вилюйского района укугутская свита оставлена в пре-

жнем объеме без изменений, связанных с выделением оруктахской свиты (см. рис. 28). Заслуживает внимания и вопрос о валидности тунгской свиты (верхний плинсбах разрезов Виллюйской синеклизы) (Решения..., 1981), поскольку свита с аналогичным названием выделена в 1961 г. Н.А. Игнатченко в другом стратиграфическом диапазоне. Этим же автором для угленосных отложений верхней юры Виллюйской синеклизы предложено выделять мархинскую свиту, что было позже при составлении региональных стратиграфических схем просто проигнорировано.

Согласно решению СибРМСК, из состава нижней части якутской свиты на северо-западе Виллюйской синеклизы выделены так называемые лохайнские слои (в ранге самостоятельного литостратиграфического подразделения), объединяющие морские отложения в противоположность якобы "континентальным" якутским пескам. До сих пор остается неясным их отличие от покрывающих отложений. Как предполагалось, заключается оно в степени насыщенности пород раковинами морских двустворок. Однако последние нередко встречаются по всему разрезу якутской свиты в тех же местонахождениях. Следовательно, нет оснований для обособления этого в сущности локального и по всем канонам вспомогательного стратиграфического подразделения в ранге литостратона местных шкал. Целесообразнее, как нам представляется, рассматривать лохайнские слои в составе якутской свиты как пачку (линзу), что не будет противоречить сложившейся практике стратиграфических исследований.

В стратиграфической схеме в основании юры в этих же районах показаны два памятника истории стратиграфии, объем и положение которых неясны (Решения..., 1981). Это верхние (юрские) части устьвиллюйской и килляхской свит. В принятой региональной стратиграфической схеме триаса Сибирской платформы таких стратонаов нет. Устьвиллюйская свита (верхний триас?—основание нижней юры), согласно авторам, впервые ее выделившим (Горшенин и др., 1961), включает часть горизонта кварцитовидных песчаников (ныне муосучанская свита). Судя по современным данным о расчленении триаса в низовьях р. Виллюй, на муосучанской свите залегает со стратиграфическим несогласием кыбыттыгаская свита, в верхней части

которой обнаружены юрские окаменелости (Сластенов и др., 1986). Таким образом, верхняя часть триасово-юрской кыбыттыгаской свиты является аналогом устьвиллюйской. Название первой широко вошло в практику геологических работ, второе название валидно по праву приоритета. Аналогичные моменты возникают при анализе стратиграфического положения килляхской свиты. В Китчанском фациальном районе до недавнего времени в нижне-среднеюрской толще обособлялись амбарюлегорская, кюндюдейская, сунтарская, октаханская свиты. Автор первоописания этих свит, после дополнительных исследований, пришел к новому варианту расчленения: амбарюлегорскую свиту предложил разделить на елюндженскую и семидьинскую, каждую с двумя подсвитами; кюндюдейскую переименовать в намыкытскую, сунтарскую — в биллэхскую, вместо октаханской — картировать нюлькючанскую и иванчанскую (Сластенов и др., 1986).

В стратотипической местности Лено-Анабарского фациального района (долина р. Оленек) литостратиграфическое расчленение нижней юры в свое время завершалось выделением кыринской свиты (Девятков, Казаков, 1985). При этом было обосновано перемещение нижней границы вышележащей келимьярской свиты в основание маркирующей (курунговской) пачки раннетюарских битуминозных аргиллитов (рис. 58). Однако позже группой сотрудников ВНИГРИ, которые руководствовались положением о необходимости детализации расчленения юры в связи с развертыванием крупномасштабного геологического картирования, были описаны 12 новых свит в нижней и средней юре этого района, вместо трех ранее известных (Галабала и др., 1990). При этом проведено фактически необоснованное изменение возраста, объемов и ранга кыринской и келимьярской свит, переведенных в ранг серий, что по правилам должно бы повлечь за собой смену названий. Главным достоинством местных стратиграфических подразделений, очевидно, являются их прослеживаемость и картируемость. Описанные же в упомянутой выше статье свиты (мощностью до 2 м) с трудом можно опознать даже в стратотипическом для них разрезе. Еще большие трудности ожидают сторонников предложенной схемы расчленения при изучении смежных разрезов и, конечно же, немислимо исполь-

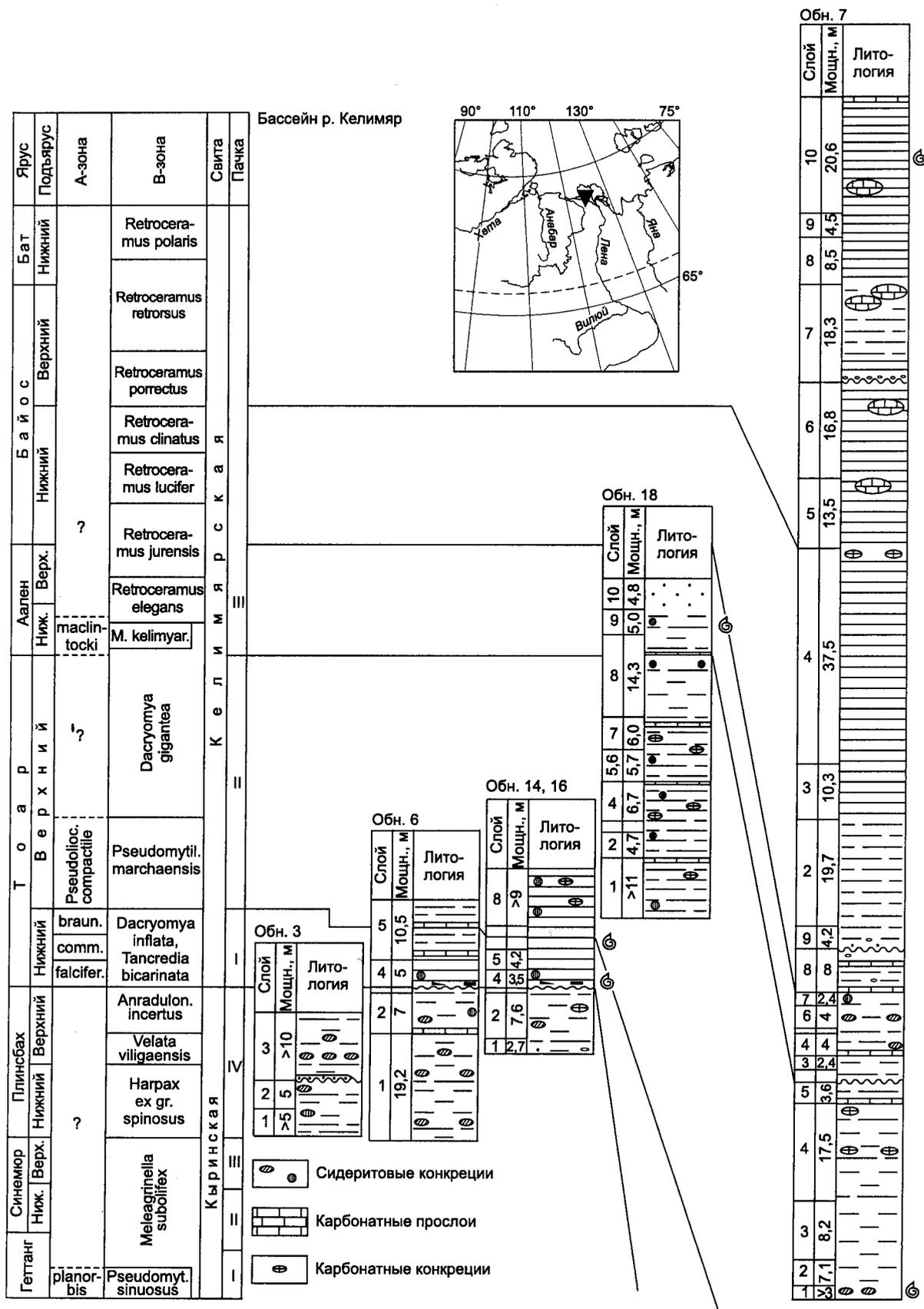


Рис. 58. Схема сопоставления разрезов нижней и средней юры в бассейне р. Келимяр. Остальные усл. обозн. см. рис. 17, 88, 102.

зование данной схемы при расчленении разрезов глубоких скважин. Поэтому предложенные стратонамы можно воспринимать лишь в качестве вспомогательных при исследовании конкретного разреза.

До сих пор не было полной ясности с литостратиграфическим расчленением нижне-среднеюрской толщи на Таймыре, где не было выделено ни одной свиты. Заметим, что варианты литостратиграфических схем этого района в отдельных публикациях все же имеются, но не претендуют на однозначное восприятие. В нашей работе для стратификации юры Восточного Таймыра за базовую принята стратиграфическая схема Нордвикского района, но в тоарско-ааленской части разреза выделены новые свиты: апрелевская и короткинская (см. рис. 57).

Не меньшие проблемы имеют место в вопросах литостратиграфии келловейских и верхнеюрских отложений Сибири, несмотря на, казалось бы, однозначное расчленение разрезов и в целом лучшую биостратиграфическую изученность. Тщательной ревизии требуют представления о литостратиграфическом расчленении с точки зрения валидности (согласно Стратиграфическому кодексу) некоторых широко известных подразделений. Материал по литостратиграфии этого интервала Западной Сибири, накопленный к настоящему времени, настолько обширен, что обнаружить "утопленную" в нем путаницу в номенклатуре литостратонов, разночтения в сопоставлении стратиграфических объемов свит и биостратиграфических подразделений часто очень сложно. Обсуждение и решение проблем расчленения верхней юры в Западной Сибири и на севере Сибирской платформы может составить отдельную книгу. В настоящее время можно отметить лишь некоторые из этих проблем, требовавших корректировки в связи с современными представлениями о стратиграфическом расчленении верхнего отдела юры Сибири.

Так, в схемах, утвержденных совещанием 1990 г. (Решения..., 1991), наунакская свита включена в полном объеме в состав васюганского горизонта (верхние границы их совмещены), который рассматривается в настоящее время в объеме верхов верхнего бата-нижней половины верхнего оксфорда (Шурыгин и др., 1995; и др.). В свите редки находки двустворок, аммониты не обнару-

жены, но найдена микрофауна *Recurvoides disputabilis* и *Glomospirella galinae*. В ряде районов на юге Западной Сибири (Ажарминском и др.) в самых верхах свиты встречен комплекс с *Hoeglundina tjumensis* (скв. Пихтовская-1-Р и др.), который ранее коррелировал с комплексом с *Recurvoides disputabilis*. Однако первые цератобулиминации в Западной Сибири появляются лишь в самом конце позднего оксфорда (фаза *ravni*) и характерны для комплексов с *Trochammina omskensis-Verneuilioides graciosus* и с *Haplophragmoides? canuiformis*. Кроме того, в скв. Няргинской в верхах свиты найдены *Ceratocancrius ambitiosus*, *Verneuilioides graciosus* и др. (комплекс f-зоны Т. omskensis-V. graciosus). Если принимать во внимание все эти находки, то следует предполагать возрастное скольжение верхней границы наунакской свиты в пределах верхней части слоев с *Amoeboceras* spp. — а-зоны *ravni*.

Широко известная васюганская свита в опубликованных схемах принята в объеме васюганского горизонта (до нижней половины верхнего оксфорда) (Решения..., 1991). Для нее указываются многочисленные находки разнообразных двустворок, аммонитов и микрофауны. Васюганская свита в этих схемах рассматривается в объеме от f-зон *Dorothia insperata-Trochammina rostovzevi* до низов f-зоны *Recurvoides disputabilis*. Однако в кровле васюганской свиты из скв. Нижневартовской-22-Р (Брадучан и др., 1968) приводится комплекс фораминифер, характерный для f-зоны Т. omskensis-V. graciosus. Следовательно, и здесь можно предположить скольжение верхней границы свиты в пределах верхов f-зон *R. disputabilis* и Т. omskensis-V. graciosus. Напомним, что в свете современных представлений о датировке приграничных слоев бата и келловей Сибири, нижняя граница свиты, как и васюганского горизонта, рассматривается внутри верхнего бата (Шурыгин и др., 1995; и др.) (см. рис. 5, 10, 26, 28).

До сих пор не ясно территориальное соотношение васюганской и наунакской свит. Еще на стратиграфическом совещании 1967 г. высказывалось мнение о нецелесообразности выделения наунакской свиты в связи с нечеткостью определения ее границ. Отмечалось, что, по существу, свита выделяется в трех районах, где нижняя подсвита васюганской свиты замещается частично конти-

нентальными осадками (Гурари и др., 1969). Современные представления о латеральном распространении этих свит в Нюрольской впадине и на смежных территориях опираются на анализ типов разрезов (Белозеров и др., 1988), латерального распределения микрофауны (Татьянин, 1985) и разных типов спорово-пыльцевых комплексов. Последние, несмотря на их разновозрастность, достаточно хорошо различаются в зависимости от их принадлежности к васюганской, наунакской свитам или к межугольной толще в зоне перехода от одной свиты к другой (Чеснокова, 1989). Территория развития наунакской свиты обрамляется Усть-Тымской впадиной и прилегающими к ней с востока районами (ограничена с запада Пудинским мегавалом и Калгачским выступом). Западнее Средневасюганского мегавала простирается зона распространения васюганской свиты. Значительная часть южных районов Нюрольской впадины попадает в зону перехода от васюганской к наунакской свите (Белозеров и др., 1988; Чеснокова, 1989). В разрезах верхней юры этой зоны в той или иной мере обособляется так называемая межугольная толща, замещающая частично верхи нижней и (или) низы верхней подсвиты васюганской свиты. Межугольная толща, как считают томские геологи, омолаживается и выклинивается с востока на запад, замещаясь угольным пластом, и рассматривается как континентальная, связанная с наунакской свитой (Белозеров и др., 1988; и др.). Эта переходная зона на стратиграфических схемах, принятых на последнем совещании, включена в Сильгинский район, для которого показана наунакская свита (Решения..., 1991). Вряд ли такое решение можно считать корректным, поскольку строение разрезов в этой зоне не соответствует стратотипическому для наунакской свиты Усть-Тымской впадины. Не вяжется такая трактовка и с представлениями томских геологов, детально изучивших зону перехода свит, в которой межугольная толща иногда представлена фактически только углем U_1 .

Много путаницы в публикациях по стратиграфии верхней юры Западной Сибири и с положением нижней границы васюганской свиты (васюганского горизонта соответственно). Так, в скважинах нижняя граница свиты устанавливается по резкому увеличению кажущегося сопротивления в отложениях, не-

посредственно подстилающих глинистую толщу низов васюганской свиты. Иногда при развитии песчаных пластов в низах свиты граница с подстилающей тюменской свитой определяется по каротажу достаточно условно. Нижняя пачка васюганской свиты (да и горизонта), часто опесчаненная в пределах сводов, иногда индексируется как $Ю_2$. Заметим, что песчаный пласт $Ю_2$ одни исследователи относят к континентальным отложениям тюменской свиты, другие считают его базальным горизонтом верхнеюрской морской трансгрессии, принадлежащим к низам васюганской свиты. Как отмечалось на совещании 1990 г., действительно на практике зачастую трудно отличить на каротажных диаграммах алевролиты и песчаники верхов тюменской свиты от таковых из низов васюганской. Макроскопически в керне эти песчаники хорошо различимы. Специфические базальные песчаники и алевролиты васюганской свиты распространены в Западной Сибири почти повсеместно, но их мощность в отдельных структурах сильно изменяется, а возраст верхней их части рассматривался варьирующим от низов нижнего келловоя (верхи верхнего бата в современном понимании) до верхнего келловоя включительно. Вероятно, при изучении приграничной толщи мальшевского и васюганского горизонтов следует говорить о группе пластов $Ю_2$. Нижневасюганский базальный пласт обогащен сидеритовыми оолитами и содержит обычно уже довольно многочисленные остатки представителей морской макро- и микрофауны. Такая картина хорошо фиксируется в ряде скважин (Атлас..., 1990; и др.). Соответственно на последнем стратиграфическом совещании верхние песчаные пласты тюменской свиты проиндексированы как $Ю_2$, а базальные песчаники и алевролиты васюганской свиты отнесены к пластам $Ю_2^0$, которые показаны в принятых схемах в качестве пахомовской пачки (Атлас..., 1990; Решения..., 1991; и др.). Генезис последней рассматривается как трансгрессивно-морской. Подошва пласта $Ю_2^0$, развитого почти повсеместно в зоне распространения морских образований низов верхней юры, близка к изохронной, тогда как верхняя граница "скользит" в широких пределах (от нижнего келловоя до нижней части верхнего келловоя). При этом наиболее низкое стратиграфическое положение эта граница занимает в зо-

нах депрессий, а наиболее высокое — на сводах и валах. Именно с трудностью разграничения по каротажу песчаников верхов тюменской свиты ($Ю_{2-3}$), действительно содержащих иногда отдельные прослои с батской морской макро- и микрофауной, и низов васюганской свиты ($Ю_2^0$) связаны нередкие указания в конкретных скважинах находок морской фауны келловея и повышенного содержания *Classopollis* в палинокомплексах из пластов $Ю_{2-3}$ тюменской свиты. Особенно часто возникает такая ситуация, если верхняя часть бата тюменской свиты (соответствующая регрессивному мальшевскому горизонту) в разрезе редуцирована или вообще отсутствует. В таких случаях иногда даже предлагается рассматривать морские песчаники, принимаемые за пласты $Ю_{2-4}$, в составе васюганской свиты, или, напротив, включать пласт $Ю_2^0$ в верхи тюменской свиты. Достоверное опознавание пластов $Ю_2$ и $Ю_2^0$ возможно, по-видимому, только визуально в керне и с использованием данных палеонтологии. Вероятно, возникает путаница с индексацией пластов и в связи со сложностью разграничения пластов $Ю_2^0$ и $Ю_1^{5-6}$ (если последние выражены в разрезе — обычно в краевых зонах Западной Сибири) при редукации глинистых пропластков, ограничивающих последние, тем более что стратиграфические диапазоны этих пластов перекрываются.

Сомнителен вопрос с валидностью применения в схемах названия “марьяновская свита” для толщи пород, начинающейся с верхов верхнего оксфорда на территориях Тебисского и Ажарминского районов. Марьяновская свита первоначально выделена в качестве одноименной подсвиты тебисской свиты (Осыко, 1958; Ростовцев, 1958; Решения..., 1959; Алескерова и др., 1960а, б; и др.) в объеме келловея–низов нижнего мела. Указывалось, что в нижней части разреза встречены *Cardioceras* cf. *kostromense* (= *Amoeboceras* cf. *kostromense* в современном понимании (Атлас..., 1990)), *Cardioceras* spp. и фораминиферы келловея и низов оксфорда. Нижние 6 м аммонитами не охарактеризованы и условно были отнесены к келловею (Алескерова и др., 1960а; и др.). Ф.Г. Гурари (1959), описывая в тех же районах толщу уже в качестве марьяновской свиты и рассматривая в ее нижней части баженовскую пачку, привел подробную палеонтологическую характеристику, в которой указал присут-

ствие в низах свиты аммонитов келловея (*Cadoceras* sp. ind., *Macrocephalites*) и другой фауны. Изображения аммонитов келловея, найденных в марьяновской свите в ряде скважин, опубликованы (Стратиграфия..., 1957). По мнению С.В. Мелединой, эти аммониты могут быть отнесены к келловейским *Cadoceratinae*. Таким образом, в качестве марьяновской свиты первоначально, по-видимому, рассматривалась толща, действительно начинавшаяся в келловее. Позднее, на стратиграфическом совещании в 1967 г., вместо марьяновской свиты были выделены барабинская, георгиевская, баженовская свиты, а верхняя ее часть включена в вышележащую куломзинскую свиту (Решения..., 1969; Стратиграфо-палеонтологическая основа..., 1972). Однако здесь же принято решение сохранить название марьяновской свиты за глинистыми небитуминозными отложениями, развитыми на юге и западе низменности, при этом объем свиты был показан существенно отличным от первоначального (кимеридж–низы нижнего мела; в современном понимании верхи верхнего оксфорда–низы нижнего мела). Соответственно, согласно Стратиграфическому кодексу, введение марьяновской свиты в таком искаженном объеме в схемы невалидно.

До сих пор не все ясно с латеральным распространением марьяновской свиты на территории Западной Сибири. В схемах районирования верхней юры Западной Сибири, принятых на последнем совещании (Решения..., 1991), на северо-востоке региона показан Харампурский район (включает Харампурские, Верхне-Толькинские и другие площади, судя по схеме районирования), протягивающийся узкой меридиональной полосой. Для этого района в качестве латерального аналога между георгиевской и баженовской свитами (на западе) и сиговской и частично яновстанской свитами (на востоке) принята марьяновская свита. Литостратиграфическая конструкция разреза этой узкой зоны перехода между областями распространения георгиевской, баженовской, сиговской и яновстанской свит постоянно рассматривалась разными авторами по-разному. Так, ряд стратиграфов предлагали для этой зоны обособить толькинскую свиту (аналог георгиевской, в котором появляются первые песчаные пласты) и хадырьяхинскую (аналог баженовской, но с битуминозностью лишь в

отдельных прослоях и сильно варьирующей мощностью (от 60 до 170 м) и с появлением в зоне максимума мощностей песчано-алевритовых прослоев) (Кулахметов и др., 1984). Исследуя разрез скв. Харампурской-324, Ю.В. Бладучан обособил в нем баженовскую (около 75 м) и георгиевскую свиты (около 40 м). Если судить по каротажу (Атлас..., 1990, рис. 9), то выделенная в качестве баженовской свиты толща битуминозна лишь в отдельных прослоях. Отметим, что в Харампурском районе (Решения..., 1991) смена существенно песчаной толщи на глинистую (которую и предлагалось рассматривать как марьяновскую свиту) происходит значительно выше по разрезу, чем в южных типовых для марьяновской свиты районах Западной Сибири (на юге — в верхах верхнего оксфорда, в Харампурском районе — в верхах нижнего-верхнего кимеридже, как, например, в скв. Верхне-Толькинской-5, на Хадырьяхинской площади и др.).

В принятой нами схеме фациального районирования келловей и верхней юры Сибири Харампурский район не обособляется. Суммируя вышеизложенное, мы предлагаем рассматривать описываемую зону лишь как зону латерального перехода разрезов разного типа, в которой в толще георгиевского и баженовского горизонтов к востоку увеличиваются мощности, уменьшается битуминозность прослоев, появляются в низах песчаные горизонты, а на запад мощности сокращаются, количество прослоев битуминозных пород растёт, пока они не сливаются в единую толщу баженовской свиты. Такая ситуация — достаточно широкие зоны фациальных переходов — типична не только в описываемом районе, но и на юге Западной Сибири, и не только в верхней юре, но и для толщ нижней и средней юры (Шурыгин и др., 1995; и др.).

Есть неясности и с пониманием объема, и стратиграфического положения барабинской пачки, в которую первоначально, судя по публикациям, включали в некоторых районах песчаники, рассматриваемые в схемах как пахомовская пачка. Так, Н.Н. Ростовцев при описании барабинских слоев, перекрывающих тюменскую свиту в Барабинской опорной скважине (инт. 2105–2086 м), относил их к верхнему келловей и, возможно, оксфорду, с соответствующей фауной, найденной как в этих слоях (Алес-

корова и др., 1960б), так и их аналогах в Татарской скважине (Ростовцев, 1955, 1956). В сводке по геологии Западной Сибири, опубликованной коллективом геологов под руководством Н.Н. Ростовцева, отмечалось, что "...нижняя граница барабинской пачки по электрокаротажной диаграмме не устанавливается ввиду сходства характера кривых тюменской свиты и барабинской пачки" (Осыко, 1958, с. 51). Следовательно, описывалась как раз ситуация, имеющая место на границе верхов тюменской свиты и пахомовской пачки (пласты Ю₂ и Ю₀) (см. выше). Однако при первом описании барабинских слоев был приведен ее интервал в Омской опорной скважине (2400–2386 м) (Ростовцев, 1956, фиг. 2), из которого впоследствии указывались *Cardioceras ex gr. alternans* и *C. aff. kostromense* (Стратиграфия..., 1957) (= *Amoeboceras cf. kostromense* (Атлас..., 1990)), свидетельствующие о верхах верхнего оксфорда. Таким образом, первоначально в разных скважинах в качестве барабинской пачки рассматривались пласты песчаников с глауконитом с разных стратиграфических уровней (келловейского и верхнеоксфорд-кимериджского) (в современном понимании пласты Ю₂ — пахомовская и Ю₁⁰ — барабинская пачки). Эта ситуация упоминалась в решениях стратиграфического совещания 1967 г., где указывалось, что в разрезах выше тюменской свиты выделяются два уровня песчаных с глауконитом пластов. Нижний из них в Омском районе предлагалось рассматривать в качестве барабинской свиты, возраст которой оценивался как келловей (по Барабинской скважине) — оксфорд (по Омской скважине). Напомним, что ранее верхнеоксфордские аммониты из Омской скважины, отмеченные выше, считались нижнеоксфордскими. Верхний пласт (аналогичный по литофациальной характеристике нижнему), сопоставляемый с верхами оксфорда и развитый в Васюганском районе, был отнесен к верхам васюганской свиты (Решения..., 1969, с. 73–74). Заметим, что он как раз и соответствует уровню песчаников с *Amoeboceras* в Омской скважине. Здесь же на совещании Ф.Г. Гурари с соавторами предложили включить верхние песчаники (Ю₁⁰ — барабинская пачка в современном понимании) в основание георгиевской свиты (Решения..., 1969, с. 120. *Особое мнение*), как это и сделано в современных схемах (Решения..., 1991). Од-

нако, судя по истории выделения, вряд ли их можно называть “барабинскими”.

С позиций соответствия стратиграфической номенклатуры требованиям Стратиграфического кодекса следует обратить внимание и на баженовскую свиту, хотя представления о ней настолько “устоялись” в геологической практике, что какие-либо изменения здесь вряд ли уместны.

Не меньшие номенклатурные и другие проблемы расчленения верхней юры имеют место на севере территории, для которой на последней стратиграфической схеме приведена гольчихинская свита в объеме келловей-волжского яруса. Ранее здесь выделялись точинская, сиговская и волжско-неокомская яновстанская свиты. Позднее Г.Н. Карцевой с коллегами (1983) в связи с обнаружением новых разрезов верхней юры, не содержащих песчаники сиговской свиты, для этого интервала была предложена глинистая дерябинская свита с двумя подсвитами (келловей-берриас), характеризующая центральные и северные зоны Енисей-Хатангского прогиба. Затем Д.П. Куликов (1989) опубликовал материалы по выделению новой свиты — гольчихинской, основанием для чего ему послужили выводы (неверные, по нашему мнению) о территориальной разобщенности даниловской свиты Западной Сибири и рассматриваемой глинистой толщи верхней юры Усть-Енисейского района, представления о строении и стратиграфическом объеме дерябинской свиты и предложения Т.С. Кукушкиной и

В.И. Кислухина (1983). Гольчихинская свита и была включена в официально принятые стратиграфические схемы, но, заметим, также с номенклатурными нарушениями (с измененным стратиграфическим объемом — только верхняя юра). “Стратиграфический объем гольчихинской свиты соответствует нижней подсвите дерябинской свиты Г.Н. Карцевой, или точинской, сиговской и яновстанской свитам южных районов прогиба” (Куликов, 1989, с. 12). Подобную ссылку читаем в статье Г.Н. Карцевой с соавторами (1983, с. 100): дерябинская свита “...отвечает трем свитам: точинской, ...сиговской,... и яновстанской...”! И дерябинская, и гольчихинская свиты залегают на малышевской и перекрываются нижнехетской свитой. Палеонтологическая характеристика и приводимый в статье Д.П. Куликова рисунок, иллюстрирующий “скольжение” кровли гольчихинской свиты от верхней юры до нижнего валанжина, еще более убеждают, что фактически произошла подмена одного наименования другим и, следовательно, игнорирование рекомендаций Стратиграфического кодекса (правило приоритета).

Этими примерами далеко не ограничивается круг проблем расчленения юрских отложений Сибири. Решение основных проблем стратиграфии требует длительного времени для тщательной ревизии всего накопленного материала и под силу только крупным межведомственным коллективам.

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ РАСЧЛЕНЕНИЯ НИЖНЕЙ И СРЕДНЕЙ ЮРЫ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ И ОБОСНОВАНИЕ УСОВЕРШЕНСТВОВАННОЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ СХЕМЫ

До недавнего времени в работах по геологии, нефтегазоносности и стратиграфии большей части территорий Западной Сибири (см. рис. 14) нижняя и средняя юра обычно рассматривались в составе нижней, средней и, иногда, частично верхней подсвит тюменской свиты по стратиграфической схеме, принятой на IV Тюменском межведомственном стратиграфическом совещании в 1976 г. и утвержденной МСК в 1978 г. В этой схеме нижняя подсвита тюменской свиты со спорово-пыльцевыми комплексами (СПК) геттанг-синемюра-плинсбаха подразделена на

три пачки: нижнюю — песчаную, среднюю — глинистую и верхнюю — песчаную. Средняя подсвита (глинистая по составу) содержит СПК нижнего тоара и обычно соотносится с тогурской пачкой и частично, возможно, вышележащей толщей.

За последние два десятилетия в связи с открытием крупного Талинского месторождения ниже-среднеюрские отложения стали объектом пристального внимания исследователей. Появились работы по уточнению стратиграфической схемы 1976 г., но единства мнений по ее новому варианту не было.

На Межведомственном стратиграфическом совещании (г. Тюмень, 1990 г.) принята и впоследствии утверждена МСК новая стратиграфическая схема, в основу которой положены разработки специалистов ЗапСибНИГНИ (см. рис. 14). В Красноленинском районе нижнеюрские отложения объединены ими в шеркалинскую свиту, охарактеризованную СПК плинсбаха и тоара. Радомская пачка, которая иногда ранее сопоставлялась с тогурской, была показана в кровле шеркалинской свиты близ границы аалена и тоара. Под радомской пачкой залегает песчаный пласт ЮК₁₀ тоарского возраста, перекрывающий нижнетоарскую тогурскую пачку. Глинистую тогурскую пачку подстилает плинсбахский песчаный пласт ЮК₁₁, который имеет более полимиктовый состав, чем ЮК₁₀ (Нежданов, Огибенин, 1987; Нежданов и др., 1987; Решения..., 1991; и др.).

К настоящему времени на территории Западной Сибири установлен практически непрерывный литологический ряд нижне-среднеюрских отложений. При этом маркирующие горизонты и песчаные резервуары индексируются по схеме, предложенной тюменскими геологами (Решения..., 1991), либо на основе исследований, проведенных в ТО СНИИГГиМСа, в результате которых между двумя основными маркерами в нижне-среднеюрской толще — тогурской пачкой и глинами нижневасюганской подсвиты — выделены 14 песчаных пластов (Ю₂–Ю₁₅) (Белозеров и др., 1985; и др.). Подтогурские отложения нижней юры иногда обособляют в качестве отдельной свиты, например, урманской в Нюрольской впадине (Егорова, 1992), береговой, ягельной и шарাপовской в центральных и северных частях Западной Сибири (Решения..., 1991; Девятов и др., 1994; и др.).

В отличие от официально принятых совещаниями 1976 и 1990 гг. схем специалистами СНИИГГиМСа был разработан свой вариант стратиграфической схемы нижней и средней юры Западной Сибири (Гурари и др., 1988; и др.). Подтогурскую толщу нижней юры на западе и юго-востоке Западной Сибири в этой схеме принимали в качестве шеркалинской свиты (=нижняя подсвита тюменской свиты (Региональные... схемы..., 1981) (см. рис. 14). Шеркалинская свита рассматривалась как сложенная преимущественно песчаниками и содержащая СПК плинсбаха. Перекрывающая ее толща глин обособлена как

тогурская свита, выделенная в объеме одноименной пачки и соответствующая средней подсвите тюменской свиты по стратиграфической схеме 1976 г.

Сейчас у большинства специалистов как будто бы нет возражений против обособления на всей территории Западной Сибири свит китербютского горизонта. Что касается отложений между китербютским и васюганским горизонтами, то здесь точки зрения разных групп исследователей существенно расходятся: в одних работах вся эта толща рассматривается в качестве тамбаевской свиты (Гурари и др., 1988а; Гурари, 1992; и др.), в других — вся она или большая ее часть относится к тюменской свите (Нежданов, Огибенин, 1987; Решения..., 1991; Шурыгин и др., 1995; и др.).

Вопрос о стратиграфическом объеме и положении тюменской и шеркалинской (и ее аналогов) свит издавна вызывал среди специалистов оживленную дискуссию (Гурари, 1959; Решения..., 1969; Ровнина и др., 1985; и др.). Особо острые споры возникли после принятия в схемах последним стратиграфическим совещанием по мезозою Западной Сибири тюменской свиты в объеме только средней юры, начиная с уровня вымского горизонта (Решения..., 1991). В серии публикаций сотрудников СНИИГГиМСа за последние два десятка лет активно обсуждался этот вопрос и постоянно делались попытки устранить из стратиграфических схем юры Западной Сибири само понятие "тюменская свита", доказав ее невалидность в таком стратиграфическом объеме. В качестве одного из основных аргументов для устранения тюменской свиты обычно используется необходимость более детального расчленения нижней и средней юры и выделения в самостоятельную свиту нижнетоарских глин (тогурская пачка, по Ф.Г. Гурари (Решения..., 1961), которые являются прекрасным репером в нижней юре (Каплан, 1972; Нежданов, 1984; Гурари, 1986; Девятов, 1987; и др.). С предложением о более детальном расчленении и выделении самостоятельной тогурской свиты нельзя не согласиться. Попытки более детального расчленения нижне-среднеюрской толщи предпринимались давно, но не всегда удачно (Брадучан и др., 1968; Ровнина и др., 1985; и др.).

Общую схему детального расчленения нижне-среднеюрской толщи с обособленной

тогурской свитой предложили сотрудники СНИИГГиМСа (Гурари, 1986, 1992; Гурари, Еханин, 1987; Гурари и др., 1988а; Казаков, Девятков, 1990; и др.). Оставшуюся надтогурскую часть ниже-среднеюрской толщи Западной Сибири они при этом рассматривали либо как тамбаевскую свиту (в южных районах Западной Сибири), либо расчленяли и ее на ряд самостоятельных свит (для центральных и северных районов). Если с последним можно согласиться (дискуссионными здесь остаются только принципы районирования, выделения свит и их прослеживания по латерали), то первое детализирует расчленение только в том случае, если предшественница тамбаевской — тюменская свита — рассматривается в объеме всей нижней и средней юры, а не в качестве среднеюрской, как это принято в последних стратиграфических схемах (Решения..., 1991). Иначе, наоборот, происходит укрупнение свит. Однако при таком подходе априори предполагается, что вся нижняя и средняя юра ранее относилась к тюменской свите, и соответственно выделив тогурскую свиту, мы тем самым (обычно здесь делается ссылка на Стратиграфический кодекс) вынуждены устранить тюменскую свиту из схем (Гурари, 1992; и др.). При таком расчленении возникают две проблемы: 1) как избежать недоумения геологов, привыкших к названию тюменская свита (хотя в различных публикациях она приводится в разных объемах); 2) как согласовать устранение тюменской свиты с положениями Стратиграфического кодекса и прежде всего с правилами приоритета и валидности (Стратиграфический кодекс, 1992, ст. XI.3, XII.1–XII.5; и др.).

В качестве решения первой проблемы предлагалось использовать название “тюменская серия” для ниже-среднеюрской толщи Западной Сибири, отбросив ранее принятое “заводоуковская серия”, поскольку “тюменская” предпочтительнее, более известное и «...термин... совсем вытеснил название “заводоуковская серия”» (Гурари, 1992, с. 115). Нужно сказать, что в публикациях сотрудников СНИИГГиМСа термин “тюменская серия” уже используется как принятый без особых пояснений (Гурари и др., 1992; и др.). Однако термин “тюменская” не мог вытеснить название “заводоуковская” по той причине, что в литературе по геологии и стратиграфии (исключая последние работы

СНИИГГиМСа) первый термин использовался, когда речь шла о свитах, а второй — когда речь шла о сериях, и эти названия “не конкурировали” друг с другом. Термин “заводоуковская серия” на протяжении всей почти 40-летней истории с момента появления постоянно фигурировал в геологической литературе и Решениях всех стратиграфических совещаний по мезозою Сибири. Обсуждать же валидность применения термина “тюменская серия” (в предлагаемом объеме (Гурари, 1992; и др.)) не имеет смысла, поскольку основания для его использования напрямую противоречат статье XII.5 Стратиграфического кодекса (1992). Скорее можно согласиться с предложением о выделении вместо заводоуковской двух серий (Казаков и др., 1992), что не противоречит положениям кодекса. Авторы этого предложения отмечают, что “...ниже-среднеюрские отложения на большей части территории Западно-Сибирской плиты расчленяются на две крупные внутренне единые и с резкими границами толщи, отличающиеся структурно-текстурными и генетическими особенностями” (Казаков и др., 1992, с. 105). Предлагаемые серии отвечают двум существенно разным этапам формирования мезозойского седиментационного бассейна Западной Сибири и крупным циклам осадконакопления. Эти же исследователи приводят характеристику серий, стратиграфический состав и предлагают называть нижнюю из них уренгойской (геттанг-нижний аален), а верхнюю — варьеганской (верхний аален–нижний келловей). При этом указывается стратиграфическое положение серий на основе региональной шкалы. Граница между сериями принимается на уровне границы между лайдинским и вымским горизонтами (Казаков и др., 1992), т. е. как раз по нижней границе тюменской свиты в объеме, принятом на последнем стратиграфическом совещании (Решения..., 1991). Однако совершенно справедливо ни одна из серий не названа тюменской (Стратиграфический кодекс, 1992, ст. V.15). По-видимому, бывшая заводоуковская серия, в случае принятия предложенного расчленения на серии, должна рассматриваться в ранге заводоуковского комплекса. Несколько уточнен должен быть и возраст выделяемых серий, что легко сделать, используя установленную к настоящему времени шкалу горизонтов Западной Сибири: уренгойская серия — геттанг-

низы верхнего аалена, варьганская серия — верхи верхнего аалена—низы верхнего бата.

Сложнее ситуация со второй из отмеченных выше проблем устранения тюменской свиты из стратиграфических схем. Имеющиеся в литературе и Решениях стратиграфических совещаний сведения об объеме и положении тюменской свиты очень противоречивы и существенно различны в разных публикациях. Детальный анализ литературы свидетельствует о том, что в течение почти 40-летней истории изучения нижней и средней юры Западной Сибири стратиграфический объем тюменской свиты постоянно расширялся за счет присоединения снизу все новых и новых слоев (рис. 59). Это и понятно, поскольку первые скважины были пробурены в районах, где нижнеюрские отложения, как правило, отсутствовали.

Название "тюменская свита" дано Н.Н. Ростовцевым (1955) для верхней, более обогащенной прослоями угля, свиты угленосной толщи. Тюменская свита рассматривалась как среднеюрская, а подстилающая ее омская свита — как нижнеюрская. Конкретное описание свит в этой публикации не приводилось.

Однако уже в 1956 г. опубликованы "Очерки по геологии СССР", где Н.Н. Ростовцевым приведено более полное описание этих свит. Здесь же на схеме сопоставления разрезов (Ростовцев, 1956, рис. 2) показана литологическая характеристика и интервалы скважин, в которых автор обособил тюменскую свиту, подстилающую ее омскую и перекрывающие слои. Возраст тюменской свиты и здесь указан как среднеюрский. Более того, в предварительных замечаниях Н.Н. Ростовцев отмечал, что "...целесообразно выделенным свитам... присваивать географические названия главным образом по наименованию скважин, вскрывших ту или иную свиту" (Ростовцев, 1956, с. 113). Таким образом, при выделении свиты были соблюдены все правила, обеспечивающие ее валидность и приоритет (Стратиграфический кодекс, 1992, ст. XI.3, XII.3). Хотя в 1956 г. еще не приводили стратотипы свит, однако упомянутое выше замечание Н.Н. Ростовцева можно рассматривать как косвенное указание на типовой разрез (=стратотип) свиты. По крайней мере районы, для которых свита показана на рисунке (Ростовцев, 1956, рис. 2), можно принимать как страторегион

(Стратиграфический кодекс, 1992, прил., ст. 1.1). Можно также рассматривать все эти скважины как парастратотипы (Стратиграфический кодекс, 1992, прил., ст. 1.2).

Тюменская свита указана Н.Н. Ростовцевым в скважинах: Тюменской опорной (инт. 1426–1467 м), Рявкинской-1-Р (инт. 1460–1485 м), Омской опорной (инт. 2518–2759 м), Барабинской опорной (инт. 2105–2215 м), Максимоярской (или Максимкинярской — написание в разных работах различно) опорной (инт. 2092–2500 м), причем в последней скважине подстилающие отложения не вскрыты.

Следует отметить, что Максимоярская скважина по современным схемам структурно-фациального районирования нижней и средней юры принадлежит к Чулымо-Енисейскому фациальному району (Булынникова и др., 1968, с. 9; Решения..., 1991; и др.). Однако для Чулымо-Енисейского района еще до установления тюменской свиты были выделены и описаны в нижней юре макаровская свита, развитая в депрессионных структурах (Тегульдетской, Кемчугской и др.), а в средней юре — итатская свита (А.Н. Ситникова в работе И.С. Пельдякова (1954)). Действительно, в этом районе в нижней и средней юре ранее обычно рассматривались нижняя угленосная толща (она и описана как макаровская свита), безугольная и верхняя угленосная (описаны как итатская свита), т. е. собственно содержащая многие угольные пласты толща здесь (в отличие от смежных юго-западных территорий Западной Сибири) начинается с нижней юры. Поскольку макаровская и итатская свиты установлены раньше тюменской, то распространение зоны развития тюменской свиты на Максимоярскую скважину неправомерно. Именно в связи с этим и возникла путаница, когда геологи, считая нижнюю часть тюменской свиты нижнеюрской, вынуждены были показывать для одной и той же территории (северо-запада Чулымо-Енисейского района) перекрывающие друг друга зоны распространения тюменской и макаровской свит (Булынникова и др., 1968; Стратиграфический словарь..., 1978, прил. 3; и др.).

В современных схемах для Чулымо-Енисейского района выделяются макаровская и итатская свиты в тех же объемах, что и ранее (Решения..., 1991). Таким образом, Максимоярская скважина должна быть исклю-

чена из страторегии тюменской свиты. Более того, спорово-пыльцевые комплексы, известные по керну из Максимоярской скважины, в которой И.М. Покровская определила нижний комплекс — нижнеюрский и верхний — среднеюрский (Булынникова и др., 1968, с. 15), были пересмотрены, и в Решениях стратиграфического совещания 1976 г. для Максимоярского района на схемах указывались только среднеюрская часть разреза и выпадение нижней юры. Сходным образом изменилась интерпретация разреза в Омской и Барабинской опорных скважинах. Омская свита, ранее определяемая в этих скважинах как рэт-лейасовая, ныне помещена в триас, а залегающая на ней угленосная толща по всем известным в литературе данным датируется только средней юрой.

Сложнее ситуация с датировкой интервала, в котором Н.Н. Ростовцев (1956) показывал тюменскую свиту в Тюменской опорной скважине. До 70-х годов при упоминании этой скважины в литературе повсеместно приводились только среднеюрские датировки по макрофлоре и спорово-пыльцевым комплексам для всего интервала (1426–1467 м в Тюменской опорной скважине) (Зауер, Мчедлишвили, 1954; Осыко, 1958; и др.). В 1976 г. Л.В. Ровниной опубликованы новые сведения, полученные ею при дополнительном исследовании образцов из тюменской свиты Тюменской опорной скважины (Ровнина, 1976; Ровнина и др., 1978; и др.). Было высказано предположение о значительном перерыве в изученном интервале, отвечающем большей части средней юры: для интервала 1463–1458 м приводился комплекс спор и пыльцы, интерпретируемый как нижнеоарский и сравниваемый со сходным из близко расположенной скв. Ярская-3, который "...характеризует самую нижнюю часть верхнего лейаса" (Ровнина и др., 1978, с. 40). Выше (пачка 18 м) предполагалось "...наличие... только батских отложений" (Ровнина и др., 1985, с. 46). Самые верхи интервала, определенного в этой скважине Н.Н. Ростовцевым как тюменская свита, отнесены к келловею (инт. 1440–1427 м). Заметим, что в современной трактовке региональных подразделений это тоже верхи бата. Таким образом, если

принимать предложения Л.В. Ровниной, то в Тюменской опорной скважине на фундаменте залегает небольшая часть (около 5–8 м) тогурской (в современном понимании) пачки, перекрываемая батскими отложениями. Л.В. Ровнина также высказывала сомнения относительно позднелейасового возраста спектра спор и пыльцы из низов юры Тюменского района (Ровнина и др., 1978, с. 40). Как считают большинство исследователей, на территории Тюменского Приуралья, Березово-Шаимского района и т. д. (т. е. западного и юго-западного обрамления Западной Сибири) нижняя и часть средней юры в разрезах отсутствуют. Проблема здесь в однозначном прочтении спорово-пыльцевых комплексов специалистами-палинологами. Так, на территории этого обрамления в Березово-Шаимском районе при детальном изучении в последнее время керна из нижней части юрской толщи, вскрытой рядом скважин (например, Олымской и др.), спорово-пыльцевые комплексы древнее байосских не обнаружены, тогда как в тех же скважинах из тех же интервалов (скважины Лазаревская-1, 10134, Окуневская-9075, Олымская-9060) ранее определялся тоарский спорово-пыльцевой комплекс (Ровнина и др., 1990). К заключению об отсутствии нижней юры в Кондинско-Иртышском районе, где и расположена Тюменская опорная скважина, пришли и на последнем стратиграфическом совещании, что отражено в принятой схеме (Решения..., 1991).

После первичного описания тюменской свиты Н.Н. Ростовцевым на Стратиграфическом совещании 1956 г., решения которого опубликованы в 1959 г., возраст свиты был расширен до среднего лейаса включительно (=верхнего плинсбаха по современной шкале) (см. рис. 14, 59). На схемах, принятых совещанием, низы тюменской свиты не сопоставлялись с нижним лейасом (=геттанг-нижний плинсбах по современной шкале) в отличие от того, как это указывается в некоторых работах (Гурари, 1992; и др.). Ошибка в прочтении схем происходит, по-видимому, от того, что в работе, вышедшей только в 1959 г., принят очень мелкий их масштаб. Однако уже в 1958 г. Н.Н. Ростовцевым опубли-

Рис. 59. Сопоставление объемов и датировок свит нижней и средней юры юга Западной Сибири: эволюция представлений о стратиграфических подразделениях.

Темной заливкой отмечена тюменская свита.

кована работа, в которой на схеме сопоставления отчетливо показано, что, согласно Решениям совещания 1956 г., нижняя граница тюменской свиты совмещается с нижней границей среднего лейаса (=верхний плинсбах современной шкалы) (Ростовцев, 1958, табл. 1).

Как видно из многочисленных статей, опубликованных в Трудах совещания раньше самих схем и решений, вещественный объем тюменской свиты в скважинах страторегиона не увеличивался, а просто производилась передатировка нижней границы свиты (Труды..., 1957). При этом все авторы ссылались на установление в тюменской свите двух спорово-пыльцевых комплексов: нижне-нижнеюрского и верхнего-среднеюрского. Детально проблему передатировки нижних слоев тюменской свиты рассматривал Ф.Г. Гурари (1959). Им показано, что все определения листовой флоры, приводимые как из скважин страторегиона, так и с других территорий, отвечают только среднеюрскому возрасту тюменской свиты. Комплексы спор и пыльцы также среднеюрские. Имелось лишь два указания на нижнеюрский возраст пород тюменской свиты. Одно из них — это определения палинологов треста “ЗапСибгеология” в 1955 г. по Саргатским скважинам 1-Р и 2-Р, в которых они в нижних интервалах привели нижнеюрский спорово-пыльцевой комплекс. Однако Саргатские скважины не были в числе других, в которых Н.Н. Ростовцев впервые обозначил объем тюменской свиты. Кроме того, как отметил Ф.Г. Гурари, эти определения были в 1956 г. пересмотрены самими же авторами, поскольку ниже в тех же скважинах они обнаружили спорово-пыльцевые комплексы средней юры (Гурари, 1959, с. 17–18).

Другое указание на нижнюю юру — это определение И.М. Покровской двух спорово-пыльцевых комплексов (нижне- и среднеюрского), на которое ссылаются З.Т. Алескерова и др. (1957). Эти комплексы выделены И.М. Покровской в Максимоярской опорной скважине (Булынникова и др., 1968), для которой Н.Н. Ростовцев указывал тюменскую свиту при первоописании. Однако, как показано выше, скв. Максимоярская должна быть исключена из страторегиона тюменской свиты — она входит в Чулымо-Енисейский район, где в нижней юре описана макаровская свита. Более того, по современным данным и в этой скважине нет нижнеюрских отло-

жений (Региональные... схемы..., 1981; и др.). Таким образом, все имевшиеся в то время в литературе сведения и известные определения подтверждают мысль, высказанную Ф.Г. Гурари более сорока лет тому назад о том, что “...большинство фактов доказывает среднеюрский возраст тюменской свиты” (1959, с. 18).

Несмотря на это, в большинстве статей в Трудах совещания (Труды..., 1957), посвященных стратиграфии юры, с учетом описанных выше указаний на нижнеюрские спорово-пыльцевые комплексы приводился нижнеюрский (без уточнения до среднего лейаса, как это принято на совещании) возраст низов тюменской свиты, но конкретный вещественный объем толщи, отнесенной к тюменской свите, как правило, не рассматривался. Н.Н. Ростовцев с соавторами (1957), указывая для тюменской свиты только среднеюрскую макрофлору, ссылался на выделение двух спорово-пыльцевых комплексов, рассматривая при этом макаровскую свиту как нижнюю угленосную часть тюменской свиты для Чулымо-Енисейского района. Другие исследователи — В.К. Богатикова, Л.В. Ровнина и др. отмечали, что нижняя юра установлена в Омском и Уватском районах, имея в виду подстилающие толщ континентальных угленосных отложений слои (Алескерова и др., 1960а; и др.) (ранее омская свита — рэт-нижнеюрская), а из угленосных отложений указывался на основании данных И.М. Покровской среднеюрский спорово-пыльцевой комплекс в районе Тюмени, Увата, Покровского поднятия (Богатикова и др., 1957). Т.И. Гурова с коллегами (1957) также отмечали, что нижнеюрские отложения установлены пока только в Омской, Барабинской и Уватской скважинах, и не включали их в тюменскую свиту, которую рассматривали как среднеюрскую.

Палинологи треста “ЗапСибнефтегеология”, охарактеризовав юрские спорово-пыльцевые комплексы, прослеженные по опорным скважинам, в числе которых и скважины страторегиона, отмечали, что нижнеюрские комплексы установлены только “...в Увате, Омске и Мариинске” (Иванова и др., 1957, с. 162). Из названных только Омская скважина фигурировала при первоописании тюменской свиты. Как указывалось выше, нижняя юра в этой скважине включалась в омскую свиту, но по современным данным

нижняя юра в Омской скважине отсутствует. В Уватской опорной скважине, не вскрывшей всю толщу тюменской свиты, в самых низах указывались спорово-пыльцевые комплексы, которые в работах, опубликованных позднее, по мнению З.А. Войцель, И.М. Покровской и Н.В. Кручининой, определялись как среднеюрские (Ли и др., 1960а, б).

Только в одной статье по стратиграфии юры в упомянутых выше Трудях совещания — статье Т.Л. Дервиз — приведены конкретные разрезы скважин с указанием интервалов распространения в них конкретных геологических тел (Там же, рис. 1). Она обособила пачки, сравнивая их с предложенными ранее свитами: “В основании некоторых разрезов (Омск, Колпашево) выделяется крупная пачка или свита, относимая к рэт-лейасовым отложениям” (Дервиз, 1957, с. 150). Соответственно на приведенных разрезах показаны интервалы обособленных пачек. Так же как у Н.Н. Ростовцева, в Омской скважине была обособлена нижняя рэт-лейасовая пачка (омская свита, по Н.Н. Ростовцеву (1956)) и вышележащая — “...континентальные угленосные образования нижней части келловей и средней юры” (Дервиз, 1957, с. 150) (тюменская свита по Н.Н. Ростовцеву). Напомним, что по современным данным в Омской скважине нет нижнеюрских отложений. Интересно отметить, что Т.Л. Дервиз (1957, рис. 1) приведен разрез скв. Колпашевской-2-Р, в котором обособлены аналогичные пачки. При этом первая пачка в интервале 2767–2880 м также отнесена к рэт-лейасу, а сопоставляемые с тюменской свитой пачки II и III обособлены выше. Именно в низах нижней пачки, которую Т.Л. Дервиз помещала ниже слоев, сопоставляемых с тюменской свитой, была впоследствии выделена Ф.Г. Гурари тогурская пачка, которая, соответственно со всей вышележащей толщей пачки I (по Т.Л. Дервиз), была присоединена к тюменской свите.

Таким образом, анализ литературных данных показал, что несмотря на передатировку низов тюменской свиты, для которой, как выясняется, не было оснований, вещественный (стратиграфический) объем тюменской свиты в страторегии не был увеличен и на стратиграфическом совещании 1956 г. Более того, в ряде публикаций, оформленных в период подготовки и проведения этого совещания и вышедших в свет практи-

чески одновременно с Решениями совещания, имеются сведения того же характера. Так, Т.И. Осыко указывала в качестве характерного признака тюменской свиты наличие пластов угля и приводила флористическую характеристику для Тюменской опорной скважины и некоторых других, расположенных в том же районе, как “...с несомненностью датирующую среднеюрский возраст” (1958, с. 45). В этой же работе есть ссылка на определения И.М. Покровской двух палинокомплексов, первый из которых — нижнеюрский — обнаружен в Уватской и Мариинской скважинах (Осыко, 1958, с. 48). Однако, как мы указывали выше, эта ссылка не может быть использована для обоснования нижнеюрского возраста тюменской свиты. Кроме того, далее Т.И. Осыко как “...синхронные отложения тюменской свиты...” в районе северо-восточной части Западно-Сибирской равнины рассматривает морские отложения верхнего аалена, байоса и бата (Там же). В обобщающей работе “Стратиграфия мезозоя и кайнозоя Западно-Сибирской низменности” (1957) для конкретных скважин страторегии тюменской свиты имеются только указания на среднеюрский возраст определений по флоре и спорово-пыльцевым комплексам.

В серии публикаций по опорным разрезам, вышедших в 1959–1960 гг., даны послонная литологическая характеристика отложений, вскрытых скважинами, которые использовал Н.Н. Ростовцев при определении объема тюменской свиты, и послонная палинологическая характеристика, известная к тому времени. Во всех этих работах для тюменской свиты приведены данные о среднеюрских комплексах листовой флоры и спор и пыльцы, а богатые спорово-пыльцевые комплексы, которые в то время считались нижнеюрскими, показаны в слоях, отнесенных к омской свите. Распространение низов тюменской свиты в нижнюю юру обосновывалось здесь обычно положением в разрезе (Алескерова и др., 1959, 1960а, б). Так, описывая район Рязкинских скважин, в которых указывалась тюменская свита при первоописании, З.Т. Алескерова с соавторами (1959, с. 8), отметив для скважин 1-Р и 3-Р залегание тюменской свиты в карбоне, привели только среднеюрский и более молодой возраст спорово-пыльцевых комплексов, определяя стратиграфическое положение тюменской свиты по положению в разрезе и

литологическому сходству с разрезами смежных регионов.

В дальнейшем (в период между стратиграфическими совещаниями 1956 и 1960 гг.) интенсивно изучался керн глубоких скважин, вскрывших нижние горизонты юры. В докладе, сделанном на совещании 1960 г. от имени группы стратиграфов (Ф.Г. Гулари и др.), было предложено "...в подошве тюменской свиты... Нарым-Колпашевского района ...выделить тогурскую пачку черных листоватых аргиллитов, возраст которой... определяется как нижняя юра, возможно самые верхи триаса" (Гулари и др., 1961, с. 36). Совещание утвердило "в Колпашевско-Нарымском районе в подошве тюменской свиты..." тогурскую пачку нижнеюрского возраста (Решения..., 1961, с. 13). Отметим, что в схемах, принятых совещанием, тогурская пачка и соответственно подошва тюменской свиты показаны как верхняя часть среднего лейаса (=верхнего плинсбах в современной шкале), т. е. геттанг-нижний плинсбах к тюменской свите не относились (см. рис. 59). Таким образом, пачку, которую ранее Т.Л. Дервиз (см. выше) не включала в толщу, соответствующую тюменской свите, присоединили к этой свите снизу, ограничив объем тюменской свиты снизу геологическим телом, возраст которого сейчас понимается однозначно как нижнетюарский (см. рис. 10, 14, 28, 59).

Хотя после совещания 1960 г. стало ясно, что принятая схема нуждается в существенном уточнении (Боярских, 1968). В буровых скважинах вскрывались новые более глубокие (подтогурские) горизонты юры. Соответственно в 1963 г. специально созданная рабочая комиссия Тюменского территориального геологического управления при участии большого коллектива специалистов разработала схему районирования территории деятельности ТТГУ, куда входили некоторые скважины страторегiona тюменской свиты, и сопредельных площадей, выделив 38 районов в девяти структурно-фациальных зонах (Боярских, 1968). Согласно районированию была составлена стратиграфическая схема, которая рассматривалась на рабочем совещании по доработке и уточнению унифицированной и корреляционной стратиграфических схем мезозоя и кайнозоя Западно-Сибирской низменности (г. Тюмень, 1964 г.). Материалы к этой стратиграфической схеме опубликованы в специальном сборнике, вы-

шедшем, к сожалению, лишь в 1968 г. (Материалы..., 1968), но до выхода в свет решений следующего стратиграфического совещания (Решения..., 1969).

Характеризуя предложенную стратиграфическую схему, руководитель комиссии Г.К. Боярских указывал, что объем заводоуковской серии приходится расширять, включив в ее состав отложения всех ярусов нижней юры. В низах разреза была выделена новая свита, подстилающая тюменскую, а возраст последней рассматривался от верхнего лейаса (=тоара в современном понимании) до средней юры и частично келловей (Боярских, 1968). Напомним, что сейчас часть разреза, считавшаяся ранее низами нижнего келловей, отнесена к верхнему бату (Девятков и др., 1994). Авторы схемы рассматривали вещественный (стратиграфический) объем тюменской свиты как соответствующий принятому в схемах совещания 1960 г., они лишь изменили возраст низов тюменской свиты (=тогурская пачка в схемах 1960 г.) со среднелейасового (=верхний плинсбах) на верхнелейасовый (=тоар) (Боярских, 1968).

Однако в некоторых статьях этого сборника уже прослеживается тенденция к увеличению вещественного объема тюменской свиты. Так, Ю.В. Брадучан с соавторами (1968) пачку, сопоставляемую с шеркалинской, присоединил к тюменской свите снизу. При этом авторы придерживались своих предложений, опубликованных при описании Сургутской опорной скв. 51-Р (1-Р), когда они всю толщу нижней юры, залегающую на фундаменте, отнесли к тюменской свите, обособив нижний интервал (3013–3070 м) в качестве нижнеюрской шеркалинской пачки тюменской свиты, а залегающую выше пачку рассматривали как среднеюрскую александровскую (Нестеров и др., 1964). Позже нижняя часть заводоуковской серии в скв. Шеркалинской-139 описывалась как шеркалинская подсвита тюменской свиты (нижняя юра и часть рэта) (Ровнина, 1965).

История выделения и оценки стратиграфического объема шеркалинской свиты, так же как и тюменской, очень запутана. При подготовке к рабочему стратиграфическому совещанию 1964 г. полное описание шеркалинской свиты сделала Х.А. Иштирякова (1968). Тюменская свита указывалась в том составе, как это было принято на стратиграфическом совещании 1960 г. (т. е. начиналась

с тогурских глин), а в качестве шеркалинской свиты выделялась нижняя часть нижнеюрской толщи, перекрываемая верхнелейасовой глинистой пачкой тюменской свиты (т. е. тогурской свитой в современном понимании). Предлагался стратотип шеркалинской свиты по скв. 139-Р Шеркалинской площади, и свита рассматривалась в составе трех пачек: нижней — песчано-глинистой с гравелитами, средней — глинистой, верхней — преимущественно песчаники. Здесь же давалась детальная литологическая характеристика, указывались петрографо-минералогические особенности, отличающие шеркалинскую свиту от тюменской. В статье приведены и определения спорово-пыльцевых комплексов, принадлежащие Л.В. Ровниной, согласно которым в шеркалинской свите обнаружены два комплекса — ниже- и среднелейасовый (последний характерен для верхней песчаной пачки шеркалинской свиты) (Иштирякова, 1968).

Похожая характеристика шеркалинской свиты и перекрывающих ее верхнелейасовых битуминозных аргиллитов низов тюменской свиты была дана и для Березовского газоносного района (Боярских и др., 1968). При этом указывалось, что верхняя песчаная пачка свиты обычно и известна под названием шеркалинской пачки. Подробная палинологическая характеристика шеркалинской свиты в рассматриваемом объеме опубликована несколько раньше (Ровнина, 1965).

Однако предложения упомянутой выше группы исследователей по расчленению нижней и средней юры Западной Сибири, изложенные на стратиграфическом совещании 1967 г., существенно отличались от разработанных ими к рабочему совещанию 1964 г. (Климушина и др., 1969). Авторы, стремясь сделать стратиграфическую схему центральных территорий Западной Сибири сопоставимой с таковой Чулымо-Енисейского района, оставили в шеркалинской свите только две нижние пачки свиты, описанной Х.А. Иштиряковой, а верхнюю (собственно шеркалинский пласт) и тогурскую пачку глин объединили в радомскую свиту. Такая же точка зрения излагалась и позже, когда предлагалось еще в нижней части интервала, определяемого первоначально как шеркалинская свита, выделить погребенинскую свиту (Ровнина и др., 1985). Таким образом, согласно изложенным выше представлениям, на стратиграфическом совещании 1967 г. было

предложено отделить нижнюю (тогурскую) часть от тюменской свиты (понимаемой в объеме, принятом совещанием 1960 г.), включив ее во вновь предлагаемую радомскую свиту, а шеркалинский пласт не относить к шеркалинской свите. В связи с допущенными номенклатурными нарушениями на совещании не было принято предлагаемое расчленение, а подтогурскую толщу присоединили к тюменской свите снизу (см. рис. 14, 59). Одновременно в Решениях совещания впервые было опубликовано расчленение тюменской свиты на подсвиты: подтогурская толща рассматривалась в качестве нижней подсвиты, а тогурская и, по-видимому, в некоторых районах вышележащая пачка до радомского уровня (присоединенные к тюменской свите на совещании 1960 г.) — в качестве средней подсвиты (сопоставлялась со средней и верхней пачками джангодской свиты севера Западной Сибири) (Решения..., 1969) (см. рис. 14).

Отметим, что на том же совещании было принято решение относительно "...возможности оставления стратотипа свиты..." в разрезе Тюменской опорной скважины (Климушина и др., 1969, с. 117. *Примечание от редколлегии*). Таким образом, решение совещания можно рассматривать как назначение лектостратотипа тюменской свиты в Тюменской опорной скважине (Стратиграфический кодекс, 1992, прил. 1, ст. 1.2). Омскую и Уватскую скважины можно рассматривать как парастратотипы. Кроме того, на этом же совещании был определен и гипостратотип тюменской свиты в уже расширенном ее объеме, который, конечно, не может заменять лектостратотип (Стратиграфический кодекс, 1992, прил. 1, ст. 1.4). В качестве гипостратотипа в опубликованной работе "Изменения и дополнения..." обозначена скв. Шеркалинская-139-Р (инт. 2541-2330 м) (Решения..., 1969, с. 71). И здесь вновь произошла какая-то путаница, поскольку авторами описания шеркалинской свиты комплексы спор и пыльцы нижнего и среднего лейаса из подстилающей тогурскую пачку (и тюменскую свиту в их понимании) свиты в стратотипической для последней скважине (Шеркалинской-139-Р) приводились из более низких интервалов (ниже 2541 м) (Иштирякова, 1968; Ровнина, 1965; Ровнина и др., 1985; Нежданов, Огибенин, 1987; и др.). Если при публикации Решений совещания не перепутаны цифры интервала гипостратотипа тю-

менской свиты, то получается, что и в гипостратотипе тюменская свита понималась начиная с тогурского уровня. Однако в более поздних работах, где отмечалось, что после обособления Н.Н. Ростовцевым тюменской свиты "... разведочными скважинами были вскрыты более глубокие... горизонты... ниже-среднеюрских отложений, которые большинством исследователей стали включаться в состав тюменской свиты" (Булынникова, Ясович, 1972, с. 11), показан другой интервал тюменской свиты (инт. 2329–2657 м) в скв. Шеркалинской-139-Р. Возможно, при публикации Решений совещания 1967 г. просто была допущена редакторская ошибка с указанием интервала скв. Шеркалинской-139-Р. Так, здесь же говорится, что "...подшва тюменской свиты понижена до нижней половины геттангского яруса" (Решения..., 1969, с. 71).

В Решениях совещания 1967 г. отмечено, что нижняя подсвита тюменской свиты (песчаники, гравелиты и алевролиты с пачкой аргиллитов в средней части) ранне-среднеюрского (т. е. подтогурского) возраста установлена только во Фроловском районе (Решения..., 1969, с. 71). Заметим, что описание нижней подсвиты здесь весьма сходно с таковым шеркалинской свиты Х.А. Иштиряковой (1968), а средняя подсвита начинается с тогурской пачки. Таким образом, были обособлены подсвиты, отнюдь не "...близкие по стратиграфическому объему и литологии..." (как это указывает Ф.Г. Гулари, 1992, с. 114) к предложенным Л.П. Климушиной и др. (1969) свитам. Скорее нижняя подсвита отвечала шеркалинской свите в первоначальном ее понимании (Иштирякова, 1968).

Предложения по включению шеркалинской свиты в стратиграфические схемы юры Западной Сибири публиковались и позже. Так, Ф.Г. Гулари предлагал рассматривать подтогурскую толщу нижней юры как шеркалинскую свиту (Гулари, 1986; Гулари, Еханин, 1987; и др.), т. е. восстановить свиту в первоначальном ее понимании.

Существенно отличаются от первоначальных представления о шеркалинской свите, опубликованные А.А. Неждановым и В.В. Огибениным (1987). Предложение этих авторов было позднее использовано при составлении стратиграфической схемы юры Западной Сибири на последнем стратиграфическом совещании (Решения..., 1991). Они на основании анализа цикличности и своих пред-

ставлений о сопоставлении разрезов конкретных скважин Шеркалинской, Радомской и Погребенинской площадей с разрезами Талинского месторождения считали, что глины низов разреза юры Шеркалинского района включаются в подтогурскую толщу неправильно. Отмечая циклично устроенную (песчаная пачка–глинистая пачка–песчаная пачка) нижнюю часть разреза и ссылаясь на новые данные по спорово-пыльцевым комплексам, они сопоставляли эти глины с тогурскими (Нежданов, Огибенин, 1987, с. 21–23). Однако заметим, что аналогичная последовательность песчаных и глинистых пачек характерна во многих районах Западной Сибири и для плинсбахских (подтогурских) отложений, входящих соответственно в зимний, левинский и шараповский горизонты (Девятков и др., 1994; Шурыгин и др., 1995, 1996а, б). Поэтому непонятно, почему авторы считают пласт ЮК₁₀ "шеркалинским" (Нежданов, Огибенин, 1987, с. 23). Более того, табл. 1 этой статьи, в которой приведены датировки спорово-пыльцевых комплексов из известных скважин и на которую авторы ссылаются для передатировки низов шеркалинского разреза, только подтверждает представления о подтогурском положении шеркалинской свиты в первоначальном ее понимании. Так, для скв. Шеркалинской-139-Р в интервале 2508–2533 м (т. е. выше шеркалинской свиты по Х.А. Иштиряковой (1968)) приводится тоарский (?) возраст палинокомплекса, а для интервала 2570–2576 м (т. е. верхов шеркалинской свиты по Х.А. Иштиряковой (1968)) — плинсбах-тоарский (?). В скв. Радомской-138-Р плинсбахский палинокомплекс дается в интервале 2496–2512 м (Нежданов, Огибенин, 1987, табл. 1), т. е. в верхней песчаной пачке (выше глинистой) шеркалинской свиты (Иштирякова, 1968, с. 75). Таким образом, судя по таблице А.А. Нежданова и В.В. Огибенина, нет никаких оснований сопоставлять глинистую пачку низов юры на Шеркалинской и Радомской площадях с тогурской. Соответственно нет никакой нужды расширять шеркалинскую свиту до радомских глин, как это принято на последнем стратиграфическом совещании (Решения..., 1991).

В период после публикации Решений стратиграфического совещания 1967 г. (Решения..., 1969) до последнего стратиграфического совещания в 1990 г. в работах по стратиграфии Западной Сибири (за неболь-

шим исключением — см. выше) и на стратиграфических совещаниях (Указания..., 1984; Региональные... схемы..., 1981; и др.) тюменская свита обычно рассматривалась как нижне-среднеюрская (единственная в заводоуковской серии), состоящая из трех подсвит. Уточнялся только возраст отдельных ее пачек и полнота представленности свиты в конкретных структурно-фациальных зонах. Регулярно в публикациях обсуждался вопрос о том, что в данном объеме свита слишком велика и необходимо ее расчленить на ряд самостоятельных свит. В конечном счете на последнем стратиграфическом совещании тюменская свита включена в схемы как среднеюрская (начиная с уровня вымского горизонта) угленосная толща, а для нижней юры показан латеральный ряд самостоятельных свит, в том числе и шеркалинской в объеме, не соответствующем первоначальному (см. выше) (Решения..., 1991) (см. рис. 14).

Решения последнего совещания вызвали критику, основные моменты которой изложены в особых мнениях (Решения..., 1991) и ряде публикаций (Гурари, 1992; Гурари и др., 1992; и др.). Особенно активно обсуждался вопрос о расчленении и устранении из стратиграфических схем тюменской свиты в публикациях сотрудников СНИИГГиМСа как до совещания, так и после него.

Так, группа специалистов СНИИГГиМСа, опираясь на общую для нижней и средней юры Сибири картину циклической смены песчаных и глинистых толщ (Каплан, 1976; и др.), предложила расчленить нижнюю и среднюю юру Западной Сибири на ряд самостоятельных для разных фациальных областей свит, объем которых примерно соответствует объему региональных горизонтов, определяемых в последнее время в Западной Сибири (см. рис. 26, 59) (Девятков и др., 1994). Постепенно совершенствуя свою схему фациального районирования и схему стратиграфической последовательности литостратонов, авторы предложили вполне логичную картину расчленения для северной морской (Ямало-Гыданской) и переходной (Обь-Тазовской) фациальных областей (Гурари и др., 1988; Казаков, Девятков, 1990; и др.), с которой можно соглашаться или нет в зависимости от результатов дискуссии по поводу принципов районирования и расчленения. Однако, когда речь идет о южной (Обь-Иртышской) фациальной области, логика расчле-

нения, положенная в основу схемы, нарушается (Девятков и др., 1994). В этом случае основанием для выделения надтогурской толщи нижней и средней юры в тамбаевскую свиту служит не стремление к более подробному расчленению и не принципы, положенные авторами в основу выделения последовательности существенно песчаных и глинистых толщ, обособляемых в качестве самостоятельных свит для других районов, а невалидность тюменской свиты, если ее понимать в объеме, принятом на последнем стратиграфическом совещании (объем ее здесь меньше, чем объем предлагаемой тамбаевской свиты) (Решения..., 1991; Гурари, 1992; и др.). При этом часть авторов из СНИИГГиМСа считают, что за надтогурской толщей можно сохранить название "тюменская свита" для южных районов, и с ними согласуется точка зрения ряда исследователей из других организаций (Решения..., 1991. *Особые мнения III, IV*), и такое решение проблемы не признают валидным, рассматривая тюменскую свиту только в объеме, принятом на стратиграфическом совещании 1967 г. (Гурари, 1992; и др.).

С утверждением о невалидности тюменской свиты, когда ее рассматривают в объеме, меньшем, чем вся нижняя и средняя юра, трудно согласиться (см. рис. 59). Резюмируя изложенную выше историю расчленения нижне-среднеюрской толщи Западной Сибири, можно прийти к следующему заключению. Не вызывает никаких сомнений необходимость выделения тогурских глин в качестве самостоятельной тогурской свиты, как это предлагает Ф.Г. Гурари с соавторами (Гурари, 1986; Гурари и др., 1988а; и др.). Шеркалинскую свиту (и ее аналоги, обособленные в отдельных фациальных районах под другими названиями) следует рассматривать как подтогурскую толщу, как это предложено при ее выделении, а не так, как принято на стратиграфическом совещании 1990 г. Именно в первоначальном виде она отвечает требованиям валидности Стратиграфического кодекса. Тогда, например, урманская свита Нюрольской впадины является аналогом шеркалинской свиты в первоначальном понимании последней.

Что же касается тюменской свиты, то здесь могут быть два решения. Если учитывать общепринятую точку зрения на возраст пород в Тюменской опорной скважине и дру-

гих скважинах страторегии, то, включив тюменскую свиту в стратиграфические схемы как среднеюрскую, на стратиграфическом совещании 1990 г. только вернулись к первоначальному (валидному, с точки зрения Стратиграфического кодекса) пониманию этой свиты. Соответственно, ссылка Ф.Г. Гурари (1992, с. 115; и др.) на статью IX.12 Стратиграфического кодекса (статья XII.9 в последней публикации кодекса) не состоятельна, поскольку и средняя, и нижняя (по Решениям..., 1969; и др.) подсвиты были присоединены снизу к тюменской свите после ее первоописания и после стратиграфического совещания 1956 г. (см. рис. 59).

Еще раз подчеркнем, что нижняя граница тюменской свиты принята на стратиграфическом совещании 1991 г. совпадающей с подошвой вымского горизонта. Именно здесь, как считают некоторые специалисты СНИИГГиМСа, проходит граница двух существенно отличающихся структурно-текстурными и генетическими особенностями толщ, которые сейчас предлагается обособить как серии (Казиков и др., 1992). В этом случае нет необходимости включать в схемы большую по объему тамбаевскую свиту, но остается необозначенным интервал между тогурской и тюменской свитами на значительной части территории центральных и южных районов Западной Сибири.

Второе решение проблемы объема тюменской свиты связано с иными представлениями о возрасте пород из низов соответствующего интервала в Тюменской опорной скважине (Ровнина, 1976; и др.). Если принимать точку зрения Л.В. Ровниной о тоарском возрасте пород самых низов юрской толщи в этой скважине, то название "тюменская свита" следует применять для обозначения надтогурской части разреза нижней и средней юры, как это предлагалось Л.В. Ровниной и Л.П. Климусиной (Решения..., 1991. *Особые мнения IV*) и группой специалистов СНИИГГиМСа и ГПП "Томскнефтегазгеология" (Решения..., 1991. *Особые мнения III*). И в этом случае нет необходимости вводить в схемы тамбаевскую свиту, полностью отвечающую по

объему тюменской (с точки зрения датировок Л.В. Ровниной) (см. рис. 59).

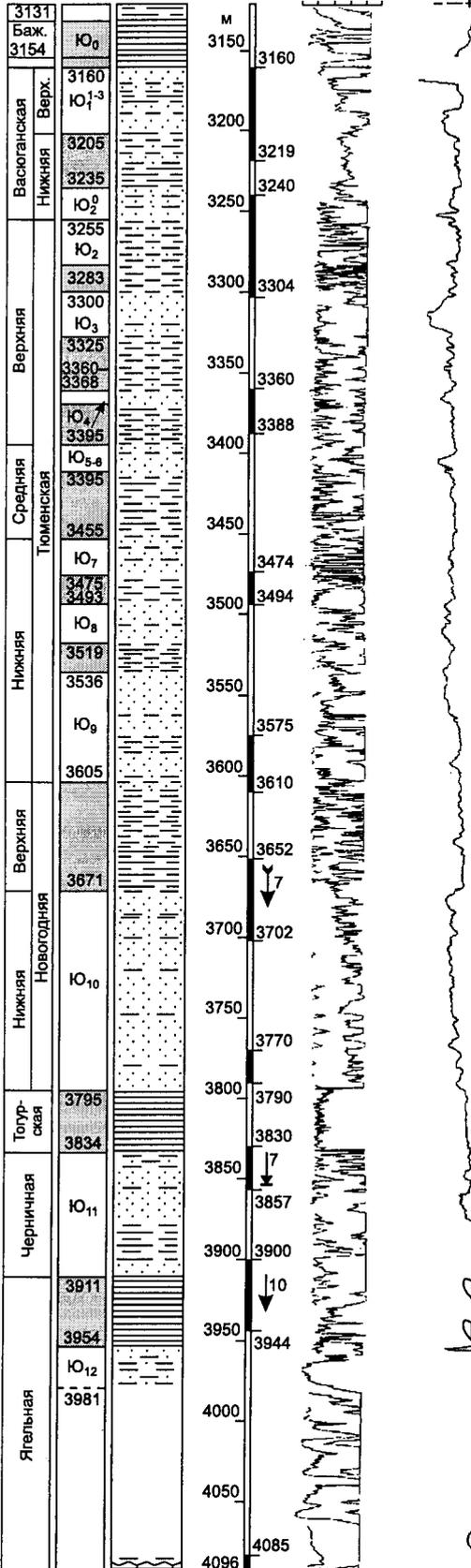
Мы придерживаемся первого решения проблемы тюменской свиты. В соответствии с изложенными выше соображениями о возрасте тюменской свиты в стратотипе мы не считаем возможным, учитывая правило приоритета, исключать эту свиту из региональной схемы и предлагаем сохранить тюменскую свиту в схемах в том возрастном диапазоне, в каком она была выделена первоначально Н.Н. Ростовцевым, уточнив, естественно, ее возрастное положение с учетом новейших изменений в региональных шкалах.

При таком понимании шеркалинской (и ее аналогов на смежных территориях), тогурской и тюменской свит возникает проблема обособления и описания ряда новых свит для разных фациальных районов в центральных и южных районах Западной Сибири в интервале между тогурской и тюменской свитами: пласт Ю₁₀ (Ю₁₅ для Нюрольской впадины по классификации томских геологов; верхняя часть нижнего тоара — самые низы нижнего аалена) и перекрывающая его радомская пачка и ее аналоги (нижний и низы верхнего аалена). Так, в соответствующем интервале на территории Нюрольского, Тымского и Уват-Мегионского фациальных районов к настоящему времени обособлены салатская и пешковская свиты соответственно (Шурыгин и др., 1995, 1996б) (см. рис. 40).

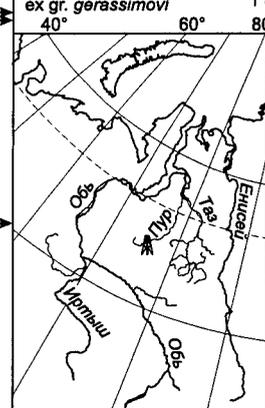
Для Уренгойского фациального района мы предлагаем выделить между тогурской и тюменской свитами новогоднюю свиту с двумя подсвитами, описание и детальная палеонтологическая характеристика которой приводятся ниже. Название взято по наиболее полно охарактеризованной керном и соответственно палеонтологически скважине Западно-Новогодней-210 (Шурыгин и др., 1998) (рис. 60). В смежном с Уренгойским, Фроловском фациальном районе в этом стратиграфическом интервале выделяется тугровская свита. В Варьганском, Часельском и Приенисейском фациальных районах для того же стратиграфического уровня выделены селькупская и перевальная свиты (Казиков, Де-

Рис. 60. Расчленение, палеонтологическая, лито- и биостратиграфическая характеристика юры, вскрытой скв. Западно-Новогодней-210.
Усл. обозн. см. рис. 17, 28, 29, 88.

Западно-Новогодняя-210



Макрофауна	Микрофауна	Палинология
3160 → <i>Camptonectes lens, Melaegrinella ovalis, Oxytoma cf. expansa, Astarte extensa, Malletia ex gr. mejonica, Entolium ex gr. demissum, Thracia scythica, Cyliandroteuthis sp. juv., Cardiocera-tidae? (3172-3185), Eucycylus ex gr. femlensis, Euspira ex gr. gerassimovi</i>	<i>Ammodiscus ex gr. thomsi, Tolyppamina cf. svetlanae, Trochammina sp. ind., Glomospira ex gr. oxfordiana (3172)</i>	? 3160 Ram 3172
3206 → 3216 → 3250 → 3254 →	<i>Globulina ex gr. paalzovi (много), Trochammina ex gr. kosyrevae, Spiroplectammina sp., Ammobaculites cf. tobolskensis (3177)</i>	Wf 3214 3219 ? 3242 (10) 3253
3372 →	<i>Glomospira ex gr. oxfordiana, Globulina ex gr. paalzovi, Trochammina ex gr. rostovzevi, Recurvoides scherkalensis, Lenticulina? sp. ind. (3206-3208)</i> <i>70° Trochammina rostovzevi (3254)</i> <i>Guttulina cf. tatarsensis, Globulina ex gr. praecircumphua, Marginulinopsis ex gr. praecomptuliformis, Recurvoides? sp. ind.</i>	10 3297 (10) ? 3362-74 9b 3374-87 (9a) 9
3491 →	<i>"Pronoella?" (Unionidae), Arctica sp. ind.</i>	9a 3493 (9a)
3576 → 3602 →	<i>"Pronoella?" (Unionidae)</i> <i>Heterodonta?</i>	? 3575 (8) 8
3655 → 3663 →	<i>Retroceramus sp. ind. (ex gr. priscus?), Dacryomya sp. ind., Sowerbya sp., Arctica cf. humiliculinata</i>	3665 (8) ? 3698 (76) 76
3782 →	<i>Vermeullinoides cf. syn-dascoensis, Ammodiscus glumaceus, Saccammina ex gr. inanis, Trochammina sp. ind., Reophax ex gr. metensis, Kutsevelia? sp. ind.</i>	7 3786 (7)
3917 → 3922 → 3941-36 → 3944 →	<i>Ammodiscus ex gr. glumaceus, Saccammina cf. inanis</i>	? 3832 (5a) 5a 3854 (5a) ? 3910 (4)
	<i>Kalentera ex gr. brodnaensis, Homomya sp. ind., Tanc-redia sp. ind., Dacryomya ex gr. nordvikensis</i>	4 4091 (4)
	<i>Ammobaculites ex gr. alaskaensis, Recurvoides? sp. ind., Ogmoconcha sp. ind.</i>	



вятов, 1990; и др.). Для подтогурского интервала нижней юры в Варьеганском, Уренгойском и смежных районах уже обособлены и приняты совещанием береговая и ягельная свиты, для которых требуется уточнение лишь стратиграфического положения в рамках усовершенствованной региональной шкалы. Интервал между тогурской и ягельной свитами (=пачка 1 нижней посвиты котухтинской свиты) также обособлен как черничная свита (Казаков, Девятов, 1990; и др.).

Заметим, что в любом варианте схемы последовательность существенно песчаных и алевроито-глинистых пачек (приблизительно соответствующих горизонтам) одинакова (см. рис. 26, 27), хотя не везде некоторые гли-

нистые толщи выделяются достаточно отчетливо. Проблема зачастую только в номенклатурных соответствиях и стабильности: одни и те же тела в разных схемах — это пачки или подсвиты, или свиты. Схемы сопоставляются относительно просто (см. рис. 10, 13, 14, 59). Однако в любом случае для определения положения границ литостратиграфических тел на шкале общих стратиграфических подразделений возможно применение современной схемы датировки границ горизонтов. Окончательное решение по дискуссионным вопросам номенклатуры литостратонов может принять только очередное региональное стратиграфическое совещание и МСК России.

ЛИТОСТРАТИГРАФИЯ ЮРЫ СИБИРИ ПО РЕГИОНАЛЬНЫМ ГОРИЗОНТАМ

Современные представления о этапности развития седиментационных бассейнов Сибири, базирующиеся на комплексном анализе литостратиграфической структуры юрской толщи этого региона, ее биостратиграфического расчленения, особенностей сопряженной смены трендов цикличности и последовательных смен характерных комплексов фауны и флоры, позволяют расчленять эту толщу на три специфические серии. Первая из них (в объеме нижней юры и неполного аалена) включает свиты, сменяющие друг друга в пределах зимнего, левинского, китербютского, шараловского и лайдинского горизонтов. Вторая серия (в объеме неполной средней юры) — свиты, соответствующие вымскому, леонтьевскому и мальшевскому горизонтам. Третья серия (в основном келловей-верхнеюрская), захватывающая снизу самые верхи верхнего бата, включает свиты, отвечающие васюганскому, георгиевскому и баженовскому горизонтам. Обоснование выделения таких серий и официальное их утверждение — задача будущего Регионального стратиграфического совещания. Предложение по поводу выделения нижних двух серий, которые их авторы обозначали как уренгойская и варьеганская, опубликовано ранее (Казаков и др., 1992), верхнюю можно выделить как пурпейская серия (верхи верхнего бата — низы берриаса). Отчетливо обособляются указанные серии в юрской толще Западной Сибири и северного обрамления Сибирской платформы.

Несмотря на большой разброс мнений по поводу объемов и номенклатуры свит, они достаточно хорошо сопоставляются с помощью шкал региональных стратиграфических подразделений (горизонты, параллельные биостратиграфические зоны по разным группам фауны и флоры). В составе свит зачастую хорошо обособляются серии циклически построенных пачек, достаточно хорошо опознаваемых как в естественных выходах, так и по материалам ГИС в разрезах скважин. Особенно это характерно для свит, отвечающих существенно песчаным региональным горизонтам. Чаще всего по своей конструкции пачки соответствуют прогрессивным и прогрессивно-регрессивным циклитам (Карогодин, 1980; Карогодин и др., 1980; Левчук и др., 1982; и др.).

Увязка свит с помощью шкалы региональных горизонтов и соответствующая оценка вещественных и стратиграфических объемов ограниченных границами горизонтов толщ юры Сибири, их латеральной протяженности и фациальных замещений дают возможность определить некоторые закономерности их формирования. Снизу вверх по разрезу в общем виде нарастает площадь латерального распространения. Особенно последнее касается литостратонов юры Западной Сибири (рис. 61, 62). Причем в северных, центральных и юго-восточных районах Западной Сибири динамика формирования юрской толщи, заполняющей локальные впадины и покрывающей валы и своды, имеет общие закономерности, но со своей спецификой.

Так, в нижней и низах средней юры северных и центральных районов Западной Сибири прослежены береговая, зимняя, ягельная, левинская, черничная, шараповская, тогурская, китербютская, надояхская, лайдинская, новогодняя, к последней на юге, востоке и западе примыкают ее стратиграфические аналоги — селькупская и перевальная свиты, в средней юре — тюменская, вымская, леонтьевская и малышевская свиты, в келловее и верхней юре — абалакская, ваюганская, георгиевская, баженовская свиты, которые на востоке и севере замещаются точинской, сиговской и яновстанской свитами (рис. 63–66). Для оценки стратиграфических и латеральных диапазонов распространения свит на этой территории проанализированы, пересмотрены и частично ревизованы материалы (каротажные, лито- и биостратиграфические и т. д.) по более чем 90 скважинам Хеттинской, Пякутинской, Верхне-Надымской, Западно-Перевальной, Коголымской, Вать-Еганской, Покачевской, Сугмутской, Южно-Пурпейской, Романовской, Западно-Котухтинской, Восточно-Придорожной, Щучьей, Сюрпризной, Валюнинской, Большекотухтинской, Вэнгапуровской, Орт-Ягунской, Западно-Новогодней, Ноябрьской, Вэнгаяхинской, Южно-Таркосалинской, Новогодней, Стахановской, Ярайнерской, Южно-Ярайнерской, Западно-Тагринской, Тагринской, Бованенковской, Северо-Мессояхской, Уренгойской, Варьеганской, Восточно-Коликъеганской, Северо-Еркальской, Ручьевской, Харампурской, Иохтурской, Верхне-Толькинской, Холмистой, Приозерной, Восточно-Каралькинской и многих других смежных площадей (рис. 67).

Установлено, что в южной части Надым-Тазовского междуречья в пределах выделяющихся здесь мегавалов и мегавпадин (Беляев и др., 1999) мощности китербютской толщи (тогурская свита) достигают больших величин на Ярайнерском куполовидном поднятии (Ярайнерская площадь), Пякипурско-Ампутинском мегaproгибе (Западно-Новогодняя, Новогодняя площади) и Ярайнерско-Етыпуровском мегaproгибе (Вэнгапуровская площадь) (рис. 68). Более того, именно на этой части территории кровля китербютской толщи занимает очень низкое положение в абсолютных отметках (рис. 69). Существенно более высокие абсолютные значения положения кровли тогурской свиты фиксиру-

ются на востоке и юго-востоке территории (Верхне-Толькинская, Верхне-Сабунская, Верхне-Каралькинская площади). На ряде смежных с ними площадей (Приозерной и др.) тогурская свита отсутствует. Следует отметить, что в целом мощности тогурской свиты достаточно выдержаны и меняются от 15 (на наиболее поднятых участках) до 50 м, в целом для территории характерны мощности 30–45 м.

Во время накопления надояхской толщи (нижняя подсвита новогодней свиты и ее стратиграфический аналог — селькупская свита) депоцентры осадконакопления несколько смещаются к центру территории, максимумы мощностей надояхских литостратонов расположены в районе юга Ярайнерско-Етыпуровского мегaproгиба и Ярайнерского куполовидного поднятия (Тагринские, Саемтахские и Ярайнерские площади) (см. рис. 68). Минимальные мощности надояхской толщи отмечаются на самом востоке (Верхне-Сабунская, Верхне-Каралькинская площади и др.) и на юго-западе территории в Яр-Сомовской седловине и смежных районах (Вать-Еганские, Покачевские и др.), в западной части Северо-Сургутской моноклинали и на Сургутском своде мощности литостратонов существенно выравниваются, достигая примерно 80–100 м (Западно-Котухтинская, Западно-Перевальная, Выинтойская площади и др.). На юго-востоке описываемой территории (Приозерная и смежные площади), в местах выклинивания надояхской толщи, ее мощность может составлять 20–40 м.

Мощность всей нижней юры на описываемой территории варьирует от 300 до 950 м. Большие мощности нижней юры (береговая, ягельная, черничная, тогурская, селькупская и ее стратиграфический аналог — нижняя подсвита новогодней свиты) приходятся на Пякипурско-Ампутинский мегaproгиб, где они достигают от 360 до 600 м и более, Ярайнерское куполовидное поднятие (около 360–400 м), Ярайнерскую котловину (360–500 м). Зона небольших мощностей нижней юры приурочена к северо-западу Танловской мегавпадины (~120–140 м), откуда они, постепенно увеличиваясь в восточном направлении, достигают 300–360 м в Левохеттинской котловине. В районе Северного свода и Северо-Сургутской моноклинали мощности литостратонов достаточно выровнены и составляют от 100 до 180 м.

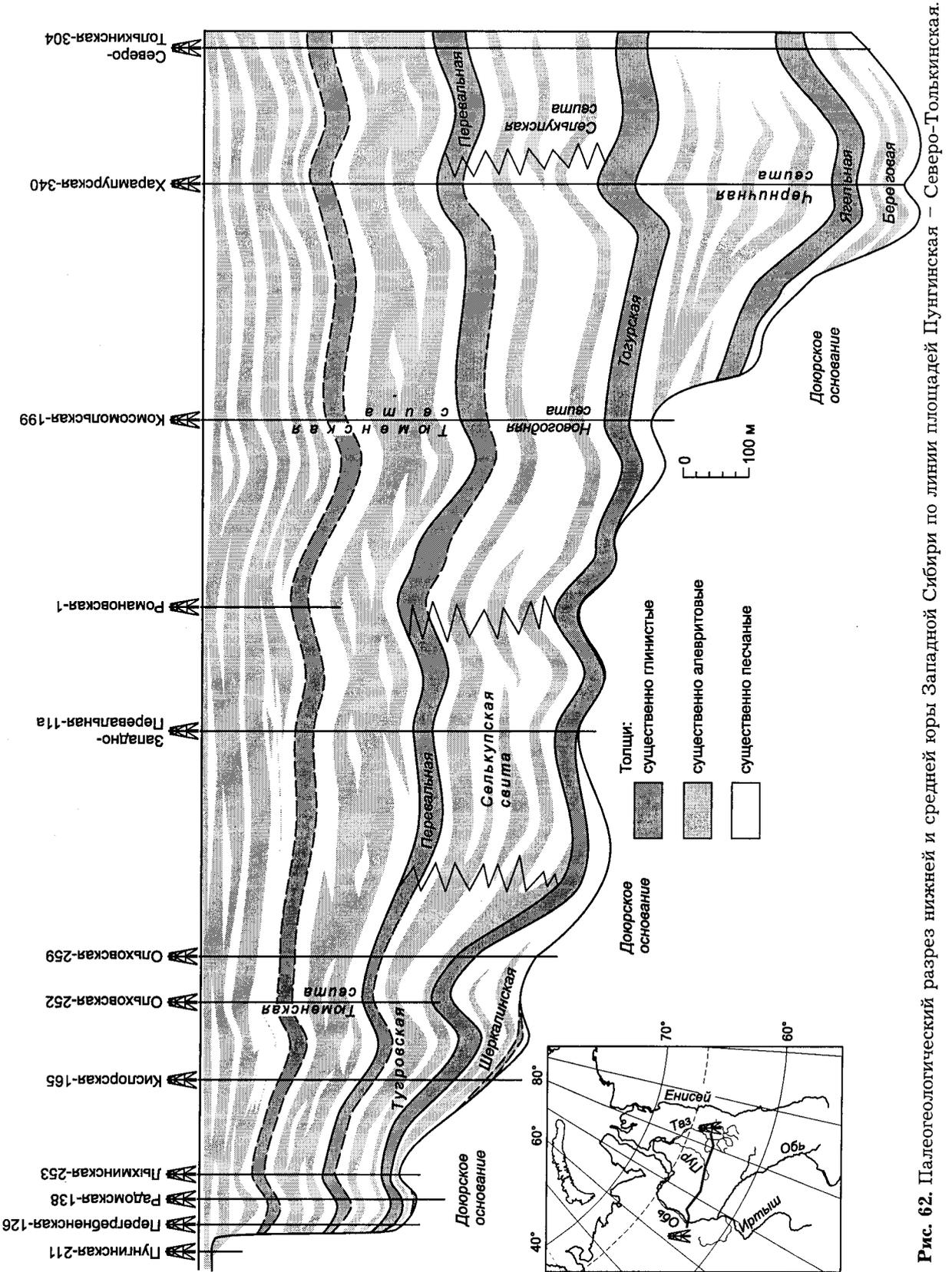


Рис. 62. Палеogeологический разрез нижней и средней коры Западной Сибири по линии площадей Пунгинская – Северо-Толькинская.

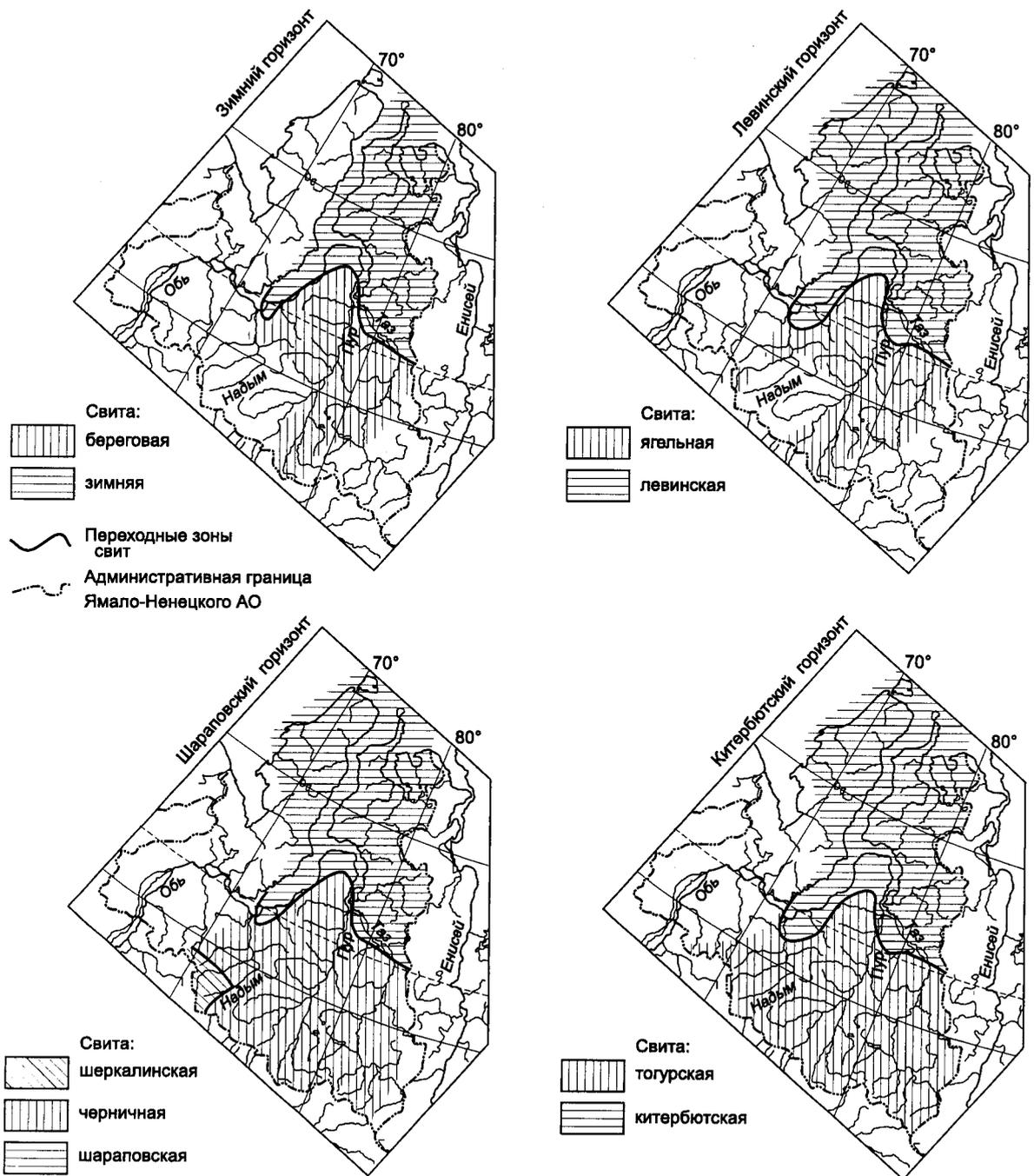


Рис. 63. Зоны распространения свит нижней юры на севере Западной Сибири.

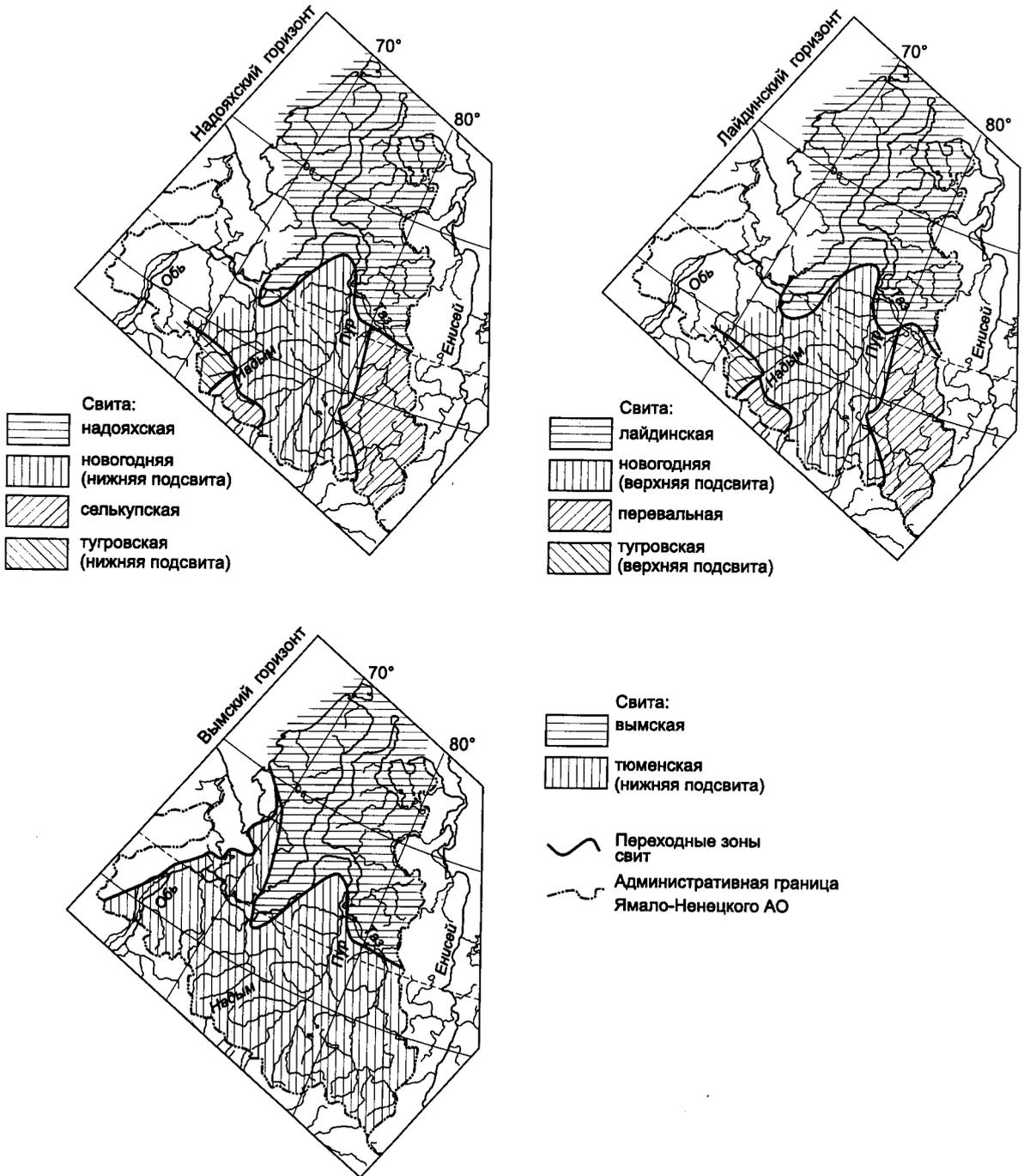


Рис. 64. Зоны распространения свит нижней и средней юры на севере Западной Сибири.

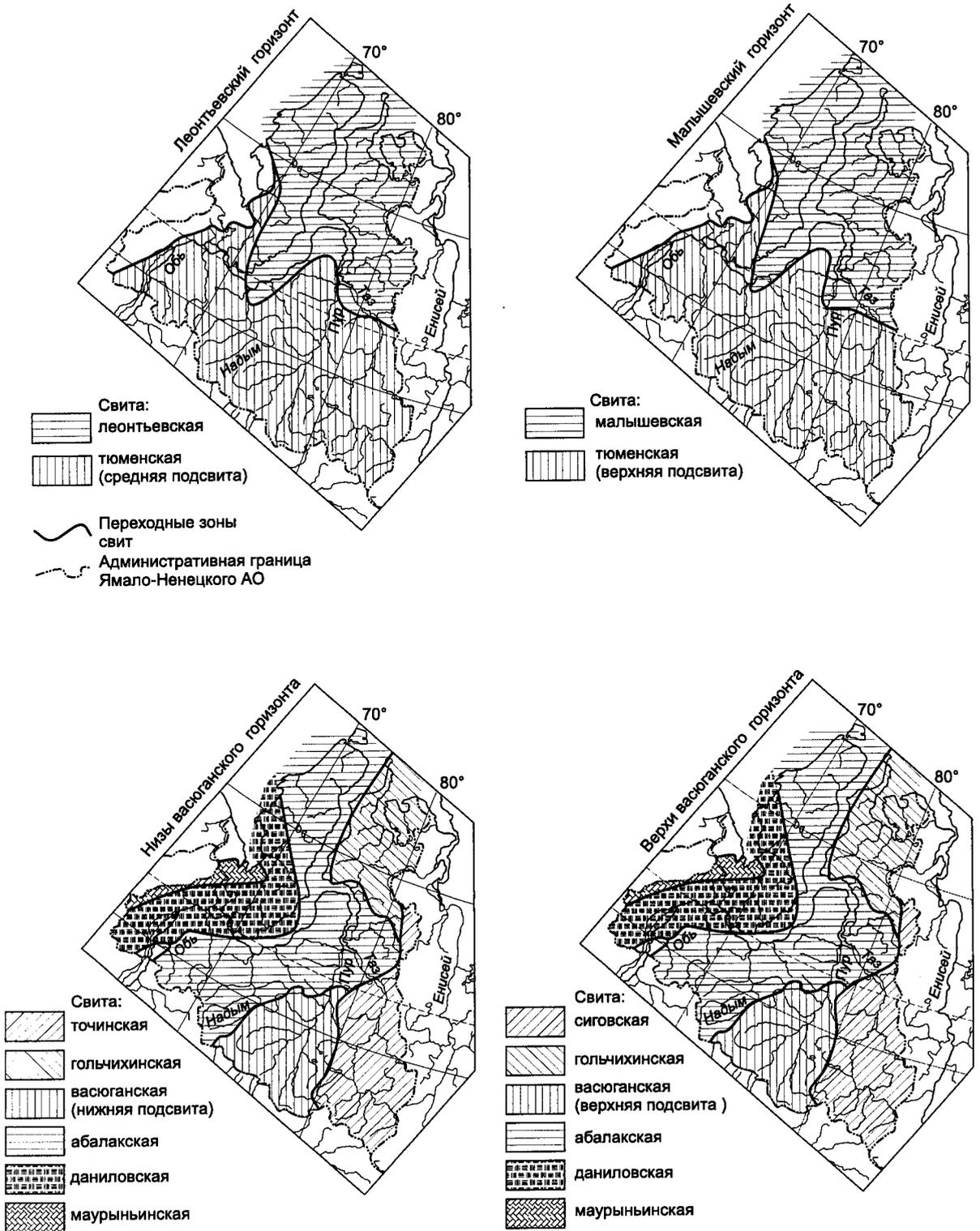


Рис. 65. Зоны распространения свит средней и верхней юры на севере Западной Сибири.

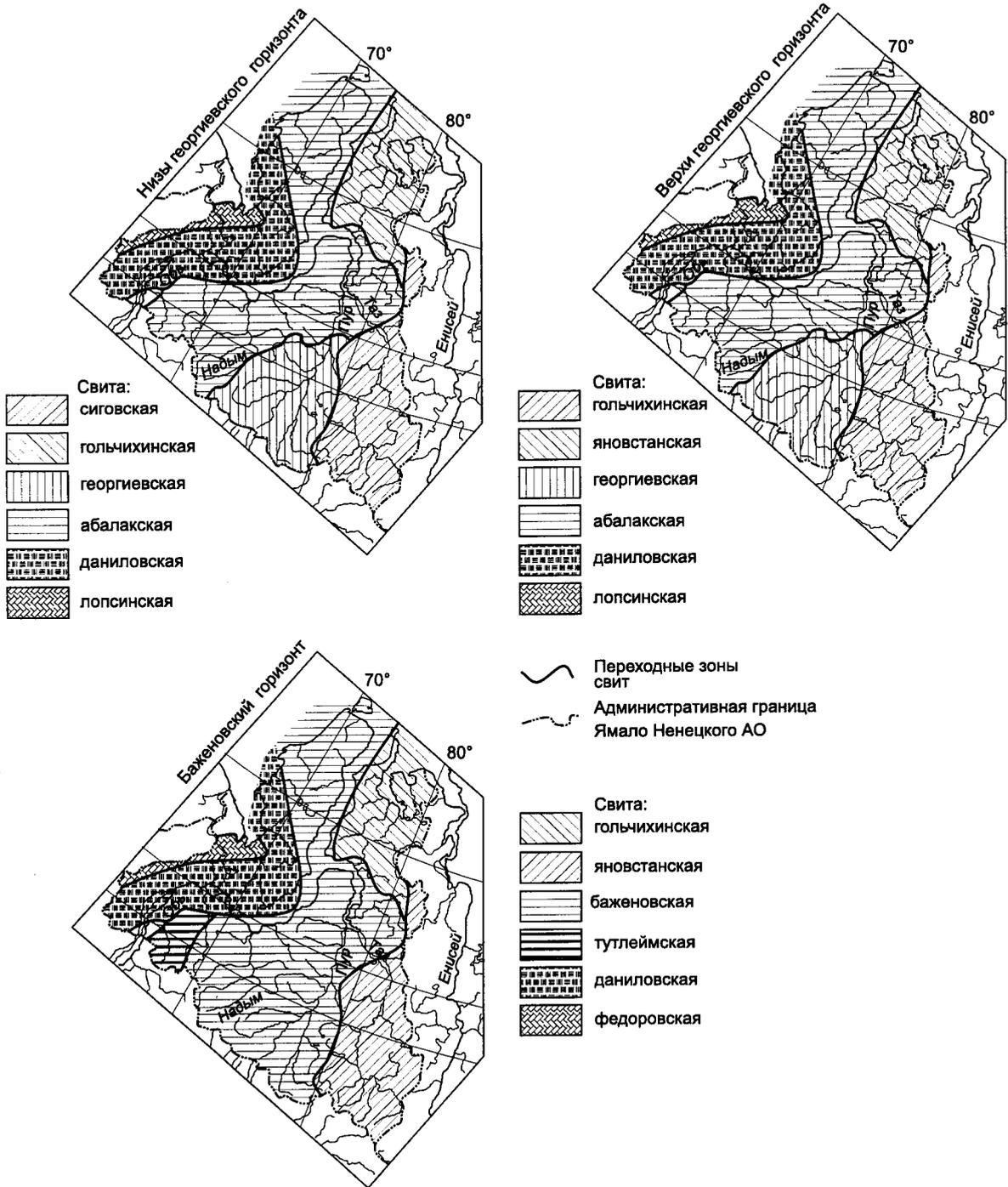


Рис. 66. Зоны распространения свит верхней юры на севере Западной Сибири.

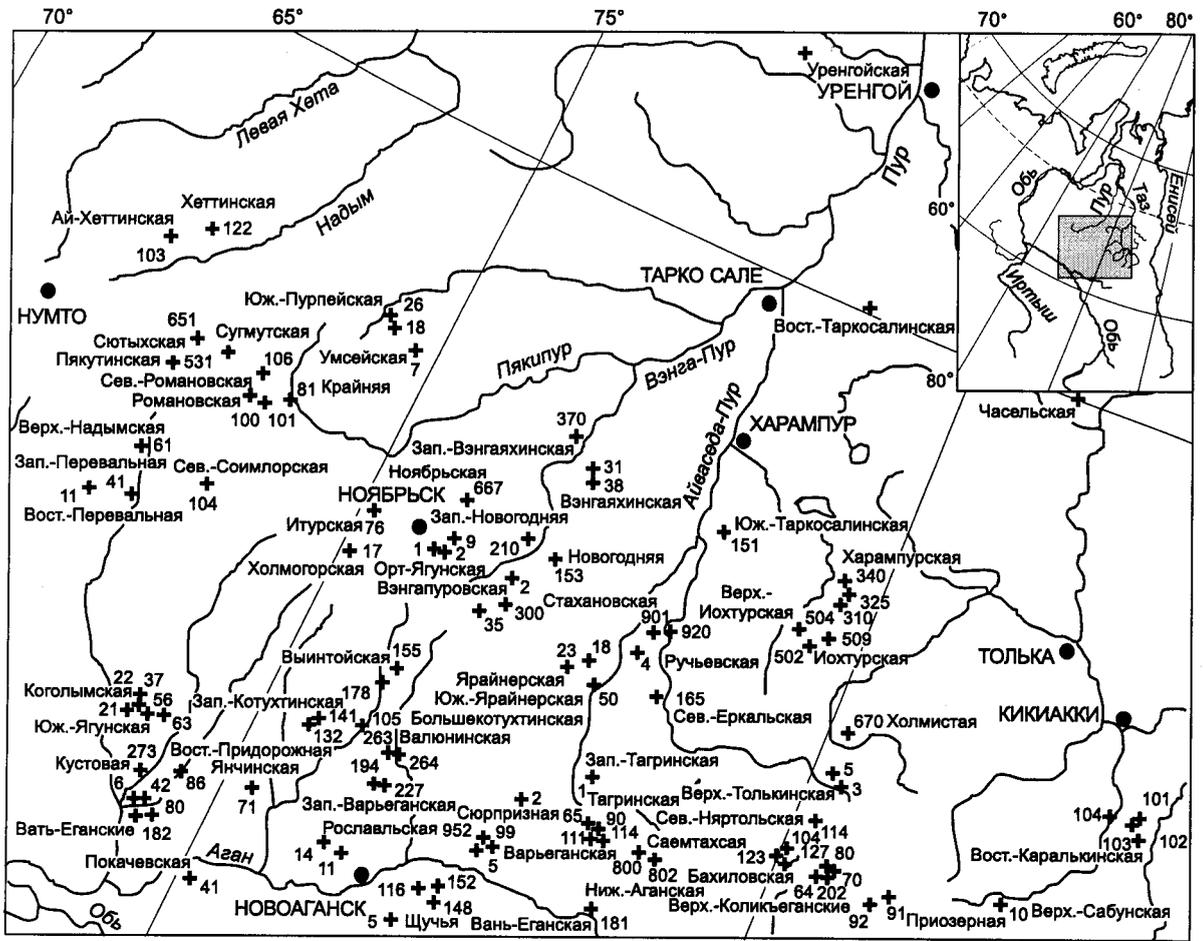


Рис. 67. Положение основных площадей и скважин, вскрывших юру на севере центральной части Западной Сибири и смежных территориях.

Конфигурация депоцентров осадконакопления в лайдинское время носит унаследованный от тоара характер. Кроме того, картина изолиний абсолютных отметок положения кровли лайдинской толщи весьма напоминает китербютскую. Однако следует отметить, что абсолютные отметки залегания кровли лайдинской толщи распределяются существенно менее контрастно, чем тогурской свиты (рис. 70). Максимумы мощностей лайдинских литостратонов (50–60 м) на юге изученной территории по-прежнему сосредоточены на Ярайнерском куполовидном поднятии, в Пякипурско-Ампутинском и Ярайнерско-Етыпуровском мегапрогибах, Харампурско-Тагринской седловине (Ярайнерские, Западно-Новогодние, Стахановские, Вэнгаяхинские площади) и на Верхне-Толькинском мегавале и в смежных районах

(Верхне-Толькинская, Верхне-Сабунская площади), но контуры их зон (в отличие от китербютских) сужаются. На остальной части описываемой территории мощности верхней подсвиты новогодней свиты и ее стратиграфического аналога — перевальной свиты — достаточно выдержаны и соответственно контуры их зон существенно расширяются (см. рис. 68).

С вымской толщей (нижняя подсвита тюменской свиты — группы пластов Ю₇–Ю₉) связывают начало нового этапа формирования мезозойского седиментационного бассейна Западной Сибири и крупного цикла осадконакопления. Контуры зон депоцентров осадконакопления и соответственно максимумов мощностей нижнетюменской подсвиты (в отличие от таковых лайдинского горизонта) смещаются на юг Ярайнерс-

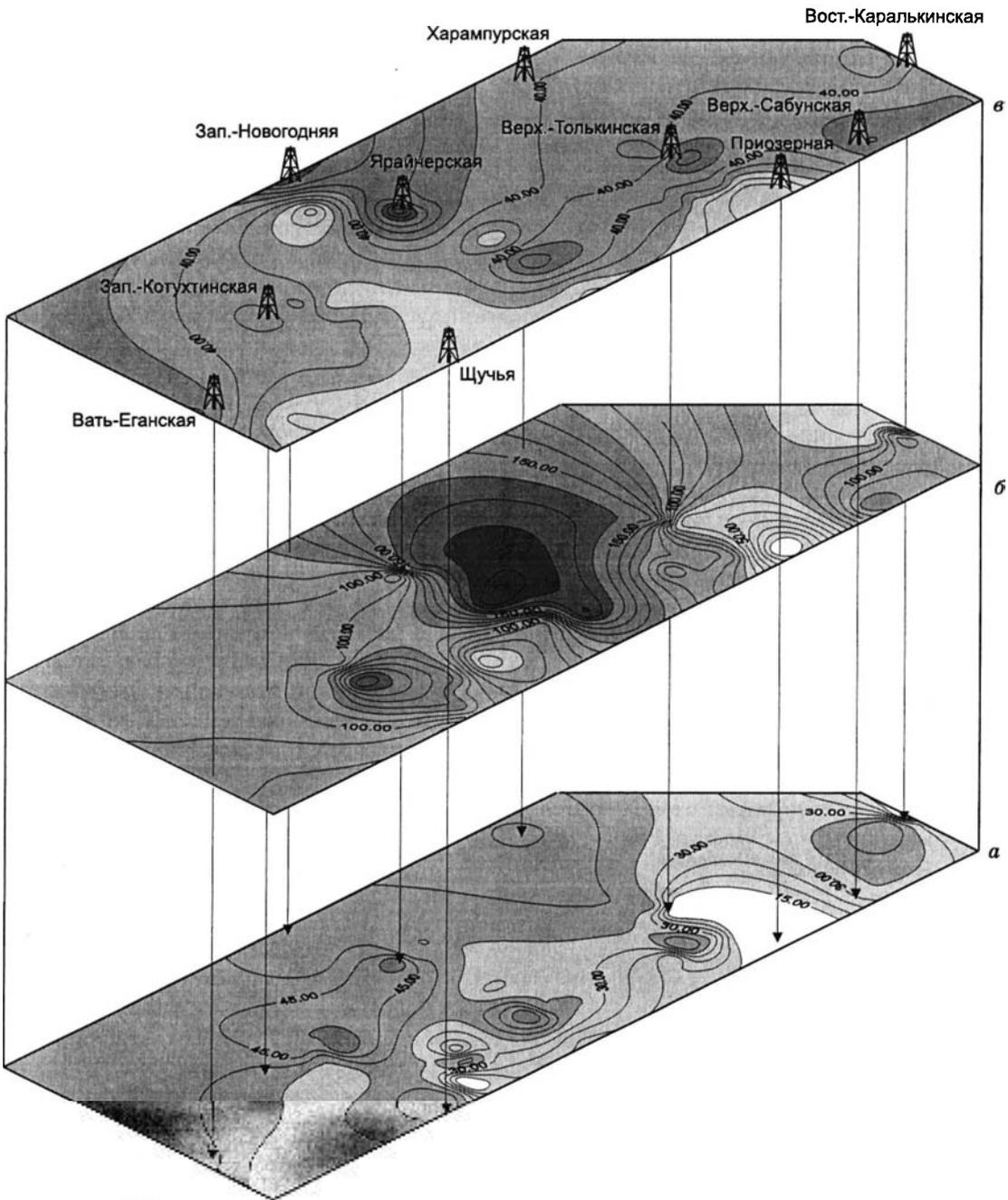
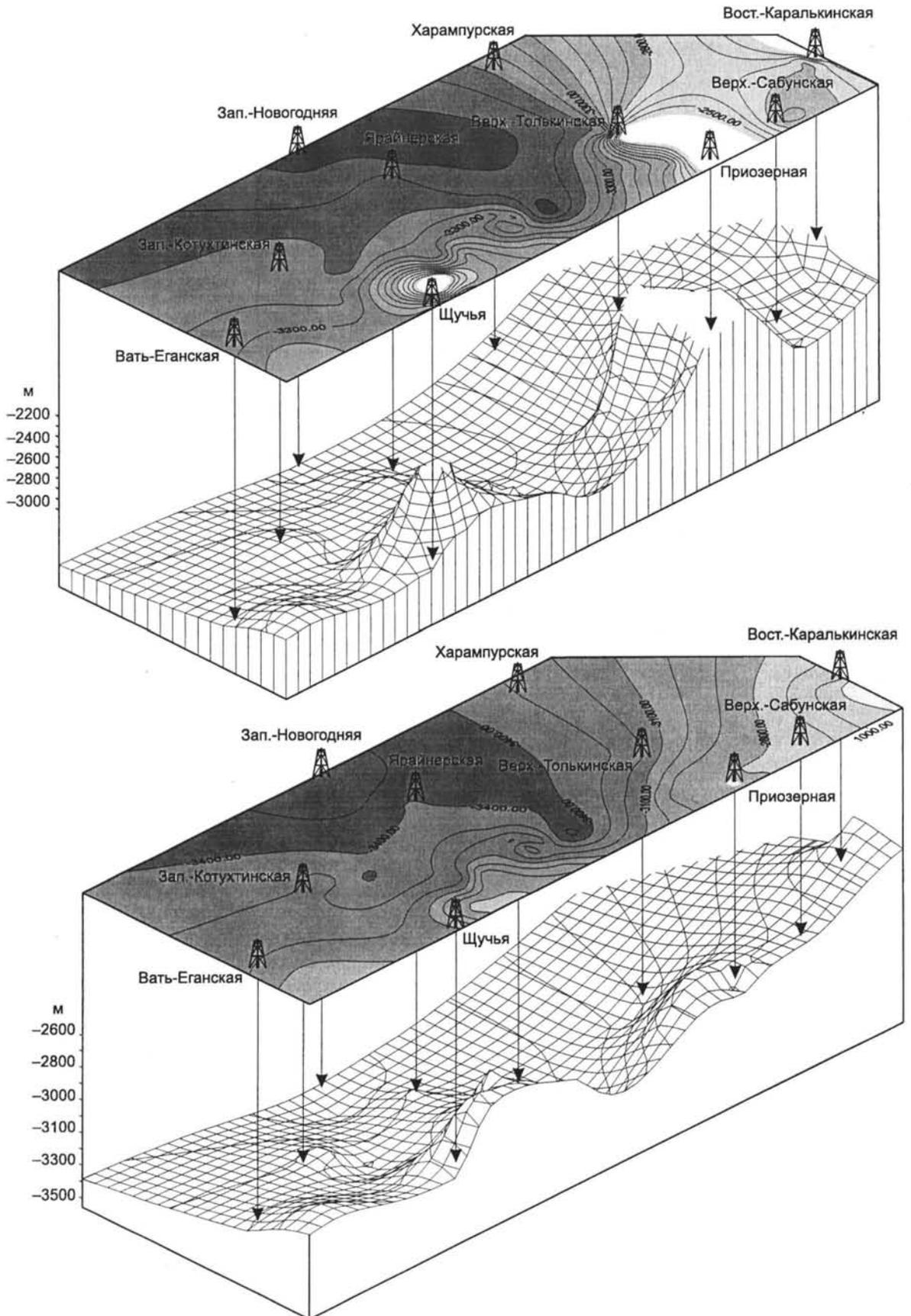


Рис. 68. Мощности юрских толщ на севере центральной части Западной Сибири (местоположение скважин см. рис. 67):

a – китербютской (тогурская свита), *б* – надояхской (нижненовогодняя подсвита и селькупская свита), *в* – лайдинской (верхненовогодняя подсвита и перевальская свита). Здесь и далее изолинии, м.

ко-Етыпуровского мегапрогиба (Варьеганская и соседние площади), в район Ярайнерского куполовидного поднятия (Ярайнерская площадь) и восточные районы (Бахилловские, Няртольские, Верхне-Коликъеганские площади и др.). Минимальные мощнос-

ти отмечаются на западе и юго-западе: на западе Северо-Сургутской моноклинали, в Яр-Сомовской седловине, на Ягунском куполовидном поднятии (Западно-Перевальные, Вать-Еганские, Котухтинские, Щучьи и др.) (рис. 71). В центре описываемой тер-



ритории мощности постепенно наращиваются с запада на восток.

Градиент изменения мощностей средне-тюменской подсвиты (группы пластов Ю₅–Ю₆) на изученной территории существенно меньше, чем нижнетюменской (см. рис. 71). На фоне общего выравнивания отмечаются отдельные максимумы мощностей в северной части Пякипурско-Ампутинского мегапрогиба (Западно-Новогодняя площадь), на Ярайнерском куполовидном поднятии (Ярайнерская площадь), в восточной части территории (Верхне-Толькинская, Северо-Еркальская и др.) и на северо-западе (юг Танловской мегавпадины).

В позднем байосе–начале позднего бата (время формирования верхней подсвиты тюменской свиты) депоцентры осадконакопления, судя по латеральному распределению мощностей, смещены к северу и северо-востоку изученной территории. Мощности постепенно нарастают с юга, юго-запада на северо-восток и, в меньшей степени, с юго-востока на северо-запад (см. рис. 71). На юге максимумы мощностей приурочены к северной части Пякипурско-Ампутинского мегапрогиба, Ярайнерскому куполовидному поднятию, Средне-Пурскому мегапрогибу (районы Харампурской, Ярайнерской и Западно-Новогодней площадей) и достигают 190–240 м.

Сходная картина наблюдается и в распределении мощностей всей юры. Депоцентры осадконакопления сосредоточены в Етыпуровском и Восточно-Пурпейском прогибах, Ярайнерской котловине — здесь мощности юры достигали 1000–1500 м. В Пякипурско-Ампутинском мегапрогибе (Западно-Новогодняя и смежные площади), на севере Вынгапуровского мегавала, Ярайнерском куполовидном поднятии (Ярайнерские площади), в северной части Танловской мегавпадины, на Северном своде, севере Северо-Сургутской моноклинали, в Харампурско-Тагринской седловине (Стахановская и смежные площа-

ди) мощности юры изменяются от 800 до 1200 м. Минимальные мощности юры отмечаются на северо-западе Танловской мегавпадины, северо-западе и в южной части Северо-Сургутской моноклинали, южной части Вынгапуровского мегавала (Западно-Перевальная, Сугмутская, Вынгапуровские площади и др.) и на самом востоке территории на Верхне-Толькинском мегавале (Верхне-Толькинская, Приозерная и смежные площади). На Северо-Сургутской моноклинали мощности юры постепенно нарастают с запада на восток к центральной части изученной территории. Сокращенные мощности юры в этих районах, вероятно, связаны с отсутствием в разрезах полностью или частично береговой, ягельной, черничной, тогурской свит.

С таким распределением мощностей как в целом по всей юре, так и по отдельным срезам хорошо согласуются данные по положению залегания абсолютных отметок кровли китербютской, лайдинской и подошвы васюганской толщи (см. рис. 69, 70, 72). Анализ распределения глубин залегания абсолютных отметок по разным срезам показал, что в юре практически неизменно относительно низкое положение этих толщ отмечается в структурах Ярайнерско-Етыпуровского мегапрогиба: Ярайнерской котловине и по бортам Ярайнерского купольного поднятия, в Етыпуровском и Восточно-Пурпейском прогибах; Танловской мегавпадины: в Левохеттинской и Танловской котловинах; в Пякипурско-Ампутинском мегапрогибе и по его обрамлению, в Харампурско-Тагринской седловине. Более высокое положение юрские толщи занимают на южной половине Северо-Сургутской моноклинали и севере Сургутского свода и на востоке территории на Верхне-Толькинском мегавалу. В целом наблюдается общая закономерность увеличения мощности юрских толщ и соответственно наиболее низкого положения абсолютных отметок в северном направлении. Наиболее высокие значения

Рис. 69. Глубина залегания и рельеф кровли китербютского горизонта (тогурская свита) на севере центральной части Западной Сибири (местоположение скважин см. рис. 67).

Рис. 70. Глубина залегания и рельеф кровли лайдинского горизонта (верхненовогодняя под-свита и перевальная свита) на севере центральной части Западной Сибири (местоположение скважин см. рис. 67).

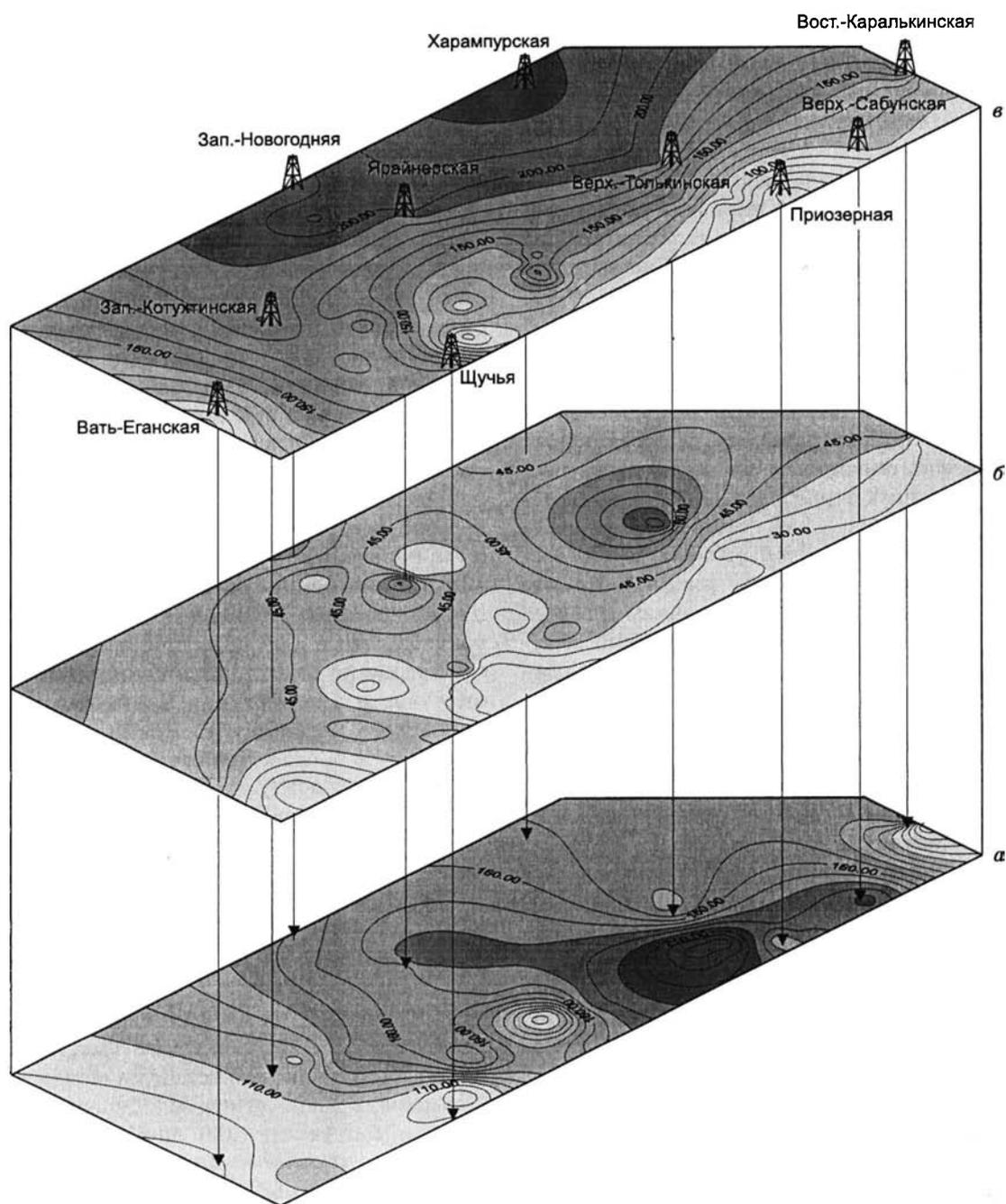


Рис. 71. Мощности юрских толщ на севере центральной части Западной Сибири (местоположение скважин см. рис. 67):

а – вымской (нижнетюменская подсвита), *б* – леонтьевской (среднетюменская подсвита), *в* – малышевской (верхнетюменская подсвита).

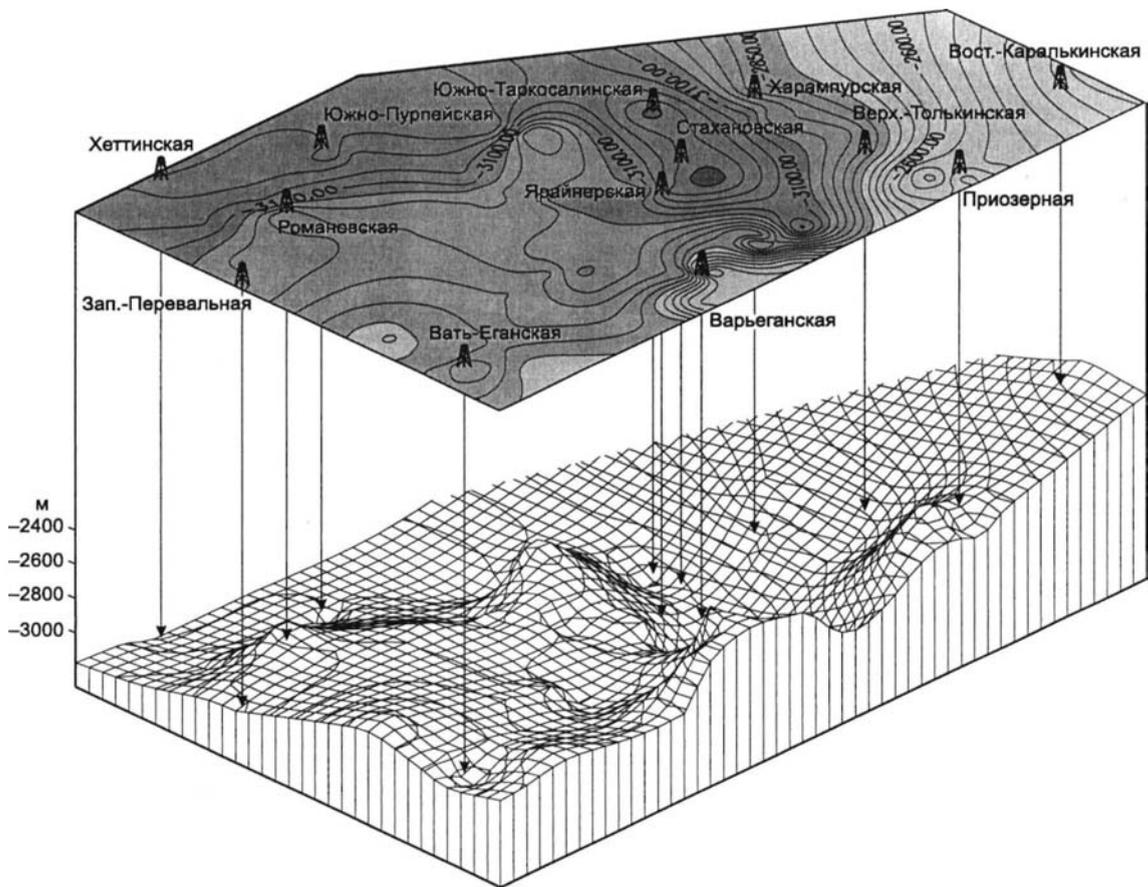


Рис. 72. Глубина залегания и рельеф подошвы васюганского горизонта (васюганская и точинская свита) на севере центральной части Западной Сибири (местоположение скважин см. рис. 67).

абсолютных отметок отмечаются на юге и востоке территории (см. рис. 69, 70, 72). Некоторые смещения депоцентров осадконакопления в течение юры, возможно, могли быть связаны с активизацией тех или иных источников сноса осадочного материала и местными палеогеографическими и тектоническими причинами.

На п-ове Ямал (Бованенковская площадь) максимумы мощностей лайдинской свиты сосредоточены на западе, а максимумы мощностей вымско-малышевской толщи смещены в южную часть территории (рис. 73), хотя градиенты нарастания мощности по площади в обоих случаях очень невелики. Рельеф подошвы лайдинской и кровли малышевской свит практически идентичен (рис. 74), отмечается лишь небольшое выполаживание со временем на северо-западе площади. В общем виде заметно постепенное погружение подошвы горизонтов к северу. На Новопор-

товской площади рельеф поверхности доюрского основания, подошвы китербютской свиты, подошвы лайдинской свиты и кровли малышевской носит унаследовательный характер (рис. 75). Здесь максимальные глубины залегания этих поверхностей приурочены к северо-восточной части площади, где протягивается узкая зона крутых падений. Юго-западная большая часть Новопортовской площади существенно выровнена с пологой впадиной в центрально-южной части, которая со временем все больше выполаживается. В общем виде мощности существенно песчаных толщ нарастают вверх по разрезу. При этом зоны максимальных мощностей существенно песчаных свит расширяются, смещаясь со временем к центру территории: максимумы мощностей шараповской свиты сосредоточены на северо-востоке территории в относительно узкой зоне, надояхской свиты — приурочены к центральной и юго-вос-

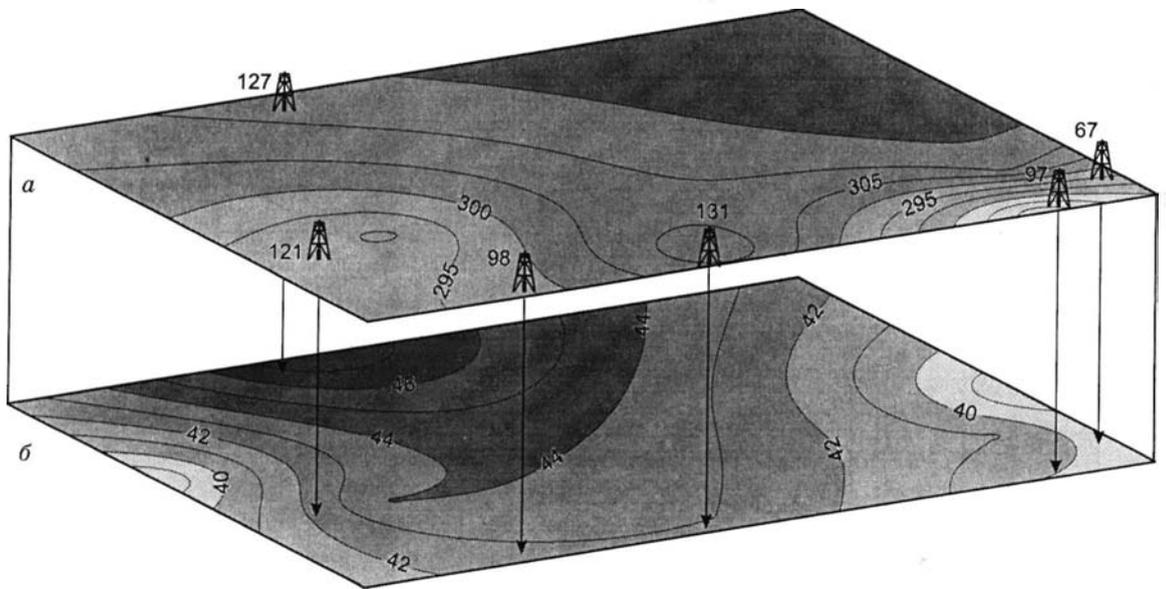


Рис. 73. Мощности вымской, леонтьевской и мальшевской свит (а) и лайдинской свиты (б) на Бованенковской площади (местоположение скважин см. рис. 74).

точной зонам, вымской свиты — зона повышенных мощностей охватывает весь восток и центр территории, зона повышенных мощностей мальшевской свиты имеет контур, унаследованный от вымской свиты, но более широкий (рис. 76, 77). Сравнение латерального распределения мощностей глинистых толщ показывает, что наименьшие градиенты характерны для китербютской и лайдинской свит (примерно 50-процентное изменение), тогда как мощности леонтьевской свиты варьируют по площади примерно вдвое. Максимальные изменения мощностей (в четыре раза) для левинской свиты, что легко объясняется ее непосредственным залеганием на доюрском основании и, стало быть, неполнотой в отдельных случаях. В целом депоцентры осадконакопления в течение ранней и средней юры на Новопортовской площади периодически мигрируют в северо-восточной и западно-юго-западной зонах.

На юго-востоке Западной Сибири (см. рис. 55, 78) в приграничных районах двух крупных фациальных областей для оценки стратиграфических и латеральных диапазонов распространения свит проанализированы, пересмотрены и частично ревизованы материалы (каротажные, лито- и био-стратиграфические и т. д.) по более чем 45 скважи-

нам Вездеходной, Ярской, Чулымской, Колпашевским, Мартовской, Няргинской, Западной, Ажарминской, Максимоярской, Еланской, Тымским, Семиречной, Ванжильской, Береговой, Лебяжьей, Нарымской, Чачанской, Карбинской и ряда других смежных площадей. В нижней юре территории прослежены урманская, макаровская, тогурская, иланская, пешковская свиты и нижняя подсвита итатской свиты, в средней юре — тюменская свита и верхняя подсвита итатской свиты, в келловее и верхней юре — наунакская, тяжинская, марьяновская и максимоярская свиты, к которым на западе примыкают баженовская и георгиевская свиты (см. рис. 28, 29).

На этой территории, как и на севере Западной Сибири, снизу вверх по разрезу нарастает площадь латерального распространения литостратонов. Наибольшие мощности китербютской толщи (тогурская и иланская свиты) на изученной территории приходятся на район Вездеходной площади (рис. 79), приуроченной к Владимирскому валу. Более того, именно в этом районе кровля китербютской толщи занимает наиболее низкое положение как в абсолютных отметках, так и относительно подошвы георгиевско-баженовских глин (рис. 80). Вверх по

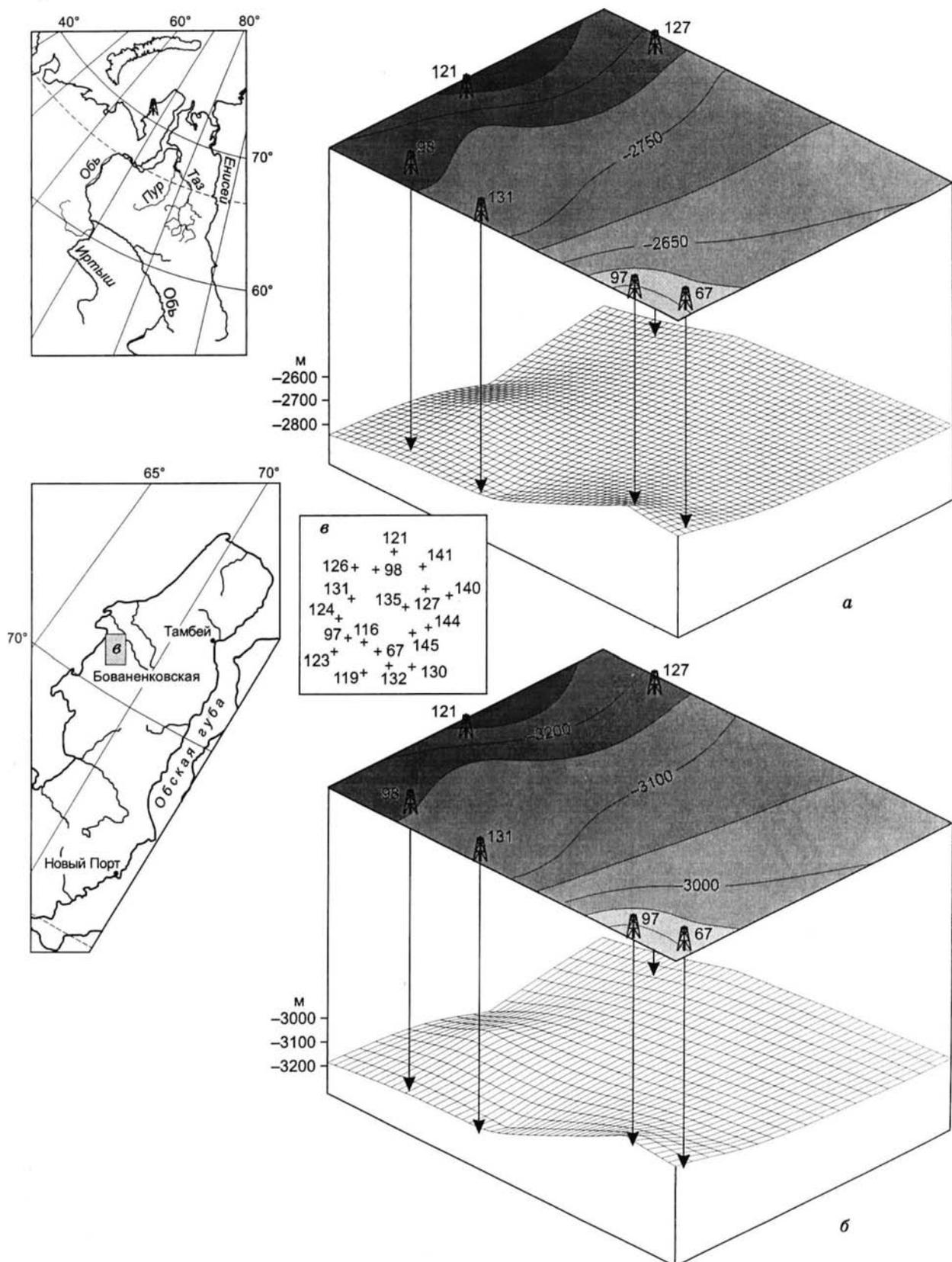
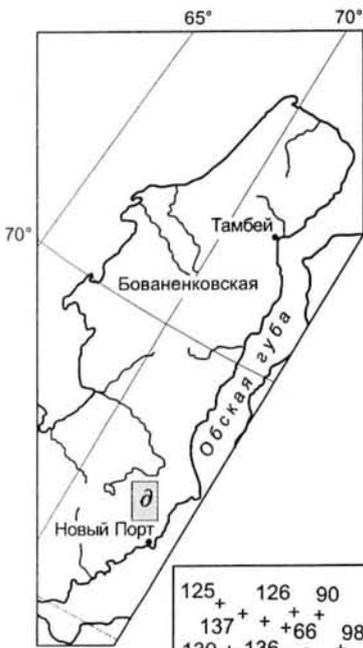
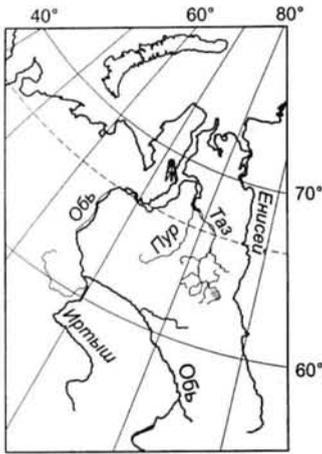
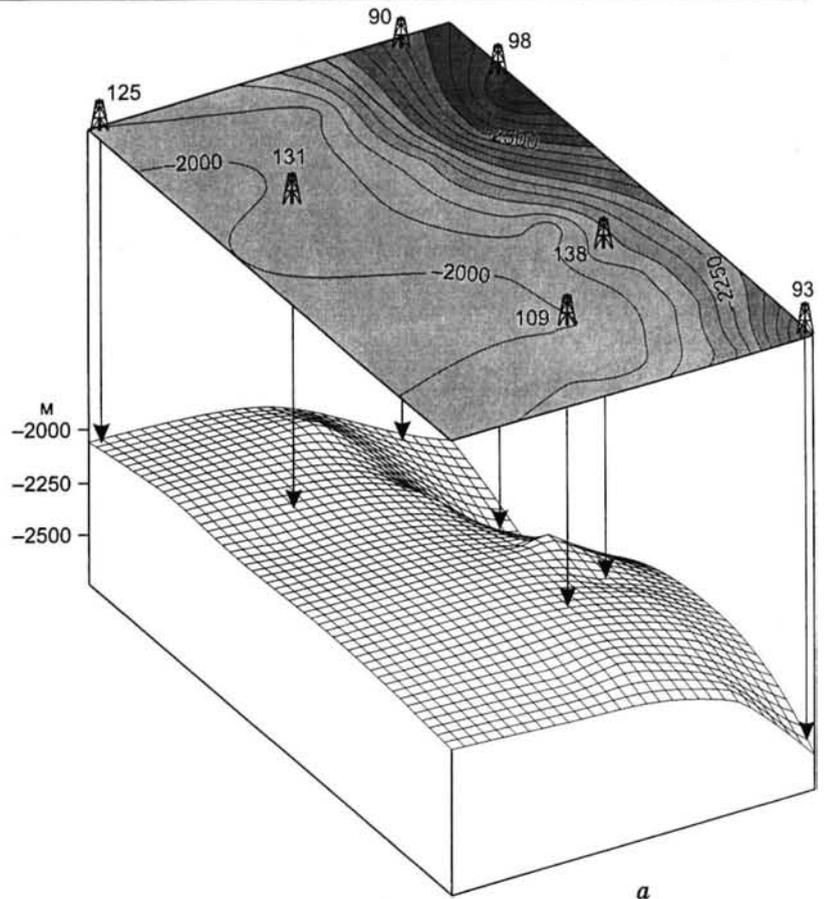


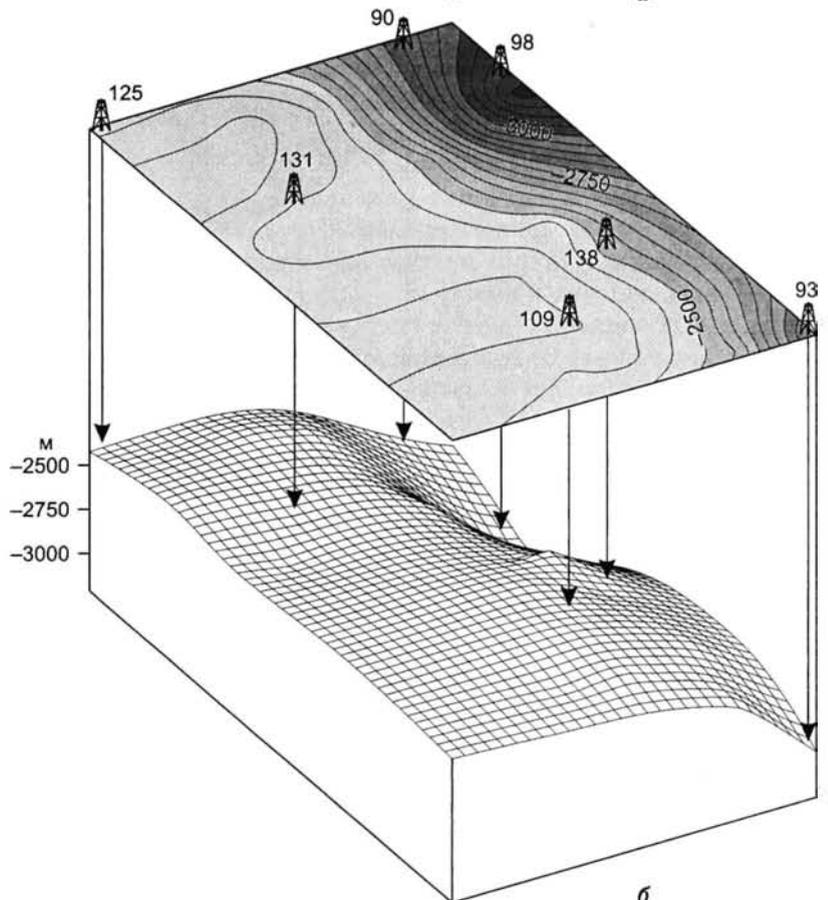
Рис. 74. Глубина залегания и рельеф кровли мальшевской (а) и подошвы лайдинской свиты (б) на Бованенковской площади (в).



125	+	126	90
137	+	+	+66 98
139	+	136	+
60	+	115	+
131	+	102	
		161	+
		88	+
		129	+
∂	109	+	+
	108	+	+
		104	



a



б

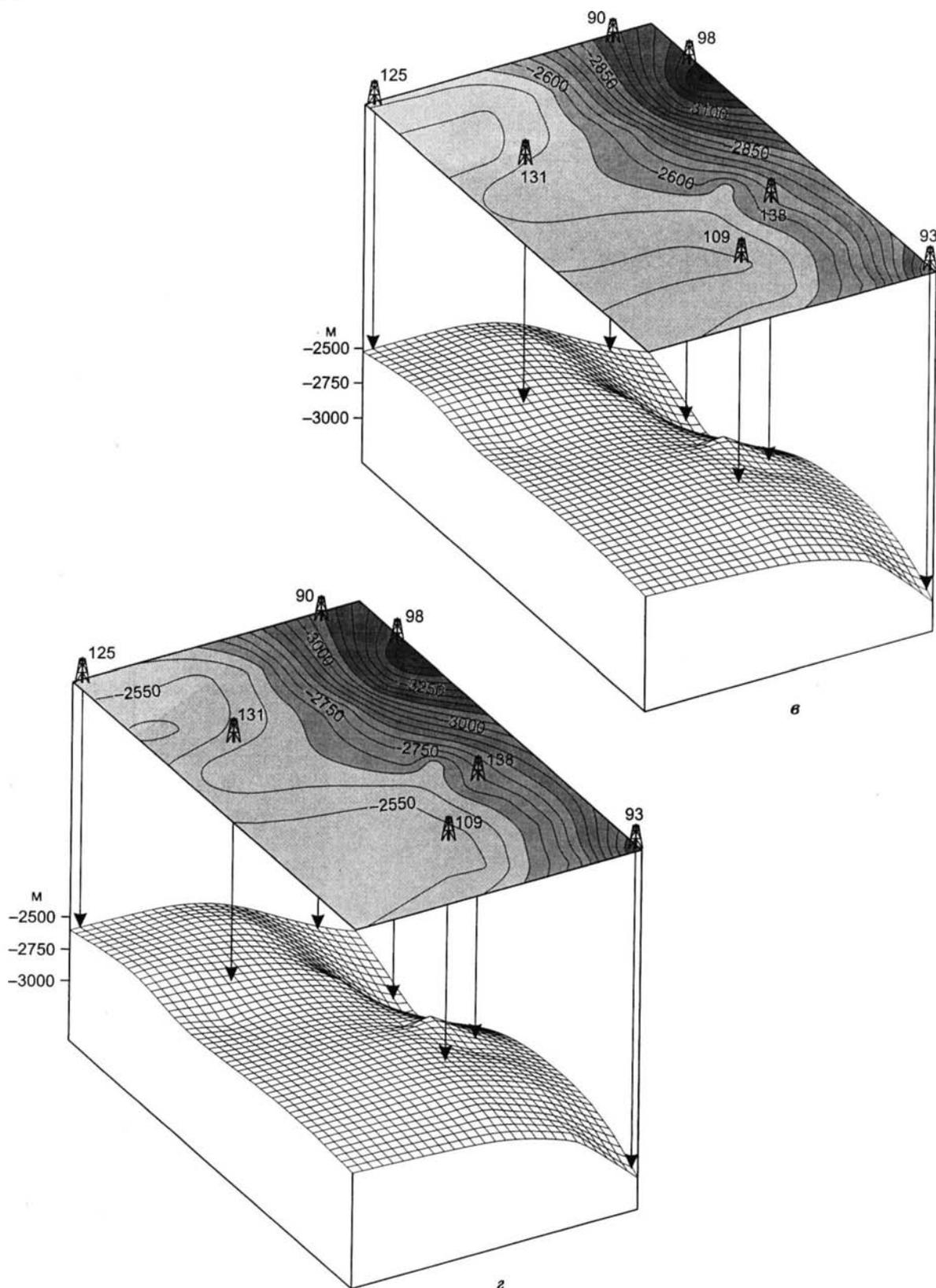


Рис. 75. Глубина залегания и рельеф кровли малышевской (а), подошвы лайдинской (б), подошвы китербютской (в) и подошвы левинской (г) свит на Новопортовской площади (д).

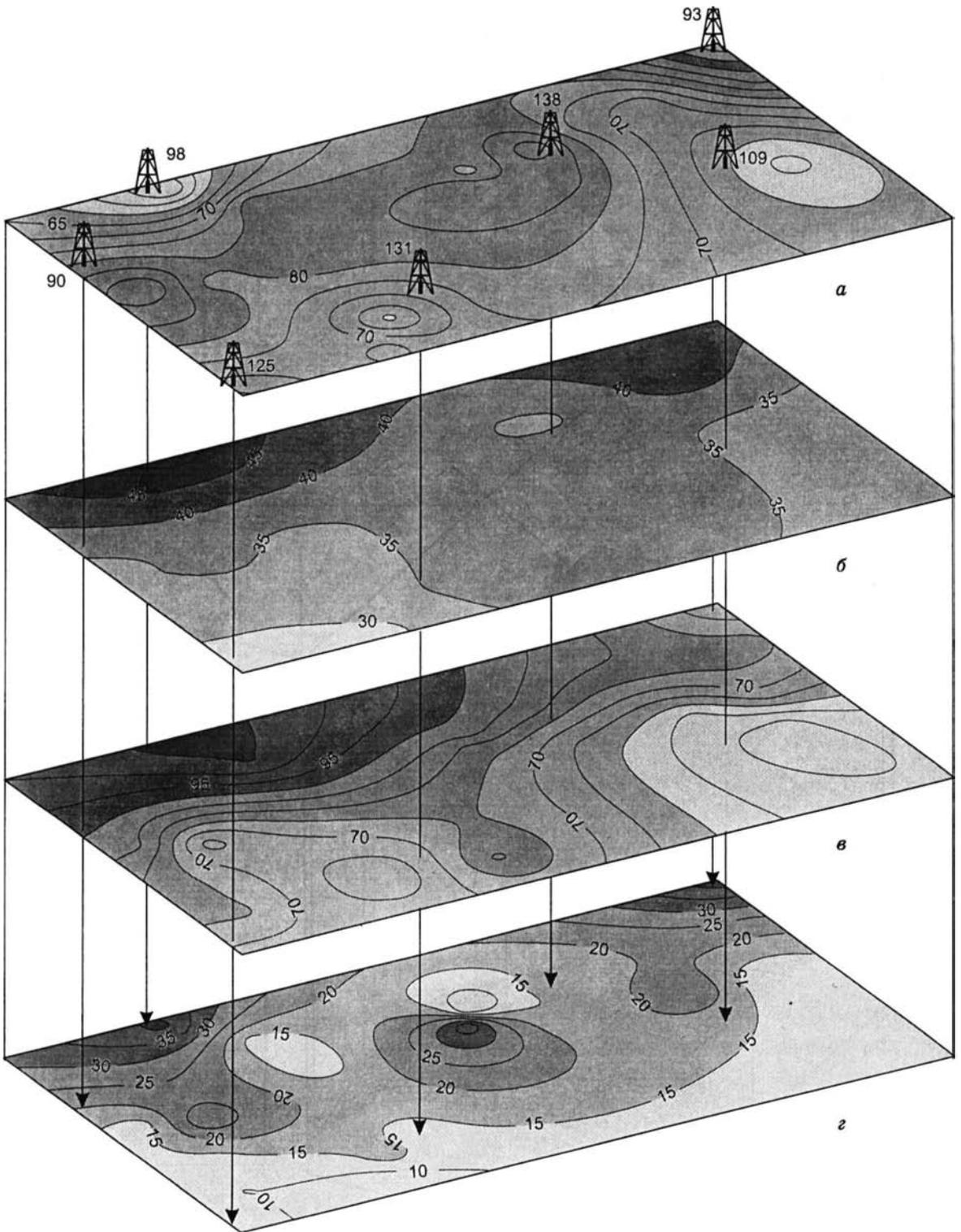


Рис. 76. Мощности надояхской (а), китербютской (б), шараповской (в) и левинской (г) свит на Новопортовской площади (местоположение скважин см. рис. 75).

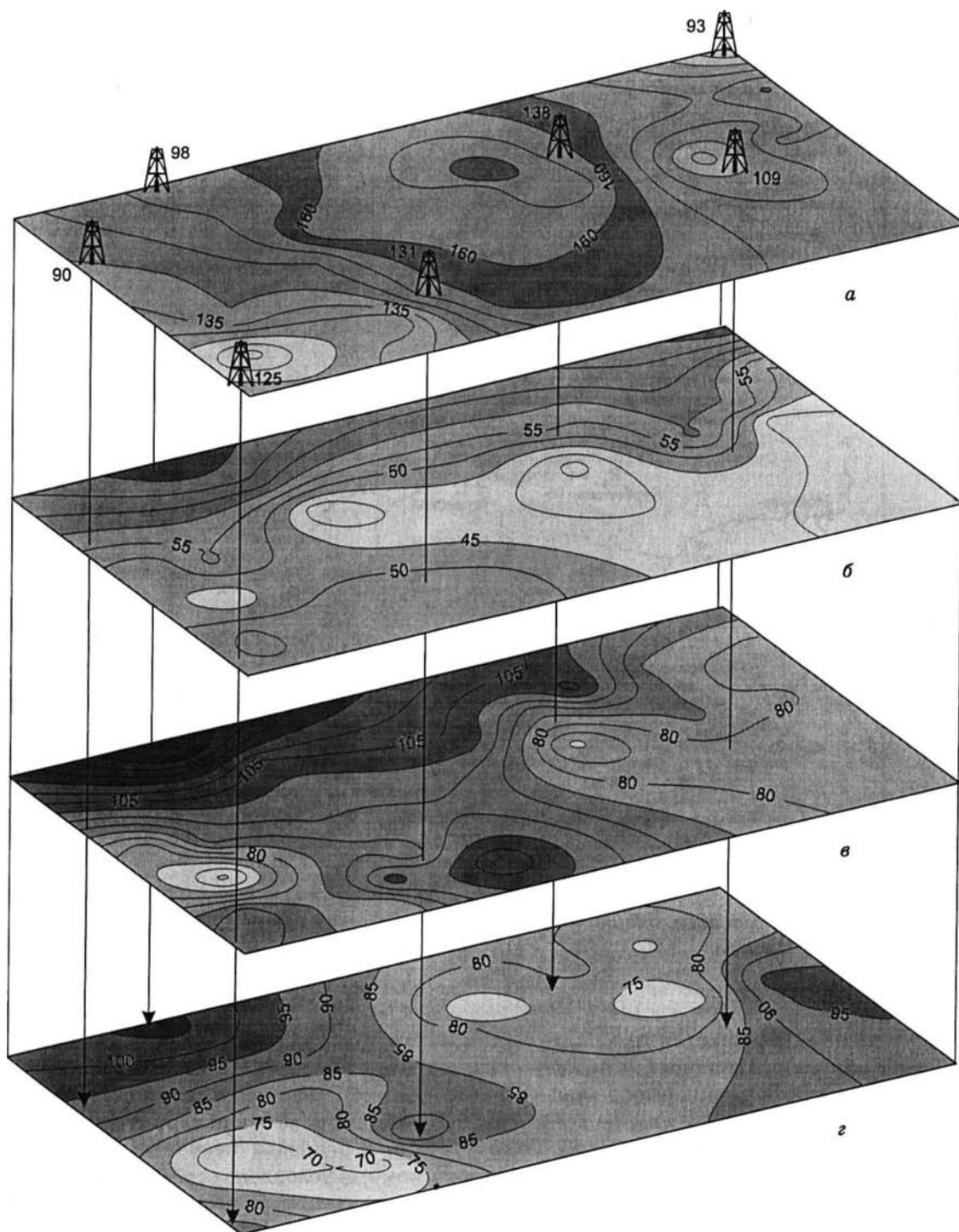


Рис. 77. Мощности малышевской (а), леонтьевской (б), вымской (в) и лайдинской (г) свит на Новопортовской площади (местоположение скважин см. рис. 75).

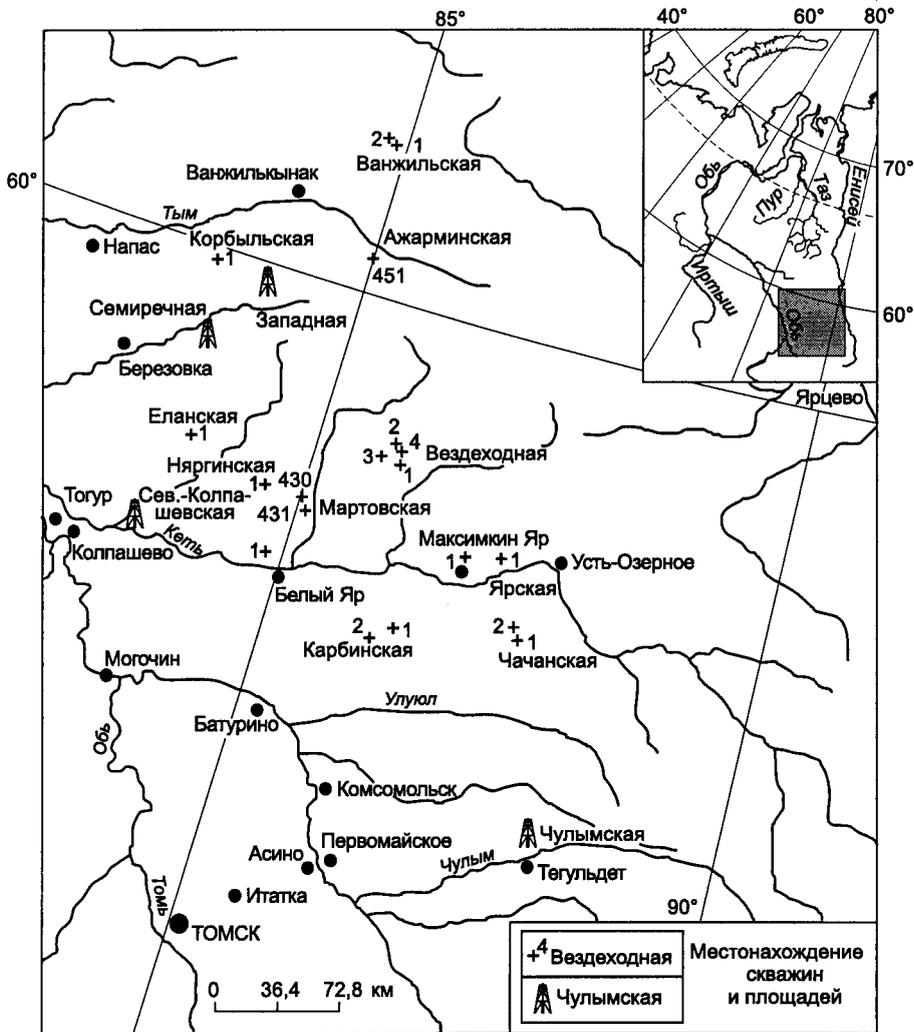


Рис. 78. Положение основных площадей и скважин, вскрывших юрскую толщу на крайнем юго-востоке Западной Сибири.

разрезу постепенно сокращается латеральный градиент изменения мощностей литостратонов. К келловее и верхней юре мощности уже относительно выровнены по всей территории (рис. 81). Максимумы мощностей нижнеюрских литостратонов послекитербютской толщи вначале сосредоточены, как и китербютские, в районе Вездеходной площади, а в средней юре контуры их зон уже существенно шире ("картина заполнения впадины") (см. рис. 79). В келловее и начале поздней юры депоцентры осадконакопления, судя по латеральному распределению мощностей, смещены к обрамлению

описываемой территории (см. рис. 81). Сокращение мощности отлагаемых в георгиевско-баженовское время осадков в северо-западных районах изученной территории (при отсутствии в разрезах песчаных пластов), по-видимому, обусловлено особенностями режима седиментации (а возможно, отчасти, и преобразований на стадии диагенеза) исключительно тонкозернистых (глинистых) толщ.

Латеральные ряды свит и подсвит, сменяющих друг друга на территории фациальных областей и районов Сибири, выглядят следующим образом (см. рис. 28, 29).

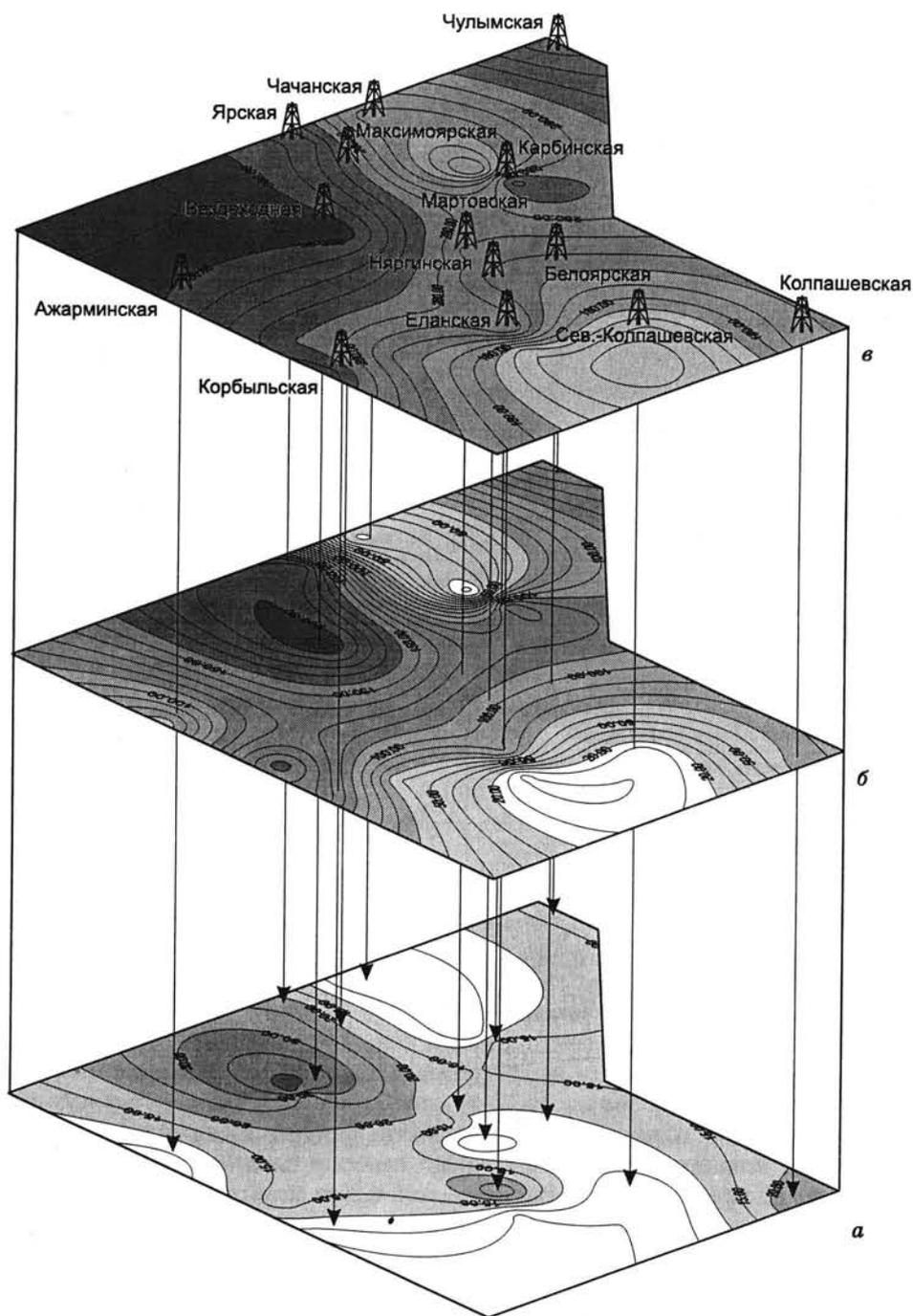


Рис. 79. Мощности юрских горизонтов на крайнем юго-востоке Западной Сибири (местоположение скважин см. рис. 78):
 а – китербютского, б – надояхского и лайдинского, в – вымского, леонтьевского и малышевского.

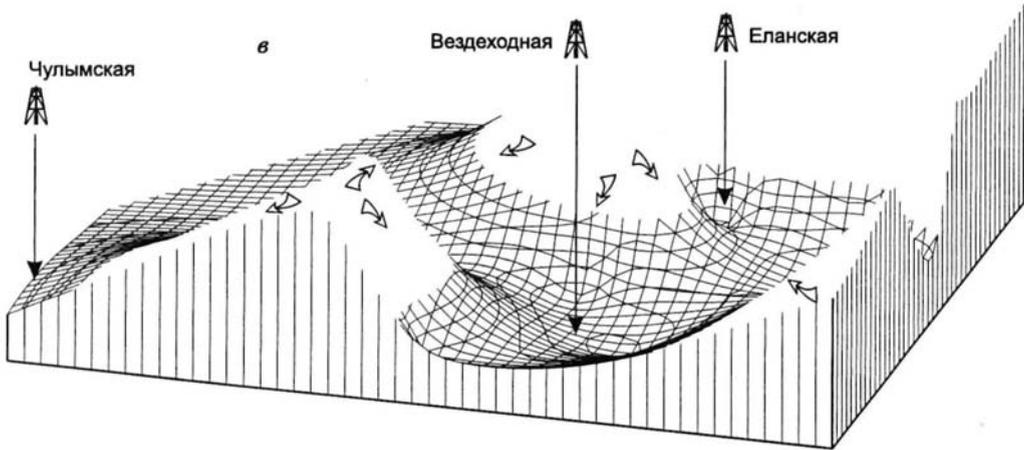
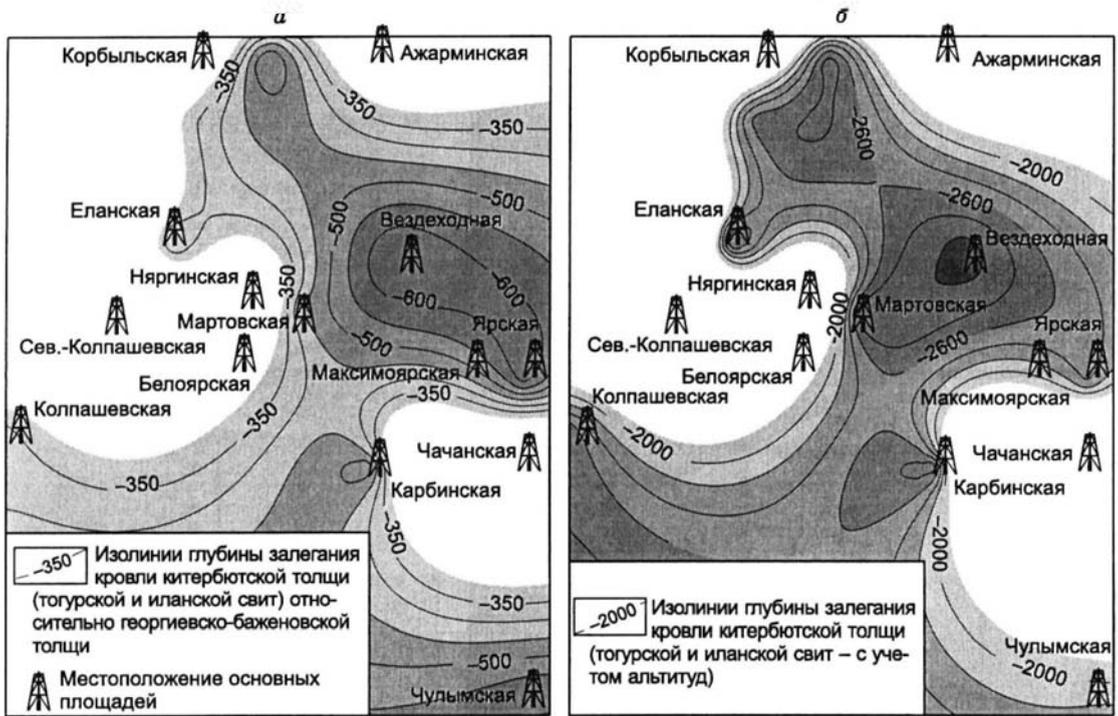


Рис. 80. Глубина залегания кровли китербютского горизонта относительно георгиевско-баженовской толщи (а) и от современной поверхности (б) на крайнем юго-востоке Западной Сибири (местоположение скважин см. рис. 78) и рельеф поверхности китербютского горизонта (в) (стрелки – предполагаемые направления сноса).

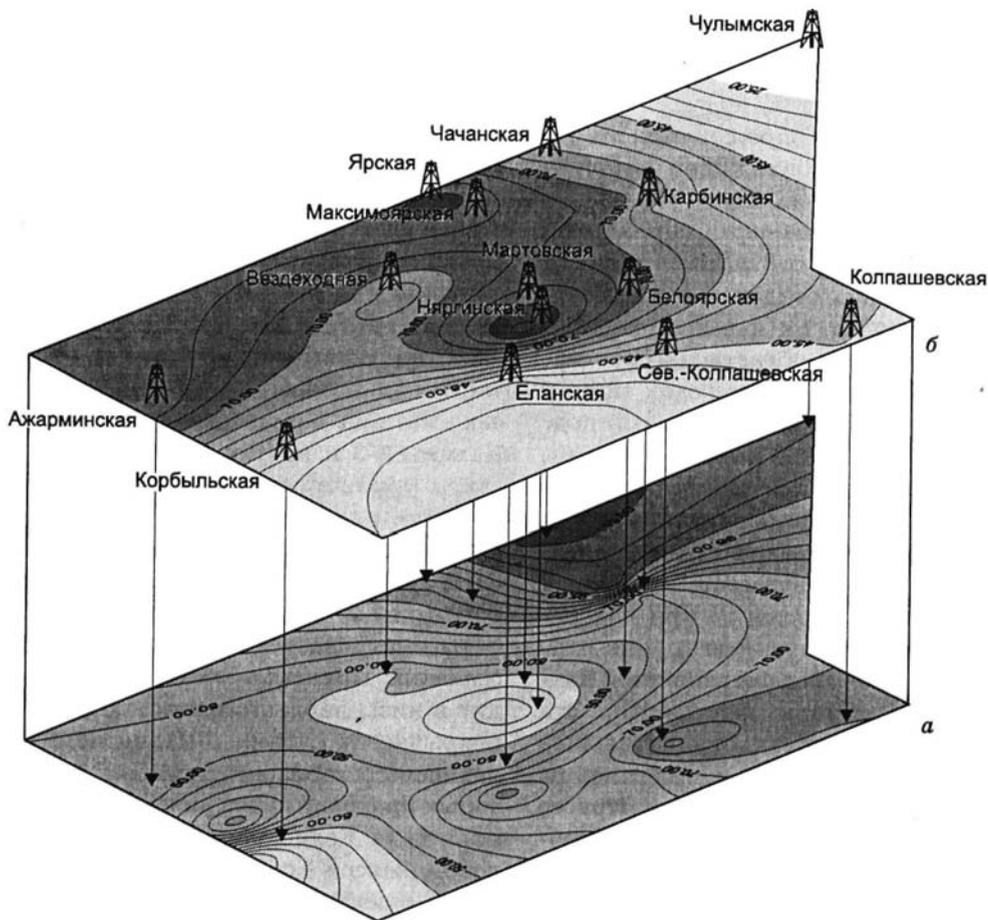


Рис. 81. Мощности юрских горизонтов на крайнем юго-востоке Западной Сибири (местоположение скважин см. рис. 78):

a — васюганского, *б* — георгиевского и баженовского.

Нижняя и средняя юра

Зимний горизонт

Для Обь-Иртышской фациальной области в настоящее время нет данных о степени развития геттанг-раннеплинсбахских отложений. Имеются лишь разрозненные определения соответствующих спорово-пыльцевых комплексов из нижней части яны-маньинской (Лидер, 1957) и глушинской (Адаменко, Портнова, 1967) свит, с которыми частично коррелирует нижняя подсвита макаровской свиты (А.Н. Ситникова в книге М.С. Пельдякова (1954)) Чулымо-Енисейского фациального района. Макаровская свита выделена по разрезам правобережья р. Чулым (Стратиграфо-палеонтологическая основа..., 1972). Наиболее полный разрез этой свиты

вскрыт скв. Чулымской-1 (Полякова, 1961) (см. рис. 78). Строение разреза макаровской свиты в скв. Чулымской-1 весьма сходно с таковым скв. Мариинской опорной. Следует отметить лишь сокращение мощности пластов угля и несколько большую крупнозернистость пород в скв. Чулымской-1.

Нижняя подсвита макаровской свиты обычно с размывом залегает на палеозое, в подошве отмечаются прослойки гравийника с галькой, выше песчаники светло-серые, мелкозернистые, с линзами и обломками угля, зеленоватых сланцев, базальта, с прослоями черных углистых аргиллитов, иногда алевролитовых. Песчаники характеризуются КС от 15 до 65 Ом·м, на кривой ПС им отвечает депрессия до 25 мВ, КС глин от 4 до 12 Ом·м. Мощность подсвиты в Чулымо-Енисейском фациальном районе меняет-

ся от 25 до 60 м. Возраст ее по данным СПК определяется как геттанг?-синемюрский. Здесь встречены спорово-пыльцевые комплексы слоев 2. Таким образом, положение подсвиты достаточно четко определяется на региональной шкале, как входящей в состав зимнего горизонта (см. рис. 28).

В разрезах нижней юры переходной Обь-Тазовской фациальной области имеется ряд палинологических свидетельств присутствия нижнего лейаса. На юго-востоке Обь-Тазовской фациальной области в Нюрольском и Тымском фациальных районах зимний горизонт представлен нижеурманской подсвитой (Егорова, 1992). Урманская свита, объемлющая здесь зимний, левинский и шараповский горизонты, по материалам ГИС и особенностям литологической характеристики, известным по керну многочисленных скважин, отчетливо делится на три подсвиты: нижнюю, соответствующую группе пластов Ю₁₇, среднюю — средней глинистой пачке и верхнюю — группе пластов Ю₁₆. Эта свита залегает в пределах отрицательных структур первого порядка, выклиниваясь на склонах положительных структур первого порядка. Мощность урманской свиты колеблется от 0 в зоне выклинивания до 150–180 м в наиболее погруженных участках депрессий, закономерно увеличиваясь по мере погружения пород фундамента за счет наращивания разреза новыми стратиграфическими уровнями. Наиболее полные разрезы свиты вскрыты на территории Томской области в скважинах Налимьей-3, Тальяновской-1, Пономаревской-2 (рис. 82) и др.

Нижняя подсвита урманской свиты на юго-востоке Западной Сибири распространена фрагментарно в наиболее погруженных участках в пределах отрицательных структур первого порядка. Возраст соответствующих ей отложений по данным СПК ранее был определен как геттанг-синемюрский в скв. 2 Черталинской площади (инт. 3410–3414 м) (Кабанова и др., 1989). По современным данным — это СПК 2-3, возраст которого в скв. Пономаревской-2 (Нюрольский район) предполагается как синемюр-раннеплинсбахский (Конторович и др., 1995б). Заметим, что собственно геттангский палинокомплекс в разрезах юго-востока Западной Сибири пока не обнаружен (обычны в самых низах юры палинокомплексы 2-3) (см. рис. 10, 28) (Шурыгин и др., 1995; и др.). Строго гово-

ря, спорово-пыльцевой комплекс, указываемый из скв. Черталинской-2, не позволяет точно определить возраст, можно лишь предполагать, что он не древнее такового палинозоны 2, которая на севере Сибири захватывает верхи геттанга снизу, но не моложе палинозоны 3, заходящей верхней своей частью в низы верхнего плинсбаха. В Западной Сибири соответствующий палиностратон рассматривается как слои 2–3 без расчленения, нижняя граница которых точно не установлена, но указывается, что они отвечают и части палинозоны 2. Отметим, что в разрезах скважин Урманской-4, Толпаровской-1, Налимьей-3 и других в низах средней подсвиты урманской свиты (расчленение по каротажу), т. е. в глинах (казалось бы, аналог левинского горизонта), также обнаружен СПК 2-3, сходный с таковым из скв. Пономаревской-2. Возраст этого палинокомплекса рассматривается как синемюр-раннеплинсбахский. Причем, возможно, он даже заходит в низы верхнего плинсбаха, так как перекрывается слоями с палинокомплексом 4 левинского горизонта, нижняя граница которых проходит выше нижней границы верх-плинсбаха. Если сопоставлять глины с палинокомплексом 4 средней подсвиты урманской свиты с левинским горизонтом, то получается, что в отдельных скважинах глинистая средняя подсвита начинается на разных стратиграфических уровнях (см. рис. 28, 59). Следовательно, есть основания предполагать фациальные замещения по латерали песчаников и алевролитов (группа песчаных пластов Ю₁₇ — по классификации томских геологов соответствуют Ю₁₂ — по классификации тюменских геологов) верхней части нижней подсвиты (т. е. зимнего горизонта) глинами. Развитие этих отложений в узких линейных впадинах внутри Пуровского прогиба и Тымской впадины предполагается нами по материалам стратиграфической интерпретации временных разрезов МОГТ.

На большей части территории Обь-Тазовской фациальной области (Надымский, Уренгойский, Часельский и частично Варьеганский и Приенисейский фациальные районы) в пределах зимнего горизонта развита береговая свита (?геттанг, ?синемюр-низы верхнего плинсбаха) со стратотипом на Береговой площади (Гурари и др., 1988а). Из фауны в береговой свите найдены только конжостраки, а самые древние из выделен-

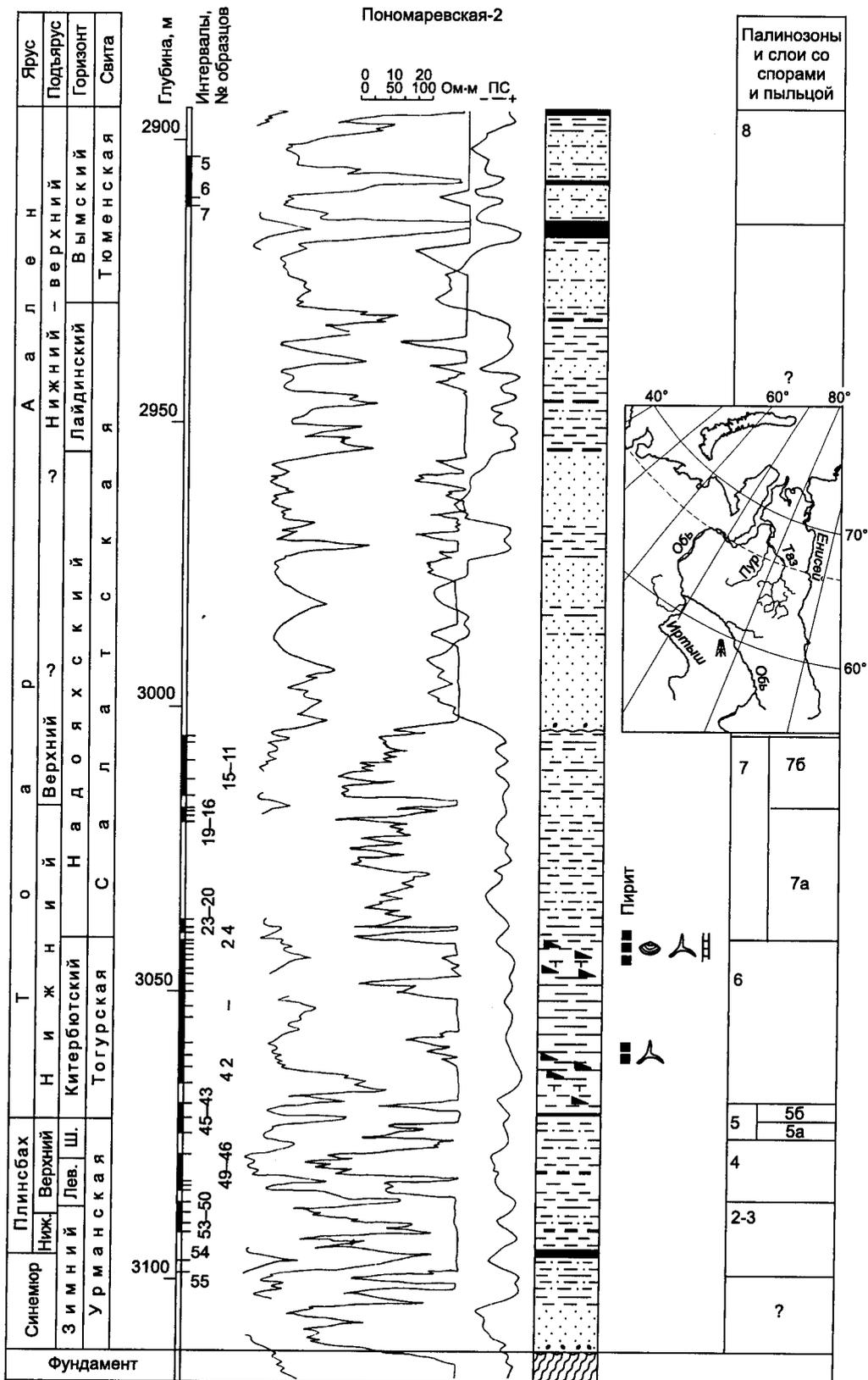


Рис. 82. Расчленение, палеонтологическая, лито- и биостратиграфическая характеристика нижней и средней юры, вскрытой скв. Пономаревской-2.
Усл. обозн. см. рис. 17, 28, 29, 88.

ных палинокомплексов (в Уренгойских, Таркосалинских, Стахановских и Варьеганских скважинах) свидетельствуют о присутствии палинослоев 2–3 (т. е. верхней половины зимнего горизонта). Таким образом, взаимоотношение нижней части свиты с подстилающими ее триасовыми или палеозойскими толщами пока не достаточно ясно.

Береговая свита сложена дельтовыми, аллювиальными, озерно-лагунными, мелко-водно-морскими серыми, светло-серыми разнотернистыми песчаниками, гравелитами, конгломератами, темно-серыми алевролитами, аргиллитами, иногда с прослоечками углей. В центральной и южной частях Надым-Тазовского междуречья для свиты характерно переслаивание мощных (до 50–70 м) пачек песчаников с прослоями гравелитов и конгломератов, с менее мощными (до 35 м) пакетами алевролитов и аргиллитов. Песчаники разнотернистые — от мелко- до крупнотернистых с глинистым или карбонатным цементом, часто с косою слоистостью. В конгломератах преобладают гальки кварца, кремней, эффузивных пород. Мелкотернистые алевролиты и аргиллиты часто содержат растительный детрит, горизонтально и волнисто-слоистые. Для свиты характерны скопления на отдельных уровнях *Conchostraca*, остатков флоры. Мощность береговой свиты и ее аналогов по скважинам колеблется от 170 до 420 м. Анализ временных сейсмических разрезов показывает, что в прогнутой части плиты она может достигать 600 м. В целом береговая свита в центральных частях Западной Сибири развита относительно фрагментарно в наиболее погруженных участках, но судя по новым данным, она более широко распространена, чем это показано на официально утвержденной схеме (Решения..., 1991). Максимальная глубина залегания свиты 4500–5500 м фиксируется в наиболее прогнутых центральной и северной частях Надым-Тазовского междуречья.

В западных районах Обь-Тазовской фациальной области (Фроловский фациальный район) с береговой свитой коррелирует нижняя подсвита шеркалинской свиты (Иштирякова, 1968 — см. выше дискуссию), развитая крайне фрагментарно и выполняющая наиболее погруженные участки. Подсвита сложена переслаиванием разнотернистых и груботернистых песчаников (преимущественно

речных и временных потоков), гравелитов с прослоями темных, буровато-серых алевролитов и аргиллитов, встречаются прослойки мелкогалечных конгломератов.

В разрезах фациальных районов северо-западного обрамления Сибирской платформы в низах юры обособляется зимняя свита (геттанг-низы верхнего плинсбаха) с типовыми разрезами в Усть-Енисейском районе (Байбародских и др., 1968). Свита развита на территории Ямало-Гыданской и в западной половине Лено-Енисейской фациальных областей. Это морские, прибрежно-морские темно-серые, серые, буроватые аргиллиты, алевролиты, зеленовато-серые песчаники с прослоями гравелитов и конгломератов. Галька и гравий обычно рассеяны по всей толще и представлены окатанными и угловато окатанными обломками кварца, кремней, эффузивов, глинистых и карбонатных пород. В низах зимней свиты над базальными конгломератами практически повсеместно залегает маркирующая пачка глинистых пород мощностью до 30–40 м, на востоке территории содержащая макро- и микрофауну предположительно геттангского возраста, а в Западной Сибири сопоставляемая с отражающим горизонтом Ia. Нижняя половина зимней свиты слабо охарактеризована остатками макрофауны, тем не менее здесь обнаружены комплексы двустворок, характерные для b-зон *Pseudomytiloides sinuosus*, *Meleagrinnella subolifex*, *Harpax ex gr. spinosus*. В верхней части свиты встречены *Amaltheus cf. stokesi* (Анабарский район) и двустворки b-зоны *Velata viligaensis*. Комплексы микрофауны в нижней части свиты обеднены, постепенно обогащаясь к верхам. Здесь установлено присутствие f-зон *Trochammina sublapidosa*, *T. inusitata* и *Turritella volubilis*, а также f-зона *Ammodiscus siliceus*, являющаяся прекрасным репером и прослеживающаяся по обрамлению Сибирской платформы и на севере Западной Сибири, f-зоны *Trochammina lapidosa* и *Frondiculinita dubiella* и o-зона *Ogmoconcha longula*. На севере Западной Сибири (Усть-Енисейский и Ямало-Гыданский районы) палеонтологически охарактеризована только верхняя часть свиты. Здесь установлено присутствие слоев с двустворками *Harpax laevigatus* и *Anradulonectites* и слоев с фораминиферами *Trochammina inusitata*, *Ammodiscus siliceus*. Мощность свиты по простиранию меняется в широких пределах (180–600 м).

На территории Лено-Анабарского фациального района аналогом зимней свиты является нижняя часть глинистой морской кыринской, а в Жиганском — нижняя песчано-алевритно-глинистая подсвита моторчунской свиты, содержащие остатки представителей морской фауны. Кыринская свита (стратотипическая местность — реки Буур и Келимяр) (Девятков, Казаков, 1985) общей мощностью около 200 м (геттанг-плинсбах) нацело сложена глинами, редко — алевролитами темно-серыми, часто с большим количеством желваков и конкреций карбонатного состава, и только в погруженной части структур в составе свиты появляются прослойки мелко- и среднезернистых песчаников мощностью до первых метров. В низах кыринской свиты встречены первые в юрской толще аммониты *Psiloceras planorbis* (Князев и др., 1991; и др.). Свита охарактеризована многочисленными и разнообразными двустворками b-зон *Pseudomytiloides sinuosus*, *Meleagrinea subolifex*, *Harpax ex gr. spinosus*, *Velata viligaensis*, *Anradulonectites incertus*, *Harpax laevigatus*, *Tancredia kuznetsovi*. В ориктоценозах верхней части свиты вновь появляются аммониты *Amaltheus* sp. (см. рис. 58). Здесь же наблюдается полная последовательность геттанг-плинсбахских f-зон, за исключением терминальной f-зоны *Recurvoides taimyrensis*: *Trochammina sublapidosa*, *T. inusitata* и *Turritella volubilis*, *Ammodiscus siliceus*, *Trochammina lapidosa* и *Frondiculinita dubiella*, *Conorboides buliminoides*, *Anmarginulina gerkei*, *A. arctica*. В основании свиты встречен комплекс древнейших северосибирских юрских остракод с *Ogmoconcha buurensis*, а несколько выше — комплексы остракод, характерные для o-зоны *Ogmoconcha longula* и слоев с *Nanacythere costata*.

Нижняя часть нижней юры в Жиганском фациальном районе обособляется как нижнемоторчунская подсвита (геттанг-низы верхнего плинсбаха) с типовым разрезом по берегам р. Моторчуны (Кирина и др., 1978), представленная алевролитами и песчаниками с прослоями и пачками аргиллитов, рассеянной галькой и валунами, обломками углефицированной древесины, многочисленными остатками беспозвоночных. Для ориктоценозов подсвиты характерны *Meleagrinea* cf. *subolifex*, *Anradulonectites anabarensis*, *Otapiria limaeformis*, *Tancredia* aff. *kuznetsovi*,

Velata viligaensis и др. (Князев и др., 1981, 1991; и др.). В верхах подсвиты встречены аммониты *Amaltheus* sp. Установлены комплексы фораминифер, типичные для f-зон *Trochammina sublapidosa*, *T. inusitata* и *Turritella volubilis*, *Ammodiscus siliceus* и низов f-зоны *Trochammina lapidosa*—*Frondiculinita dubiella*. Остракоды представлены комплексами с *Ogmoconcha longula*, *Nanacythere costata*. Мощность подсвиты до 60 м.

В переходной Лено-Вилуйской области зимний горизонт формировался на дельтовой платформе, временами заливаемой морем, поэтому фациальный облик алевритно-песчаных килляхской (120 м; типовые разрезы в береговых обрывах среднего течения р. Алдан (Кошелкина, 1957)), устьвилуйской (около 300 м; Усть-Вилуйский район (Горшенин и др., 1961)) свит и нижней подсвиты кызылсырской свиты (около 200 м (Сластенов и др., 1976)), относящихся к геттангу-низам верхнего плинсбаха, чрезвычайно пестры, а четкость корреляционных признаков пластов часто теряется (см. рис. 26, 83). Толщи сложены пачками чередования (снизу вверх) песчаников, алевролитов и аргиллитов. Причем пакеты чередующихся пород имеют мощность от долей до первых метров, а мощность песчаных прослоев в них увеличивается в северо-восточном направлении. Свиты охарактеризованы редкими остатками бентоса, лишь в нижней подсвите кызылсырской свиты встречены *Harpax ex gr. laevigatus*, *Tancredia* aff. *kuznetsovi* и геттанг-синемюрские фораминиферы. Более постоянен состав амбарюлегирской свиты, выделенной в бассейне р. Кюндюдей Западного Верхоянья (Сластенов, 1978). Это преимущественно песчаники, часто крупнозернистые, с прослоями конгломератов, пачками алевролитов и аргиллитов. Остатки морского бентоса в керне скважин и обнажениях западного склона Верхоянья очень редки.

Выделяемая в прибортовой части Вилуйской синеклизы укугутская свита (геттанг-низы верхнего плинсбаха) со стратотипом в бассейне р. Вилуй (Арсеньев, Иванова, 1954) имеет преимущественно аллювиальный генезис и представлена в низах разреза обычно конгломератовой пачкой (с прослоями песчаников, обломками углефицированной древесины, желваками марказита), а выше песчаниками и крупнозернистыми алевролитами с прослоями и пачками аргилли-

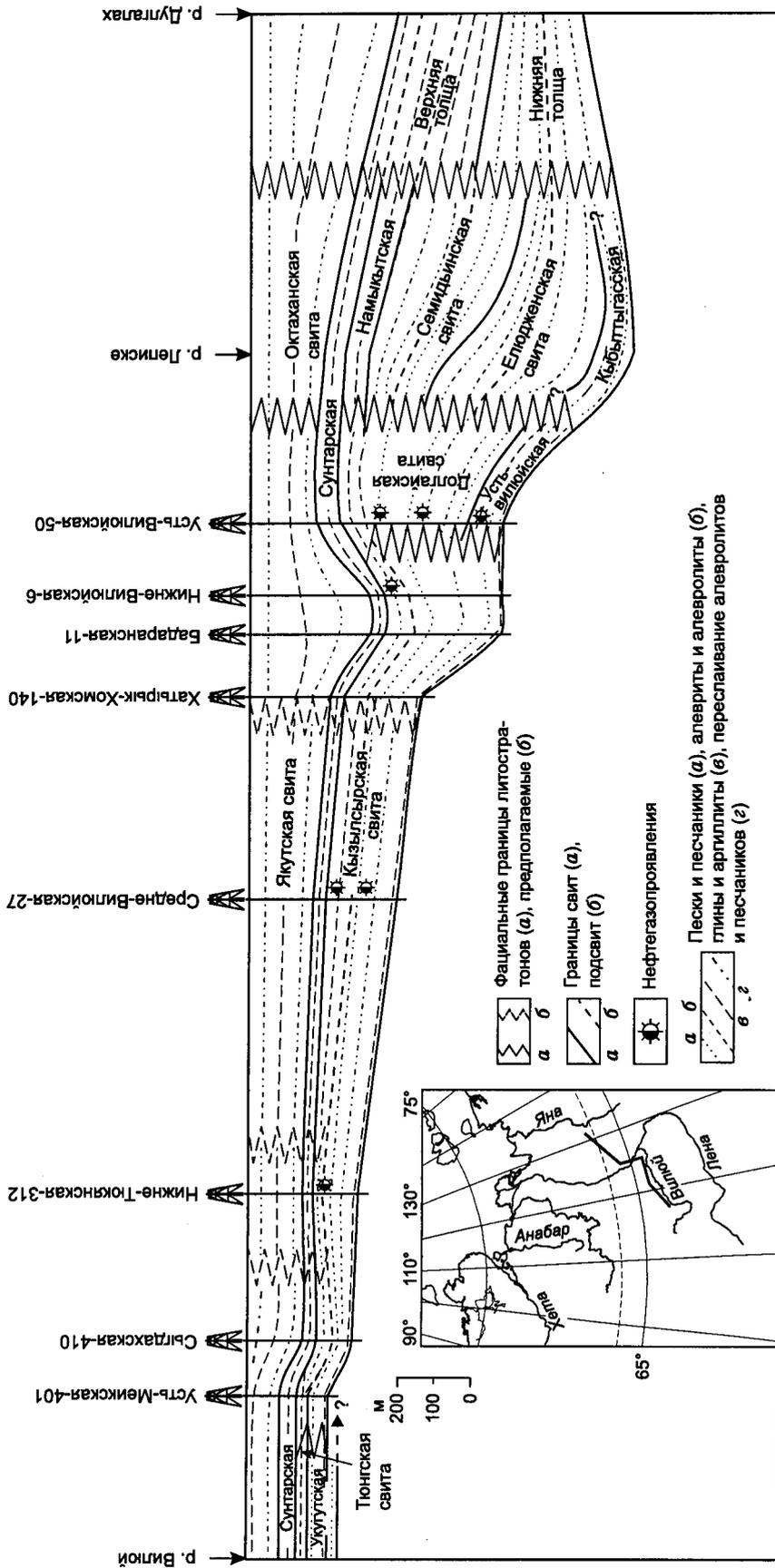


Рис. 83. Палеогеологический разрез нижней и средней юры Вилюйской синеклизы (р. Вилюй – р. Дулгалах).

тов. На р. Вилюй в аргиллитах верхней части свиты встречены остатки морского бентоса. Из двустворок здесь характерны "*Pseudomytiloides*" ex gr. *rassochaensis* и др., более разнообразны фораминиферы и остракоды (*Ammodiscus siliceus*, *Turritellella volubilis*, *Trochammina lapidosa* и др., *Ogmoconcha longula*, "*Mandelstamia*" spp.). На всей территории Вилюйской синеклизы в основании геттанг-нижнеплинсбахских отложений выделяется пачка морских геттангских аргиллитов (20–30 м). Она служит хорошим репером: в разрезах глубоких скважин по подошве этих аргиллитов проводится граница триасовых и юрских свит. Мощность отложений колеблется от 100 до 650–700 м и увеличивается на востоко-северо-восток.

Левинский горизонт

В разрезах скважин Обь-Иртышской фациальной области присутствие левинского горизонта, как и зимнего, предполагается чаще всего по материалам интерпретации сейсмических данных. Вместе с тем в яныманьинской свите (Приуральский фациальный район) и среднемакаровской подсвите (Чулымо-Енисейский фациальный район) установлены типичные для левинского горизонта спорово-пыльцевые комплексы. Наиболее хорошо к настоящему времени изучена среднемакаровская подсвита, представленная аргиллитами темно-серыми, углистыми с прослойками и пластами угля и редкими светло-серыми пропластками песчаника с обильным обугленным растительным детритом. Значения КС меняются от 10 (глинистые породы) до 125 Ом·м (пласты угля). Мощность подсвиты в Чулымо-Енисейском фациальном районе меняется от 15 до 60 м. В скв. Чулымской-1 она равна 31 м. Возраст по данным СПК определен как нижний-низы верхнего плинсбаха (палинозоны 3 и 4). На крайнем северо-востоке Обь-Иртышской фациальной области в Ажарминском фациальном районе левинский горизонт представлен среднеурманской подсвитой, залегающей на породах фундамента. Мощность подсвиты в этом районе изменяется от 10 до 20 м. Представлена она зеленоватыми темно-серыми аргиллитами с прослойками алевролитов и песчаников. На Вездеходной площади (скв. 4) (рис. 84) из алевролитов средней подсвиты урманской свиты (инт. 3103,4–3097,0 м) получены палиноком-

плексы, характерные для палинозоны 4 — *Stereisporites* spp., *Uvaesporites argenteaformis*, *Cycadopites dilucidus* (см. рис. 39). Такие палиноспектры обычны для верхней части левинского горизонта. Интересна находка в этих палиноспектрах зеленых водорослей *Schizosporis limbatus* Пжина, близких к современному зигнемовым, которые характерны для пресноводных бассейнов озерного типа.

В переходной Обь-Тазовской области (см. рис. 55) в составе левинского горизонта установлена ягельная свита со стратотипом в скв. Уренгойской-414 (инт. 4854–4928 м) (Бочкарев и др., 1989). Несколько позднее в тех же фациальных районах была выделена таркосалинская свита (нижняя часть верхнего плинсбаха) со стратотипом в скв. Западно-Таркосалинской-99 (Казаков, Девятов, 1990). Согласно правилу приоритета в предлагаемых нами схемах используется ягельная свита. Она представлена прибрежно-морскими, продельтовыми, озерно-лагунными серыми, темно-серыми мелкозернистыми глинистыми алевролитами, иногда с рассеянной галькой, аргиллитами с прослойками крупнозернистых разностей и мелкозернистых песчаников, с растительными остатками, иногда с мелкими прослойками параллических углей. Мощность свиты в зоне ее распространения колеблется в пределах 30–150 м. В центральной части Западной Сибири мощность ягельной свиты достаточно стабильна: от 17 м на Рославльской площади, где она залегает на доюрском основании, до 20–45 м (Большекотухтинская, Тагринская, Варьеганская площади и др.). В более северных районах (Ярайнерская, Западно-Новогодняя, Стахановская площади и др.) мощность ягельной свиты колеблется от 35 до 50 м. Максимальных мощностей (70–150 м) свита достигает в наиболее погруженных участках (Уренгойская, Ево-Яхинская площади и др.).

Ягельная свита распространена более широко в разрезах Часельского, Варьеганского и Уренгойского районов, чем подстилающая ее зимняя, и именно с ней связывают фиксирующийся на сеймопрофилях сеймогоризонт T_{jag} (T_5). Стратиграфический диапазон свиты хорошо обоснован по находкам остатков фауны и флоры в разрезах скважин Западно-Новогодней-210 (двустворки, фораминиферы, спорово-пыльцевые комплексы и макроостатки флоры), Уренгойской-411 и

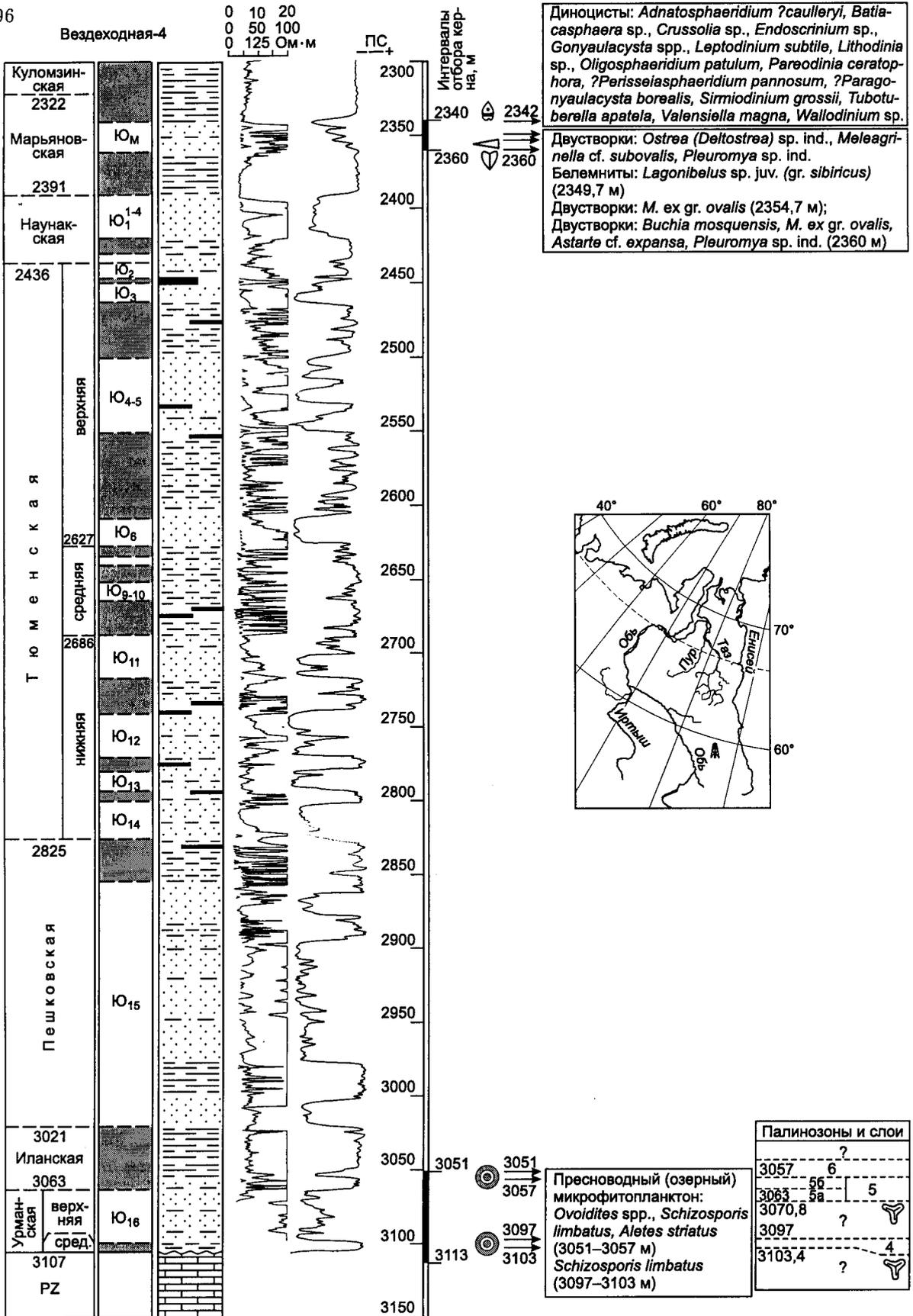


Рис. 84. Расчленение, палеонтологическая, лито- и биостратиграфическая характеристика юры, вскрытой скв. Вездеходной-4. Усл. обозн. см. рис. 17, 28, 29, 88.

Сутмутской-423 (спорово-пыльцевые комплексы) и др. В отдельных прослоях этой толщи (в Уренгойском фациальном районе) обнаружены раковины морских двустворок: *Kalentera* ex gr. *brodnaensis*, *Tancredia* sp. ind., *Dacryomya* ex gr. *nordvikensis*, *Homomya* sp. ind. и др. (скв. Западно-Новогодняя-210, инт. 3944–3917 м) (см. рис. 60), характерные для слоев с *Harpax laevigatus* и *Anradulonectites* верхнего плинсбаха, а также сопровождающие их комплексы фораминифер, типичные для f-зоны *Trochammina lapidosa*, и остатки остракод *Ogmosconcha* sp. ind.

В скв. Западно-Новогодней-210 ягельная свита с размывом залегает на палеозойских толщах. В самом основании свиты, в зоне контакта с палеозойскими известняками (инт. 4091–4096 м), в палиноспектрах встречена как юрская пыльца *Coniferales*, *Cycadopites* и *Ginkgocycadophytus* и др., так и переотложенные верхнедевонские споры *Dictyotriletes* spp., *Apiculatisporites*, *Acanthotriletes*, *Retusotriletes* spp. и др. Вверх по разрезу уже в метре от зоны контакта обнаружены только юрские палинологические остатки, которые как и палинокомплексы из более высоких слоев (инт. 3944,0–3910,0 м) ягельной свиты характерны для палинозоны 4 — *Cycadopites* spp., *Stereisporites* spp., *Uvaesporites argenteaformis*, широко прослеженной в разнофациальных отложениях верхнего плинсбаха Восточной и Западной Сибири (Ильина, 1985, 19976; Пуртова, 1989; Костеша и др., 1990, 1991; Конторович и др., 1995а, б; Шурыгин и др., 1995; и др.).

На западе во Фроловском фациальном районе ягельная свита замещается средней подсвитой шеркалинской свиты (в валидном понимании стратиграфического объема последней) (см. рис. 28, 59), а на юге (Нюрольский и Тымский фациальные районы) — средней подсвитой урманской свиты (Егорова, 1992), которая распространена и в смежных окраинных зонах Обь-Иртышской фациальной области. Урманская свита к настоящему времени довольно хорошо изучена, и, как выяснилось, относительно широко распространена в Нюрольской впадине.

Средняя подсвита урманской свиты простирается на юго-восток Западной Сибири в пределах отрицательных структур первого порядка, выклиниваясь на склонах положительных структур первого порядка. Подсвита представлена аргиллитами серыми, тем-

но-серыми часто с буроватым или зеленоватым оттенком, черными с многочисленными остатками растительного детрита, участками углистыми, с линзами и прослоями углей (Бакчарская и Нюрольская впадины, Колтогорский прогиб), слюдистыми, реже опесчаненными и комковатыми с прослоями алевролитов, песчаников заглинизированных, не выделяющихся по гамма-каротажу, а также песчаных пропластков (от 2–3 до 8 м), выраженных в диаграммах ГИС (Колтогорский прогиб, Усть-Тымская впадина, восток Томской области). В целом для средней подсвиты, судя по материалам ГИС, характерны высокие значения кажущегося удельного сопротивления 75–50 Ом·м, кривая ПС положительная. На диаграммах наблюдается отклонение кривой ГК в сторону повышенных значений, достигающих 10–14. Мощность подсвиты составляет 40–60 м, в опесчаненных разрезах — до 100 м.

В большинстве скважин Нюрольской впадины именно к глинам средней подсвиты урманской свиты приурочены спорово-пыльцевые комплексы палинозоны 4, которые иногда встречаются и в низах вышележащих песчаников ($Ю_{16}$), следовательно, подсвита соответствует левинскому горизонту Западной Сибири. Вместе с тем есть и определения спорово-пыльцевых комплексов, характерных для палинослоев 2–3, из низов глинистой толщи, которая в некоторых скважинах, пробуренных в Нюрольской впадине, определялась по каротажу как средняя подсвита урманской свиты. Возможно, что эти образцы происходят из слоев фациального замещения верхней части нижней подсвиты, либо из глинистых прослоев в песчаниках $Ю_{17}$ (нижняя подсвита урманской свиты). Вопрос о стратиграфическом положении (либо возрастном скольжении) нижней границы среднеурманской подсвиты требует специальных детальных исследований.

В официально принятых схемах шеркалинская свита на территориях Нижнеобского и Фроловского районов (Красноленинско-Ярудейский район в прежних схемах) ограничена снизу пределами шараповского горизонта (Решения..., 1991). Однако при детальном изучении палинокомплексов из скв. 2797 Талинского месторождения удалось установить, что в нижней пачке свиты в этом разрезе (до сих пор обозначалась как пласт $Ю_{K11}$) отчетливо обособляются интервалы с

палинокомплексами, характерными для палинозон 4 и 5 (слои 5а) (Конторович и др., 1995а). Палинозона 4 отвечает по объему левинскому и низам шараповского (бывшего нижнеджангодского) горизонта. По-видимому, нет никаких оснований совмещать нижнюю границу шеркалинской свиты здесь с границей левинского и шараповского горизонтов. Полное обсуждение объема шеркалинской свиты приведено выше в специальной главе.

В фациальных районах северо-западного обрамления Сибирской платформы горизонт представлен типовой для него левинской свитой (нижняя часть верхнего плинсбах) со стратотипом в скв. Семеновской-1 (Байбародских и др., 1968), распространенной в Ямало-Гыданской фациальной области и на западе Лено-Енисейской области. Свита сложена морскими темно-серыми, иногда буроватыми аргиллитами и мелкозернистыми алевролитами с редкими маломощными прослоями песчаных контуритов и турбидитов. В краевых частях бассейна в этой толще часто встречается рассеянная галька кварца, кремней, эффузивных пород. Характерно также частое присутствие в породах крупных, видимых невооруженным глазом, раковин аммодискусов (*Ammodiscus siliceus*) (Булынникова и др., 1989). Обычно в левинской свите в комплексах фораминифер встречаются *Trochammina inusitata*, *T. lapidosa*, "*Textularia areoplecta*" и др. Из двустворок обнаружены *Harpax laevigatus*, *Malletia cf. nordica*, *Anradulonectites?* sp. ind. и др. Мощность свиты 100–160 м. Аналогичным образом, но с более обильной и разнообразной в ориктоценозах макро- и микрофауной горизонт представлен в Хатангском фациальном районе, где его мощность достигает 450 м (Шурыгин, 1978, 1987а,б; Никитенко, 1990; Князев и др., 1991; и др.).

В Лено-Енисейской и Лено-Вилуйской фациальных областях левинский горизонт представлен низами тюнговской свиты (стратотип в бассейне р. Тюнг) (Кирина и др., 1978), нижней частью ундюлюнговской свиты (стратотип в бассейн р. Кучу, Западное Верхоянье) (Зинченко и др., 1978), нижнеайркатской подсвитой (стратотип в низовьях р. Анабар) (Сакс и др., 1978), среднемоторчунской подсвитой (стратотип на р. Моторчуне) (Кирина и др., 1978) и верхнекызылсырской подсвитой (см. рис. 27, 28, 83). На этой территории свиты сложены преимущественно глинами и аргилли-

тами. Лишь в области подводного продолжения палеоделты (в центральной части Вилуйской синеклизы) для соответствующей толщи характерно переслаивание пачек аргиллитов и мелкозернистых песчаников. В нижней половине айркатской свиты, среднемоторчунской подсвите, тюнговской свите встречены аммониты *Amaltheus* spp. Эти и другие свиты охарактеризованы также комплексами двустворок b-зон *Harpax laevigatus*, *Velata viligaensis*, *Anradulonectites incertus*; фораминифер из f-зон *Trochammina lapidosa*–*Frondiculinita dubiella*, *Conorboides buliminoides* и др.; остракод из o-зоны *Ogmoconcha longula* и слоев с *Nanacythere costata* (Шурыгин, 1978; Князев и др., 1991; и др.). Мощность отложений до 160 м.

В Алданском, Китчанском и на востоке Вилуйского фациального района левинский горизонт представлен нижней половиной красноалданской (стратотип на р. Алдан, против пос. Охотский Перевоз) (Кирина и др., 1978), кюндюдейской (стратотип на р. Кюндюдей) (Сластенов, 1978) и долгайской (стратотип в Усть-Вилуйском районе) (Горшенин и др., 1961) свит (см. рис. 28, 83). Это преимущественно алевролиты и аргиллиты с прослоями песчаников. Последние максимально развиты в разрезах в низовьях р. Вилуей, где встречены аммониты *Amaltheus* spp., двустворки *Myophoria lingonensis*, *Harpax laevigatus* и фораминиферы *Ammodiscus siliceus*, *Ammobaculites* sp. и др. Мощность горизонта здесь в среднем не превышает 40–80 м.

Шараповский горизонт

В континентальной Обь-Иртышской области развития ниже-среднеюрских отложений Западной Сибири шараповский горизонт распространен довольно широко, но обычно представлен фрагментарно в пределах наиболее погруженных участков. Помимо частей яны-маньинской (на западе), глушинской (на крайнем юге) свит и верхней подсвиты макаровской свиты (в Чулымо-Енисейском фациальном районе), обособляются также верхние подсвиты шеркалинской (в Уват-Мегионском фациальном районе) и урманской (в Омском, Колпашевском и Ажарминском фациальных районах) свит, сложенные преимущественно континентальными грубообломочными породами и часто представляющие собой базальные слои юры в

скважинах этих районов. Обычно это аллювиальные, делювиальные, пролювиальные, озерные и озерно-болотные, эстуарные водораздельные песчаники и алевролиты с прослоями аргиллитов, гравелитов, конгломератов, редко углей. Часто в породах встречаются остатки макрофлоры. Обычны здесь палинокомплексы из палинозоны 4 и нижней части палинозоны 5.

К настоящему времени довольно хорошо изучена верхняя подсвита макаровской свиты, более широко распространенная в Чулымо-Енисейском фациальном районе, чем подстилающая ее средняя подсвита: кроме скв. Чулымской-1, она отмечена в разрезах нижней юры Ярской и Карбинской площадей, где залегает на породах фундамента. Судя по материалам ГИС, для подсвиты характерны КС 30–75 Ом · м, кривая ПС, мало расчлененная с небольшими депрессиями против пластов песчаника. Подсвита представлена песчаниками серыми, светло-серыми, иногда зеленовато-серыми от мелко- до грубозернистых, с редкими прослоями углистых аргиллитов, пропластками угля и серых тонкослоистых алевролитов. Мощность верхней подсвиты макаровской свиты меняется от 161 (скв. Чулымская-1) до 34 м (скв. Ярская-1). В песчаниках и алевролитах встречены спорово-пыльцевые комплексы верхнего плинсбаха и многочисленные остатки листовой флоры. Стратиграфическое положение подсвиты определяется на региональной шкале как соответствующее шараповскому горизонту.

Верхняя подсвита урманской свиты, с которой связана группа пластов Ю₁₆, также более широко развита в Ажарминском фациальном районе, чем подстилающая ее среднеурманская подсвита, и залегает на аргиллитах средней подсвиты или, в зонах выклинивания последней, на породах фундамента. Судя по материалам ГИС, подсвита характеризуется как песчаная с маломощными прослоями аргиллитов и алевролитов. Отмечены редкие прослои углей. Подсвита прослежена в скважинах Еланской, Мартовской и Вездеходной площадей (см. рис. 78, 84). Мощность изменяется от 8 до 34 м.

Возраст подсвиты по данным палинологии определяется как верхнеплинсбахский. В подсвите встречены спорово-пыльцевые комплексы, характерные для палинозоны 5 и, частично, в нижней части — для палино-

зоны 4. Наиболее полная палинологическая характеристика подсвиты в Ажарминском районе получена по образцам из скв. Вездеходной-4 (см. рис. 39). Здесь в интервале 3063,0–3097,0 м установлен палинокомплекс, типичный для палинозоны 5 (*Tripartina variabilis*) с *Cyathidites minor* Coup., *Tripartina variabilis*, *Leiotriletes*, *Piceapollenites* spp., *Disaccites*, *Stereisporites compactus* (Bolch.) Iljina, *S. bujargiensis* (Bolch.) Schulz, *?Equisetites*, *Lycopodiumsporites marginatus* Singh, *Osmundacidites* spp., *Obtusisporis corniger*, *Camptotriletes cerebriformis*, *Dipteridaceae*, *Cycadopites dilucidus*, *Ginkgocycadophytus*. Палинокомплексы, характеризующие нерасчлененную палинозону 5, определены Н.К. Глушко, Л.Н. Шейко, О.Н. Костеша и В.М. Кабановой из разреза скв. Вездеходной-3 (инт. 3088–3047 м) (Глушко, Шейко, 1987; Костеша и др., 1990).

Вдоль западных окраин Обь-Газовской фациальной области в пределах шараповского горизонта развита верхняя подсвита шеркалинской свиты (Фроловский фациальный район), а вдоль южных — верхняя подсвита урманской свиты (Нюрольский и Тымский фациальные районы). Большую центральную часть области занимает черничная свита (верхняя половина верхнего плинсбаха) со стратотипом в скв. Черничной-46 (Казков, Девятов, 1990). В официально утвержденных региональных стратиграфических схемах юры Западной Сибири эти отложения обозначались как пачка 1 нижней подсвиты горелой, котухтинской и худосейской свит (Решения..., 1991) (см. рис. 14). Черничную свиту слагают переслаивающиеся прибрежно-морские, дельтовые, лагунные, аллювиально-озерные серые, светло-серые мелко- и разнозернистые, гравелитистые песчаники с прослоями конгломератов, темно-серых алевролитов, аргиллитов. Обычны в этой толще остатки макрофлоры и спорово-пыльцевые комплексы, характерные для палинозоны 4 и палинослоев 5а (скважины Уренгойские, Варьеганские, Таркосалинские, Мессояхские и др.).

На западе территории черничная свита вскрыта в разрезе скв. Сугмутской-423 (инт. 3945–3815 м) (рис. 85), где она залегает на породах доюрского комплекса. Наибольшее сходство палинокомплекс из интервала 3876–3868 м разреза этой скважины имеет с палинокомплексами палинозоны 4 и, возмож-

но, слоев 5а. Близкий по составу палинокомплекс получен из самого основания черничной свиты скв. Западно-Новогодней-210 (инт. 3911–3834 м) (см. рис. 36, 60). Таким образом, низы этой свиты, по данным палинологии, могут быть соотнесены с нижней частью верхнего плинсбаха (см. рис. 28). В песчаниках и алевролитах из верхов черничной свиты (скв. Западно-Новогодняя-210, инт. 3857–3830 м) установлен иной палинокомплекс (см. рис. 36), соответствующий типичному для слоев 5а (самые верхи верхнего плинсбаха) (см. рис. 10). На востоке в скв. Верхне-Толькинской-5 вскрыты, вероятно, самые верхи черничной свиты (инт. 3617–3603 м), залегающей с размывом на породах доюрского основания. В этой скважине в низах описываемой толщи (глубина 3614 м) в песчаных, темно-серых алевролитах найдены фораминиферы *Trochammina lapidosa*, *Saccammina* sp., характерные для слоев с *Trochammina lapidosa*. Из этого же образца получен палинокомплекс, отвечающий нерасчлененной палинозоне 5 — *Tripartina variabilis*. В Варьеганском фациальном районе (Верхне-Коликъеганская площадь) в верхах черничной свиты установлен комплекс двустворок, характерных для слоев с *Tancredia kuznetsovi* (верхи верхнего плинсбаха). Таким образом, на основании комплекса макро-, микропалеонтологических и палинологических данных стратиграфический объем черничной свиты достаточно точно определен как отвечающий верхней части верхнего плинсбаха (см. рис. 28).

Черничная свита распространена более широко, чем ягельная, согласно залегая на последней или на породах доюрского основания. Минимальные мощности свиты (от 10 до 60 м) отмечаются в южных и восточных районах, где она, вероятно, представлена не в полном объеме (скважины Верхне-Толькинские, Верхне-Каралькинские, Вать-Еганские, Котухтинские, Верхне-Коликъеганские, Тагринские и др.). В центральной части территории, в которой черничная свита вскрыта в полном стратиграфическом объеме, мощности ее возрастают до 130 м (скважины Ярайнерские, Западно-Новогодние, Стахановские, Сугмутские, Западно-Перевальные, Варьеганские и др.), достигая максимума (140–270 м) в наиболее погруженных участках (площади Харампурская, Уренгойская, Геологическая, Ево-Яхинская и др.).

Верхняя подсвита урманской свиты, занимающая большую площадь в Нюрольском и Тымском фациальных районах в пределах депрессионных структур первого порядка, к настоящему времени довольно детально изучена. Подсвита сложена преимущественно песчаниками с маломощными (2–3 м) прослоями аргиллитов и алевролитов. Песчаники серые, темно-серые, мелко-, средне-, реже крупнозернистые с включениями гальки и зерен гравийной размерности, с растительным детритом. Алевролиты серые и светло-серые, крепкие, массивные, участками известковистые или песчаные. Аргиллиты серые и зеленовато-серые, участками опесчаненные и алевролитистые, комковатые, трещиноватые. Отмечены неслоистые песчаники. Слоистость горизонтальная, волнистая, косая за счет растительного детрита, галек пород, прослоев аргиллита. Для подсвиты характерно, что на гипсометрически более высоких отметках фундамента часто происходит фациальное замещение песчаников аргиллитами, алевролитами, углями. Возраст подсвиты определяется преимущественно по данным палинологии. Во многих скважинах Нюрольского фациального района в подсвите обнаружены как палинокомплексы, характерные для палинозоны 5, так и палинокомплексы из палинозоны 4. Слои 5а палинозоны *Tripartina variabilis* установлены в верхней части урманской свиты в Нюрольской впадине и на севере Новосибирской области (Костеша и др., 1990; Конторович и др., 1995б; Шурыгин и др., 1995, 1996б). В скв. Южно-Урманской-2 в подсвите найдены фораминиферы *Trochammina* sp. ind. Мощность подсвиты достигает 40 м.

В морской Ямало-Гыданской фациальной области шарповский горизонт представлен типовой для него шарповской свитой (верхняя половина верхнего плинсбаха) (Гурари и др., 1988а) (см. рис. 63, 86), которая в схемах, официально утвержденных на последнем региональном стратиграфическом совещании, обозначена как нижняя подсвита джангодской свиты со стратотипом в Усть-Енисейском районе (Байбародских и др., 1968; Решения..., 1991). Свита представлена мелководно- и прибрежно-морскими темно-серыми, серыми алевролитами, аргиллитами, светло-серыми песчаниками с небольшими прослоями конгломератов и гравелитов, с остатками морской фауны.

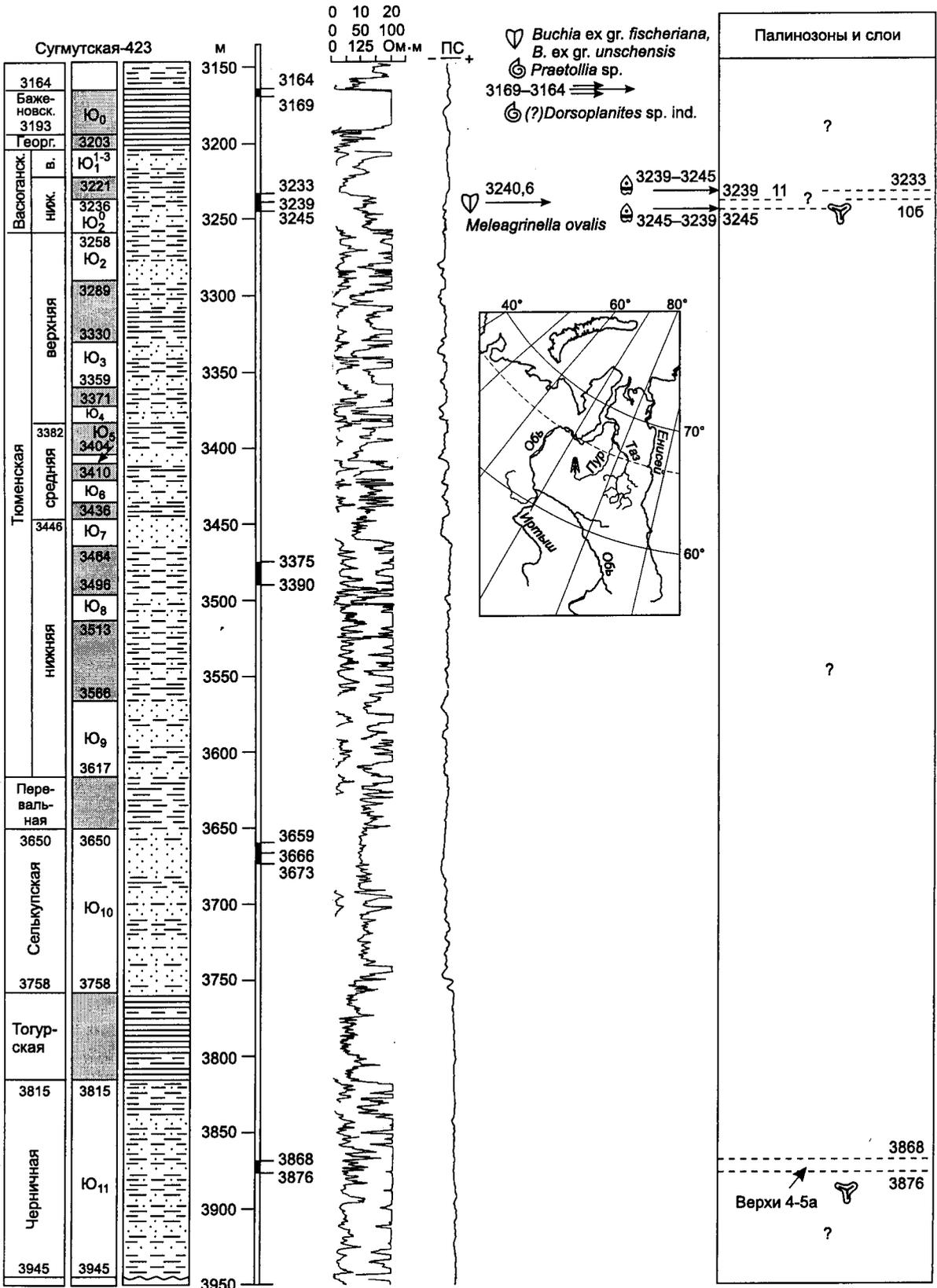


Рис. 85. Расчленение, палеонтологическая, лито- и биостратиграфическая характеристика юры, вскрытой скв. Сугмутской-423.
Усл. обозн. см. рис. 17, 28, 29, 88.

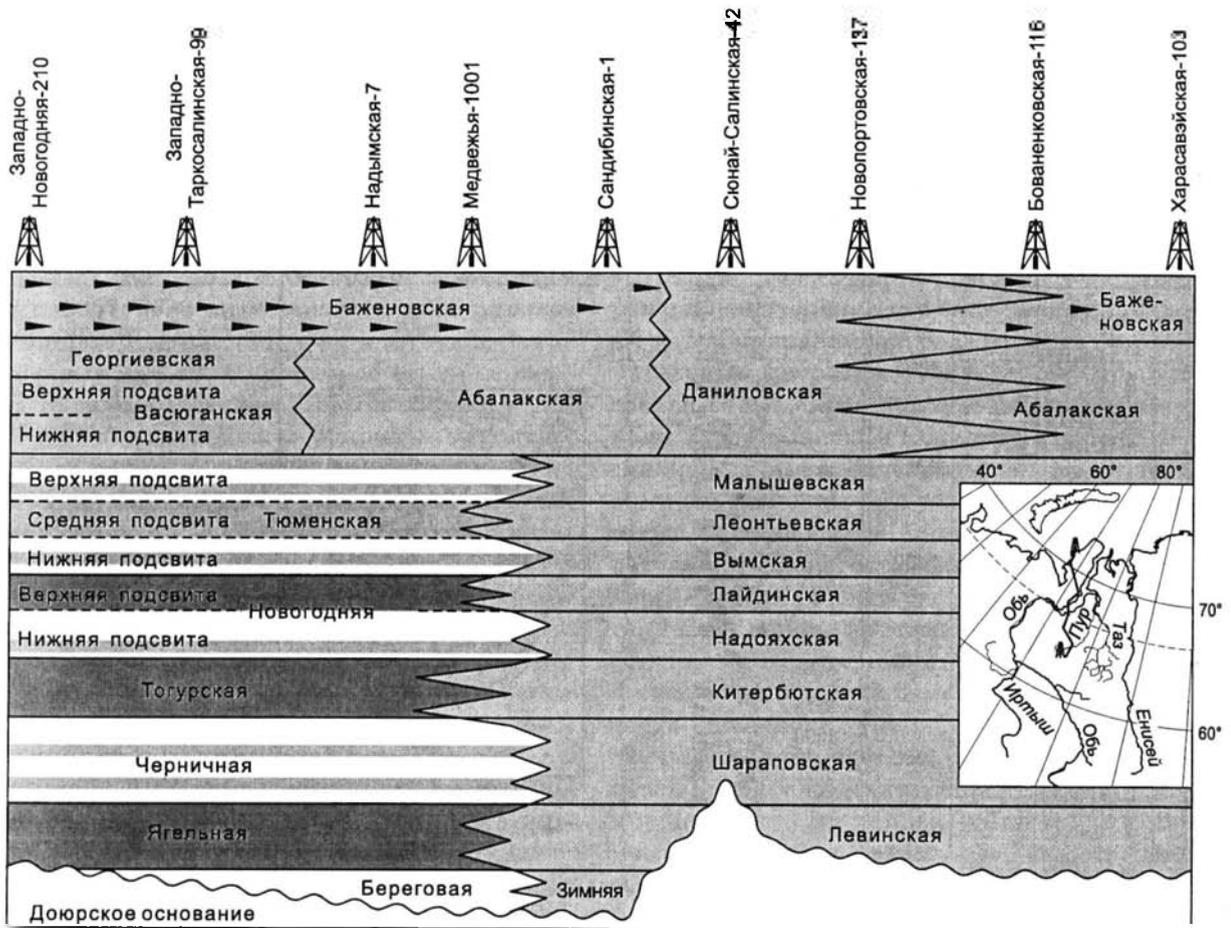


Рис. 86. Принципиальная схема замещения свит юры по латерали (профиль Западно-Новогодняя-210 – Харасавэйская-103).

Оттенками серого цвета показано присутствие морских прослоев, самые темные заливки – свиты морского генезиса.

Обнаружены двустворки *Tancredia kuznetsovi*, *Harpax laevigatus*, *Meleagrinnella* ex gr. *tuingsensis* и др.; фораминиферы *Trochammina lapidosa*, *Recurvoides taimyrensis*, *Kutsevella barrowensis*, *Pyrulinoidea anabarensis* и др.; остракоды *Ogmoconcha longula*. Комплексы макро- и микрофауны типичны для слоев с двустворками *Harpax laevigatus* и *Anradulonectites*, *Tancredia kuznetsovi*; для слоев с фораминиферами *Trochammina lapidosa*, *Recurvoides taimyrensis* и *Kutsevella barrowensis* и слоев с остракодами *Ogmoconcha longula* (см. рис. 10, 28). Мощность свиты 100–200 м.

В Лено-Енисейской фациальной области, в крайне западном Хатангском фациальном районе которой еще прослеживается шарাপовская свита, горизонт представлен верхнеаиркатской и верхнемоторчунской подсвитами, верхами глинистых кыринской и ундю-

люнговской свит (верхняя половина верхнего плинсбаха) (см. рис. 27, 32, 33, 83). Это мелководно- и прибрежно-морские, часто циклично построенные пачки крупнозернистых алевролитов с прослоями мелкозернистых песчаников и аргиллитов с карбонатными конкрециями разнообразной формы и морской фауной. Здесь встречены аммониты *Amaltheus* spp., комплексы двустворок, характерные для b-зон *Anradulonectites incertus*, *Harpax laevigatus*, *Tancredia kuznetsovi*; комплексы фораминифер из f-зон *Conorboides buliminoidea*, *Anmarginulina gerkei*, *A. arctica*, *Recurvoides taimyrensis* и остракоид из o-зоны *Ogmoconcha longula* и слоев с *Nanacythere costata*. Мощность литостратонов возрастает в восточном направлении и достигает 150 м.

Практически также верхи верхнего плинсбаха представлены в Вилюйской синеклизе

(верхние части тюнгской, кызылсырской и красноалданской свит), в которых прослежены аналогичные комплексы макро- и микрофауны. Однако в центральной части Вилуйского фациального района (верхнекызылсырская подсвита) часто не удается в конкретных разрезах разграничить левинский и шараповский горизонты, представленные здесь единой дельтовой и мелководно-морской толщей переслаивания пачек песчаников и аргиллитов, содержащих редкие остатки двустворок *Meleagrinnella tiungensis*, *Tancredia kuznetsovi*. Мощность отложений около 60 м.

Китербютский горизонт

Раннетоарские глины и аргиллиты в настоящее время рассматриваются как межрегиональный стратиграфический репер из-за однородного глинистого состава этой части нижней юры на огромной территории Азии и далеко за ее пределами, специфической и однотипной каротажной характеристики, однородного состава комплексов макро- и микрофауны в морских разрезах (Каплан, 1976; Шурыгин, 1978; Палеогеография..., 1983; Девятков, 1987; Nikitenko, Shurygin, 1994b; и др.), весьма специфических спорово-пыльцевых комплексов (Ильина, 1985; Шурыгин и др., 1996а, б; и др.).

В Обь-Иртышской и Обь-Тазовской фациальных областях китербютский горизонт практически повсеместно, за исключением крайне западного (Приуральского) и крайне южных (Кулундинского, Чулымо-Енисейского и, частично, Ажарминского) фациальных районов, представлен тогурской свитой (нижняя половина нижнего тоара), стратотип которой определен в разрезе скв. Колпашевской-2 (Решения..., 1961; Казаков, Девятков, 1990). Тогурская свита — это широко известные по многочисленным публикациям лагунные и озерные с прослоями морских темно-серые, черные глины и аргиллиты, нередко битуминозные, с линзами и прослоями алевролитов и мелкозернистых песчаников, с остатками наземных растений и чешуей рыб, раковинами *Conchostraca*, фораминифер *Recurvoides* sp., *Ammobaculites lobus*, *Saccamina inanis*, *Ammodiscus glutaceus*, *Bulbobaculites* ex gr. *strigosus*, *Trochammia* ex gr. *kisselmani* и др. и двустворок *Dacryomya inflata*, *Tancredia bicarinata*, *Modiolus* ex gr. *viligaensis* и др. Характерный реперный ран-

нетоарский спорово-пыльцевой комплекс, типичный для палинозоны 6, определен в разрезах многочисленных скважин на западе, в центральных и южных районах Западной Сибири (скважины Талинские-2973, 2884, 2797, Северо-Варьеганская-19, Тагринская-111, Еллейская-1, Верхне-Толькинская-5, Стахановская-910, Геологическая-14, Северо-Варьеганская-3-П, Западно-Котухтинская-141, Самотлорская-59-Р, Нижнетабаганские-11, 12, 14, Приколтогорская-3, Салатская-1, Северо-Тамбаевская-1, Северо-Урманская-11, Северо-Фестивальные-1, 2, Сенькинская-37, Сутыгинская-1, Тамбаевские-1, 2, Трассовая-316, Урманские-2, 3, Федюшкинская-2, Хвойная-1, Хылькинская-2, Черталинские-1, 2, Южно-Урманская-2, Южно-Табаганские-131-134, 136 и многие др.). В ряде скважин в низах тогурской свиты обнаружен спорово-пыльцевой комплекс, характерный для верхов палинозоны 5 — палинослои 5б — (Пономаревская-2, Карайские, Нижнетабаганские, Трассовая-316, Западно-Перевальная-11а и другие скважины). Так, в разрезе скв. Западно-Перевальной-11а (инт. 3730–3666 м) (рис. 87) в самом основании свиты (инт. 3715–3727 м) обнаружены многочисленные *Cyathidites minor*, *Leiotriletes*, *Tripartina variabilis* (до 35 %), *Dipteridaceae* (до 15 %) и единичные *Matonisporites* и другие, характерные для палинослоев 5б (самые низы нижнего тоара). Близкие по составу палинокомплексы зафиксированы в скважинах Северо-Варьеганских-10-П (инт. 3429–3438 м), 1-П (инт. 3363–3372 м) и 2-П (инт. 3353–3363 м) (Пуртова, 1989) и др.

Отметим, что прослой глины морского генезиса в тогурской свите встречаются как в центральных районах Западной Сибири, так и в южных. В последнее время сделан ряд новых находок морской макрофауны в этой свите. Так, в скв. Стахановской-910 (рис. 88) в темно-серых аргиллитах свиты (инт. 4025–3976 м) обнаружен комплекс морских двустворок *Dacryomya inflata*, *Tancredia* sp. juv., *Pseudomytiloides* ex gr. *mytileformis*, *Meleagrinnella* cf. *striatula* (инт. 3995–3980 м), характеризующий нижнюю часть слоев с *Dacryomya inflata*, *Tancredia bicarinata*. В палиноспектрах из того же интервала, типичных для палинозоны 6, встречаются остатки микрофитопланктона (акритархи и прازیнофиты). На-

ходки морской микрофауны из аргиллитов тогурской свиты фиксируются на еще более обширной территории Западной Сибири (Шурыгин и др., 1995; и др.). Фораминиферы, характерные для слоев с *Ammodaculites lobus* и *Saccamina inanis*, обнаружены в скважинах Щучьей-5 (инт. 3354–3363 м), Хохряковской-5817 и др. Интересны находки микрофауны из скв. Тагринской-119, где, вероятно, из тогурских аргиллитов определен комплекс (Комиссаренко, 1989), наиболее близкий к таковому из слоев с *Recurvoides taimyrensis* и *Kutsevella barrowensis* (самые верхи верхнего плинсбаха – самые низы нижнего тоара). На юго-востоке Западной Сибири в тогурской свите также найдены фораминиферы *Ammodiscus glutaceus* и др. (скважины Сергеевская-5, Урманская-3, инт. 3074–3079 м и др.). В ряде скважин южных районов известны также находки диноцист и двустворок (Конторович и др., 1995б; и др.).

Близ положительных структур крупного порядка в тогурской свите нередко появляются пропластки мелкозернистых песчаников, породы становятся более грубыми, тем не менее морская фауна обнаружена и здесь. Так, на востоке Западной Сибири в тогурской свите, вскрытой скв. Верхне-Толькинской-5, также найдены морские двустворки *Meleagrinnella substriata* (инт. 3603–3566 м), *Pseudomytiloides* sp. ind. (глубина 3569 м), характерные для слоев с *Dacryomya inflata*, *Tancredia bicarinata* нижнего тоара. В этой же скважине в палиноспектрах (начиная с глубины 3578 м) встречается микрофитопланктон: *Leiosphaeridia* sp., *L. granulosa* Рососк., *Tasmanites* sp. и др. Собственно палинокомплекс из инт. 3583–3578 м скв. Верхне-Толькинской-5 типичны для палинозоны 5, а выше (инт. 3571–3566 м) встречен палинокомплекс, характерный для палинозоны 6 (рис. 89).

Таким образом, судя по всем имеющимся данным о палеонтологической характеристике тогурской свиты, стратиграфический объем ее повсеместно соответствует объему китербютского горизонта. Мощность свиты колеблется в пределах 25–80 м, чаще состав-

ляет 40–60 м. С тогурской свитой обычно связывается хорошо идентифицируемый на сейсмопрофилях сейсмогоризонт T_{1g} (T_4).

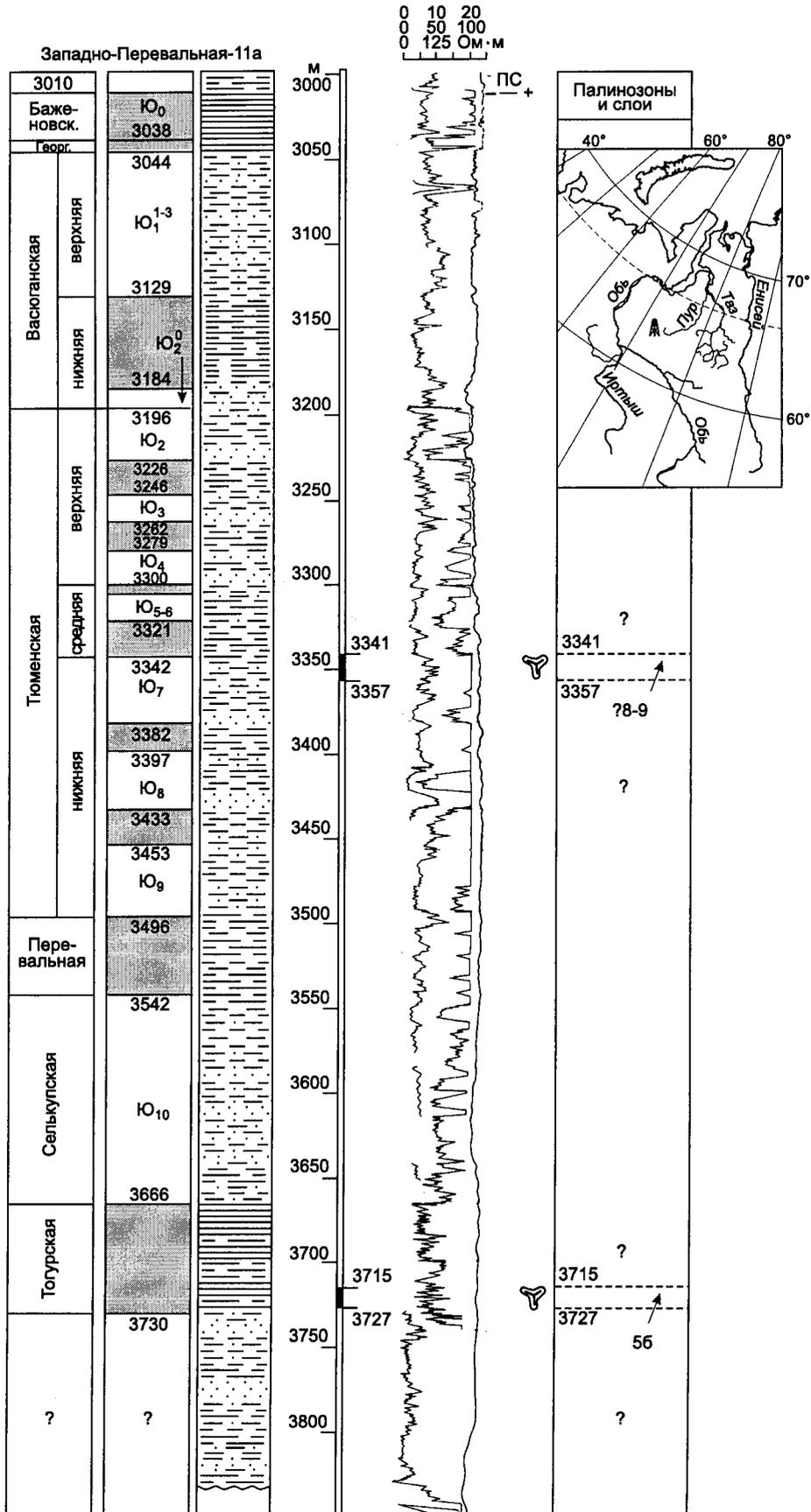
В зонах перехода от Обь-Тазовской фациальной области к Обь-Иртышской на юго-востоке Западной Сибири площадь, занимаемая тогурской свитой и ее аналогами, существенно больше, чем площадь распространения подстилающих ее свит нижней юры. В Ажарминском фациальном районе, который является приграничной для этих двух фациальных областей, отмечена необычная закономерность фациального перехода свит полуморской фациальной области в свиты континентальной области: собственно тогурские черные глины с запада на восток быстрее сменяются зеленоцветными глинами иланской свиты (представлена уже в скважинах Вездеходной площади), чем подстилающие и перекрывающие их литостратоны замещаются по латерали (см. рис. 84, 90).

Иланская свита Ажарминского и Чулымо-Енисейского фациальных районов является континентальным (болотно-озерным) аналогом тогурской свиты на крайнем юго-востоке Западной Сибири. Свита сложена зеленовато-серыми, темно-серыми аргиллитами и алевролитами с прослоями зеленоватых песчаников и пропластками углей (Решения..., 1981). В свите обнаружены скопления конхострак и пресноводный (озерный) микрофитопланктон. В Ажарминском и Чулымо-Енисейском фациальных районах иланская свита залегает на песчаниках урманской или макаровской свит, или на породах фундамента.

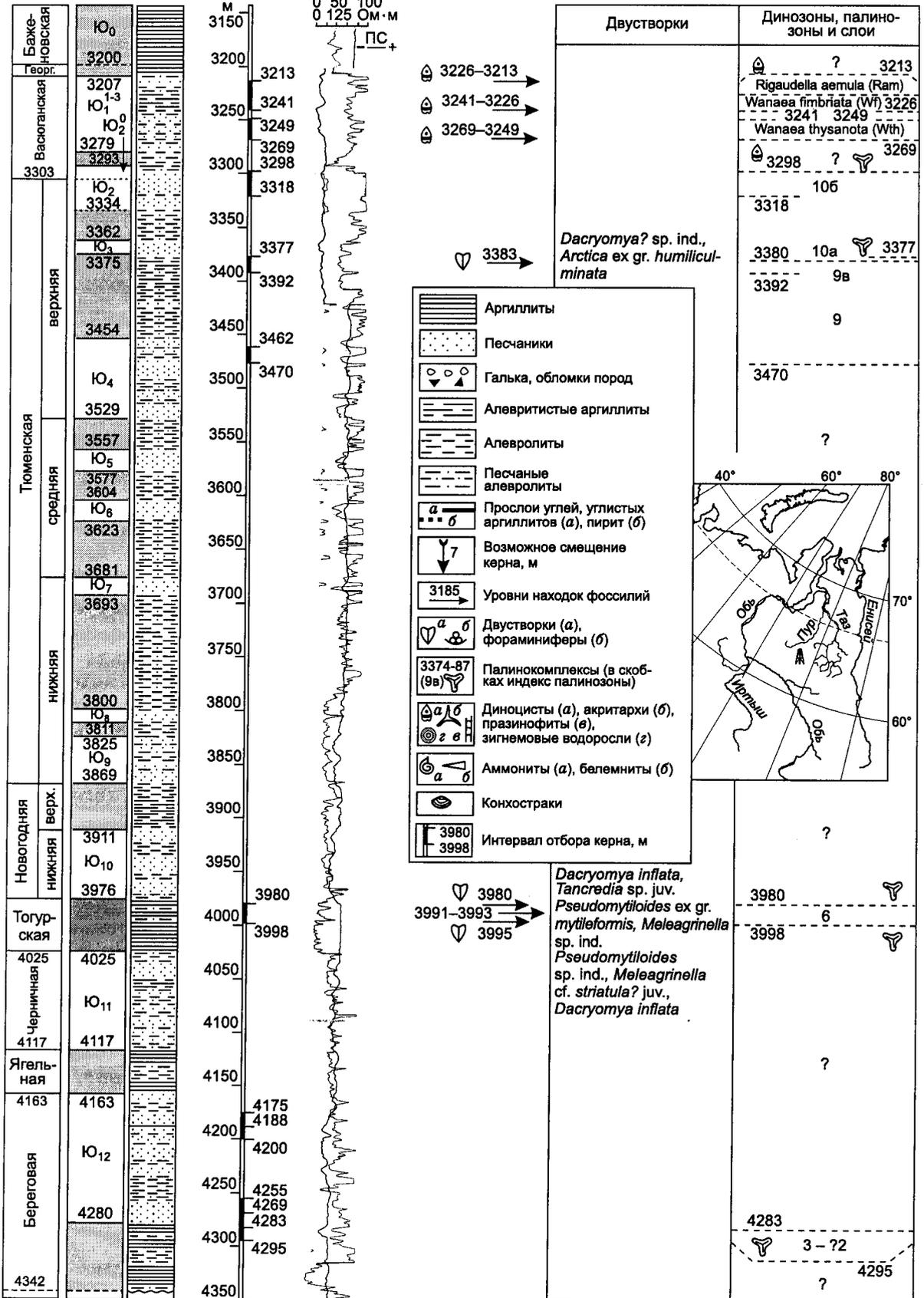
На Вездеходной площади Ажарминского района иланская свита согласно перекрывает песчаники урманской свиты (см. рис. 84) и представлена в основании мелкообломочным песчаником серым с зеленоватым оттенком и серым глинистым алевролитом, постепенно переходящим в аргиллиты зеленовато-серые с буроватым оттенком, реже темно-серые с зеленоватым оттенком, иногда с линзочками песчаников, алевролитов и пропластками углей. Местами отмечается очень тонкое чередование

Рис. 87. Расчленение, палеонтологическая, лито- и биостратиграфическая характеристика юры, вскрытой скв. Западно-Переваляной-11а.

Усл. обозн. см. рис. 17, 28, 29, 88.



Стахановская-910



аргиллитов горизонтально-слабокосослоистых, зеленовато-серых со светло-серыми и серыми песчаниками и алевролитами. Аналогичные зеленовато-серые, иногда с голубоватым оттенком породы нижнего тоара описывались Л.В. Ровниной (при изучении разреза, вскрытого скв. Вездеходной-1) как возрастной аналог иланской свиты (Ровнина и др., 1978).

Мощность свиты на территории Вездеходной площади около 35–42 м. На восток в скв. Ярской-1, несмотря на существенное опесчанивание разреза, мощность свиты уменьшается до 22 м (см. рис. 79). Здесь она представлена переслаиванием серых, иногда зеленовато-серых алевролитов тонкослоистых, песчаных с обильным растительным детритом и светло-серыми среднезернистыми хорошо отсортированными песчаниками с преобладанием первых. В скв. Чулымской-1 иланская свита (общая мощность 1–7 м) сложена глинами аргиллитоподобными и аргиллитами серыми с прослойками серого тонкослоистого алевролита с обугленным растительным детритом и остатками макрофлоры. В стратотипической местности (северо-запад Канско-Ачинского бассейна) свита представлена чередованием зеленовато-серых аргиллитов и алевролитов и темно-серых углистых аргиллитов со светло-серыми песчаниками мощностью от 13–15 до 80 м (Решения..., 1981).

Палинологически иланская свита наиболее хорошо охарактеризована на территории Вездеходной площади и в стратотипической местности. В скв. Вездеходной-4 установлен палинокомплекс слоев 5б и палинокомплекс, характерный для палинозоны 6 (см. рис. 84). Кроме спор и пыльцы, в тех же препаратах найдено большое количество *Ovoidites*, что свидетельствует о пресноводном (озерном) генезисе пород. Близкий по систематическому составу палинокомплекс, отвечающий палинозоне 6, обнаружен в аргиллитах, вскрытых скважинах Вездеходной-3 (инт. 3047–3033 м) и 1 (из зеленовато-серых аргиллитов в инт. 3063–3058 м) (Ровнина и др., 1978). В стратотипической местности иланская свита охарактеризована типич-

ным для палинозоны 6 палинокомплексом. Здесь же встречены многочисленные остатки тоарской макрофлоры и конхостраки. Перекрывается иланская свита песчаниками пещковской и итатской свит (см. рис. 28).

В фациальных районах Ямало-Гыданской области толща, соответствующая китербютскому горизонту, рассматривается в последнее время как китербютская свита (вместо выделявшейся ранее китербютской – средней подсвиты джангодской свиты), которая прослеживается и в фациальных районах северного обрамления Сибирской платформы (см. рис. 57, 63). Свита на севере Западной Сибири, возможно, имеет более полный стратиграфический объем, чем ее аналоги на севере Средней Сибири (Девятов и др., 1994; Шурыгин и др., 1995; и др.). В Западной Сибири из “серых тонкоотмученных аргиллитоподобных глин” в основании китербютской свиты известны находки фораминифер *Evolutinella* sp. ind., *Recurvoides* sp. ind., *Trochammia* ex gr. *inusitata*, *Verneuilinoides* sp. ind., *Nodosariidae* и др. (Комиссаренко, 1989). Указанный в комплексе набор родовых таксонов больше всего близок к таковому комплекса фораминифер, характерного для f-зоны *Recurvoides taimyrensis*. Верхняя часть этой f-зоны датирована тоаром по находкам в ней *Tiltoniceras* на Северо-Востоке России. В разрезах нижней юры северного обрамления Сибирской платформы эта часть f-зоны не представлена.

Китербютская толща в качестве обособленной свиты в стратиграфических схемах нижней юры северного обрамления Сибирской платформы определяется впервые, хотя все предпосылки для этого были и ранее (Девятов и др., 1994). История ее становления началась с первоописания маркирующего горизонта китербютских глин, отмеченного Т.М. Емельянцевым (1939а, б) для территорий Нордвикского фациального района. Свита распространена в пределах Нордвикского, Восточно-Таймырского, Хатангского фациальных районов Лено-Енисейской и в Ямало-Гыданской фациальной области. Китербютская свита выделяется вместо средне-

Рис. 88. Расчленение, палеонтологическая, лито- и биостратиграфическая характеристика юры, вскрытой скв. Стахановской-910.

Усл. обозн. см. рис. 28, 29.

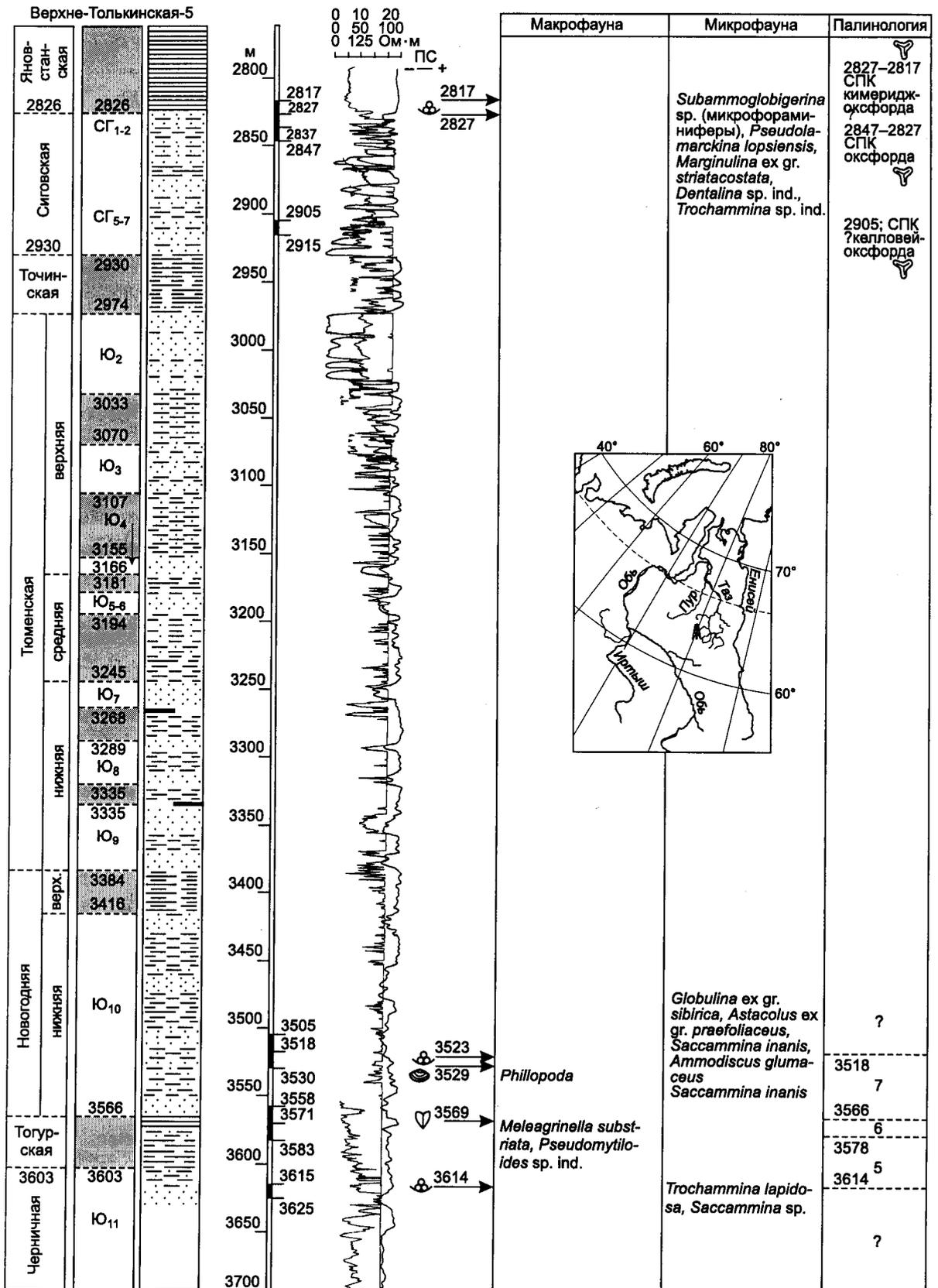


Рис. 89. Расчленение, палеонтологическая, лито- и биостратиграфическая характеристика юры, вскрытой скв. Верхне-Толькинской-5. Усл. обозн. см. рис. 17, 28, 29, 88.

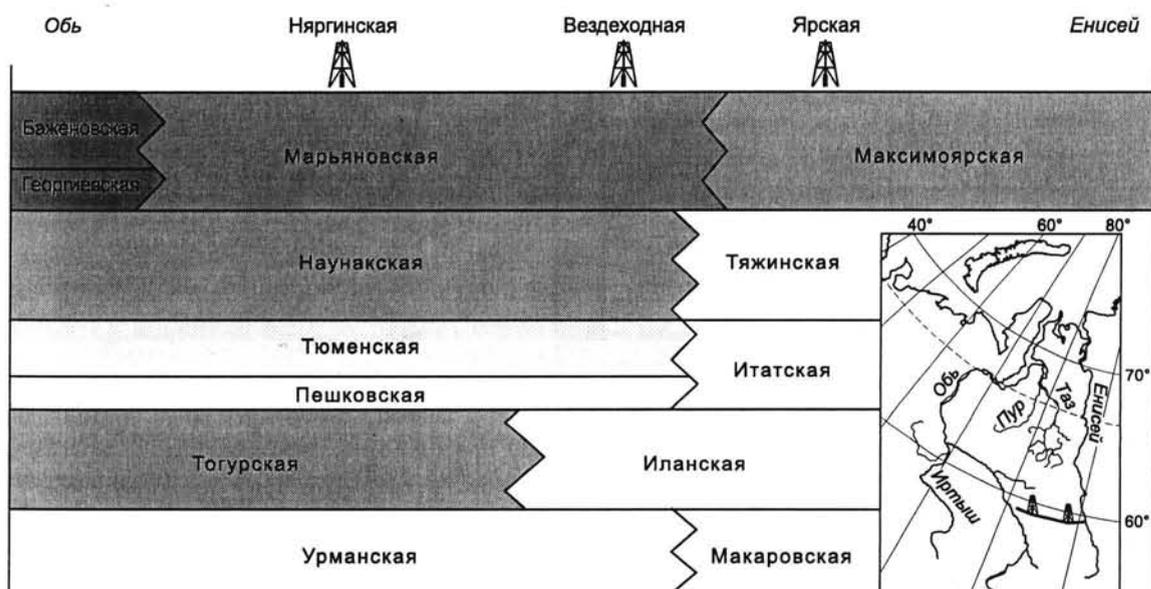


Рис. 90. Принципиальная схема замещения свит юры по латерали на крайнем юго-востоке Западной Сибири.

Оттенками серого цвета показано присутствие морских прослоев, самые темные заливки – свиты морского генезиса.

джангодской подсвиты, стратотип которой расположен в Усть-Енисейском фациальном районе (Байбародских и др., 1968). Представлена она монотонной толщей аргиллитов или глин тонкоотмученных, в прослойках часто битуминозных. Глины и аргиллиты темно-серые, до черных, в обнажениях с коричневатым оттенком, часто за счет поверхностного выветривания полосчатые (чередование черных и желтых слоев, линз), с фосфатными желваками и карбонатными конкрециями, в мелководных фациях — с линзовидными скоплениями раковин двустворок и ростов белемнитов, обычно сосредоточенных в верхах свиты.

Часто в глинах обильно рассеяны крупные ростры белемнитов, в обнажениях обычно загипсованные, имеются редкие горизонты небольших известково-глинистых конкреций, из верхов толщи известны находки аммонитов *Dactyloceras* spp. Комплекс двустворок из этих отложений характерен для b-зоны *Dacryomya inflata-Tancredia bicarinata* и повсеместно однообразен. Здесь же обычны фораминиферы из f-зоны *Ammobaculites lobus-Trochammina kisselmani*, остракоды o-яны *Camptocythere mandelstami*, встречаются fossilизированные остатки мягких тел морских

животных, различные проблематичные остатки. Мощность свиты изменяется от 20–22 в прибортовой части бассейна до 60 м в погруженной. От вмещающих образований отличается тонким структурным составом и темным цветом пород. За свитой сохранено название, данное Т.М. Емельянцевым (1939а, б) по р. Китербют (притоку р. Тигян), правый берег Хатангского залива. Стратиграфический диапазон — низы нижнего тоара (см. рис. 28). Китербютская свита в Нордвикском фациальном районе согласно (?) залегает на аиркатской свите верхнего плинсбаха и согласно же перекрывается эренской, в Восточно-Таймырском районе она залегает на аналогичных образованиях, перекрывается впервые выделяемой короткинской свитой. Коррелирует с нижней частью келимярской и сунтарской свитой востока Сибирской платформы. Ранее китербютскую свиту предлагалось выделять в качестве нижнесайбылахской подсвиты (Сакс и др., 1978; Князев и др., 1991). Неоднократно она описывалась как “китербютские глины” без специального наименования в номенклатуре местных стратиграфических подразделений (Басов и др., 1967; Стратиграфия., 1976, пачка 16; Шурыгин, 1978; Левчук, 1985; и др.).

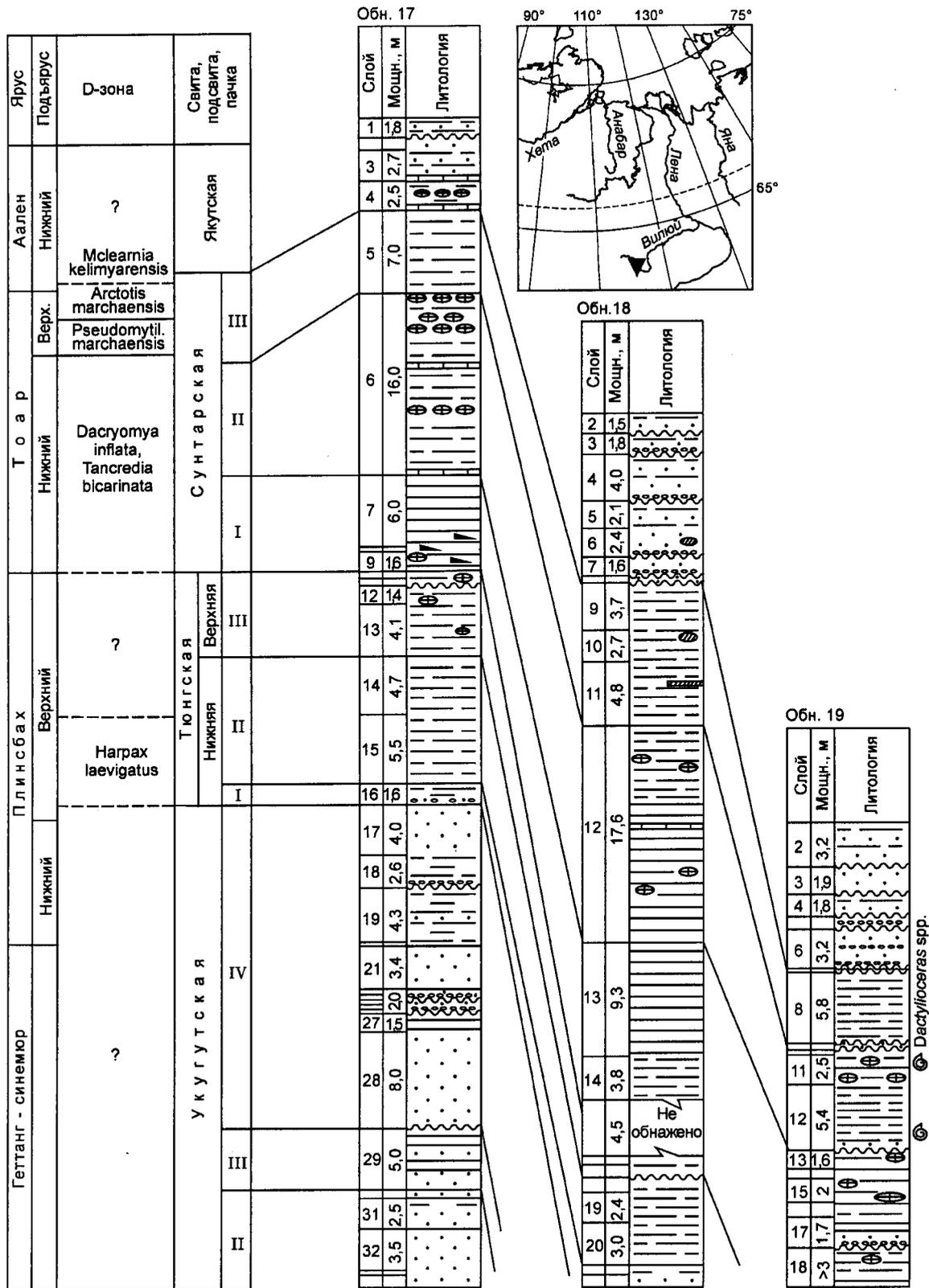


Рис. 91. Схема сопоставления разрезов нижней и средней юры в бассейне р. Вилюй. Усл. обозн. см. рис. 17, 28, 29, 88.

На востоке Лено-Енисейской фациальной области китербютская свита сменяется по латерали курунгской (нижней) пачкой келимьярской свиты, стратотип которой находится в бассейне р. Келимьяр (Сороков, 1958), и нижней частью сунтарской свиты (рис. 91) со стратотипом в бассейне р. Виллой (Сластенев и др., 1976). В целом на территории этих фациальных областей горизонт представлен аргиллитами, чаще тонкоотмученными, иногда битуминозными почти полностью (курунгская пачка) или только в прослоях (сунтарская свита). В сунтарских глинах многочисленны и обильны разнообразные остатки моллюсков, комплексы микрофауны, спор и пыльцы (Стратиграфия..., 1976; Князев и др., 1991; и др.). Известны здесь находки аммонитов *Eleganticeras* spp., *Harpoceras* spp., *Dactyloceras* spp.

На территории, примыкающей к меридиональному отрезку р. Лены, на западном склоне Верхоянского хребта, в обнажениях и некоторых скважинах часто фиксируется выпадение из разреза маркирующей пачки китербютских аргиллитов, что связано, скорее всего, с постседиментационными процессами. В этой же местности, реже в краевой части бассейна, горизонт представлен слоем-конденсатом (обычно пласт сцементированного "белемнитника" с фосфатными желваками).

Надояхский горизонт

На последнем Региональном стратиграфическом совещании по мезозою Западной Сибири отложения, соответствующие надояхскому горизонту, рассматривались в составе верхнеджангодского подгоризонта как в разной степени песчаная толща, которая обычно хорошо опознается в разрезах геологами (песчаный горизонт Ю₁₀ — по классификации тюменских геологов, Ю₁₅ — по классификации томских геологов). В разных фациальных районах эта толща обозначалась на схемах как нижняя пачка верхней подсвиты шеркалинской, котухтинской свит и др. (см. рис. 14) (Решения..., 1991).

Для территорий Обь-Иртышской фациальной области в официально принятых схемах — это была нижняя песчаная пачка худосейской свиты. Специалисты, отвергающие включение в схемы тюменской свиты, выде-

ляли нижнюю пачку нижнетамбаевской подсвиты (верхняя половина нижнего тоара-низы нижнего аалена) (см. рис. 59) со стратотипом на Тамбаевской площади. Пачка описывалась как сложенная аллювиальными, озерными, болотными песчаниками серыми мелко- и разнотельными, иногда мезомиктовыми кварцевыми, с прослоями кварцево-кремнисто-граувакковых гравелитов и конгломератов, алевролитов, с пластами часто углистых аргиллитов и углей. Породы содержат многочисленные остатки наземных растений, корневых систем, растительный детрит, палинокомплекс 7. Мощность пачки 50–130 м (Гурари и др., 1988а).

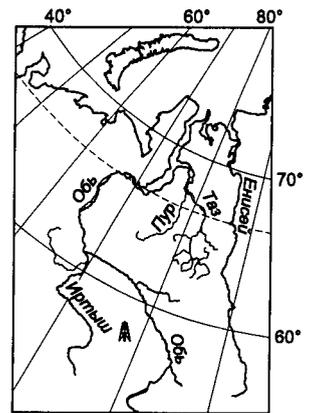
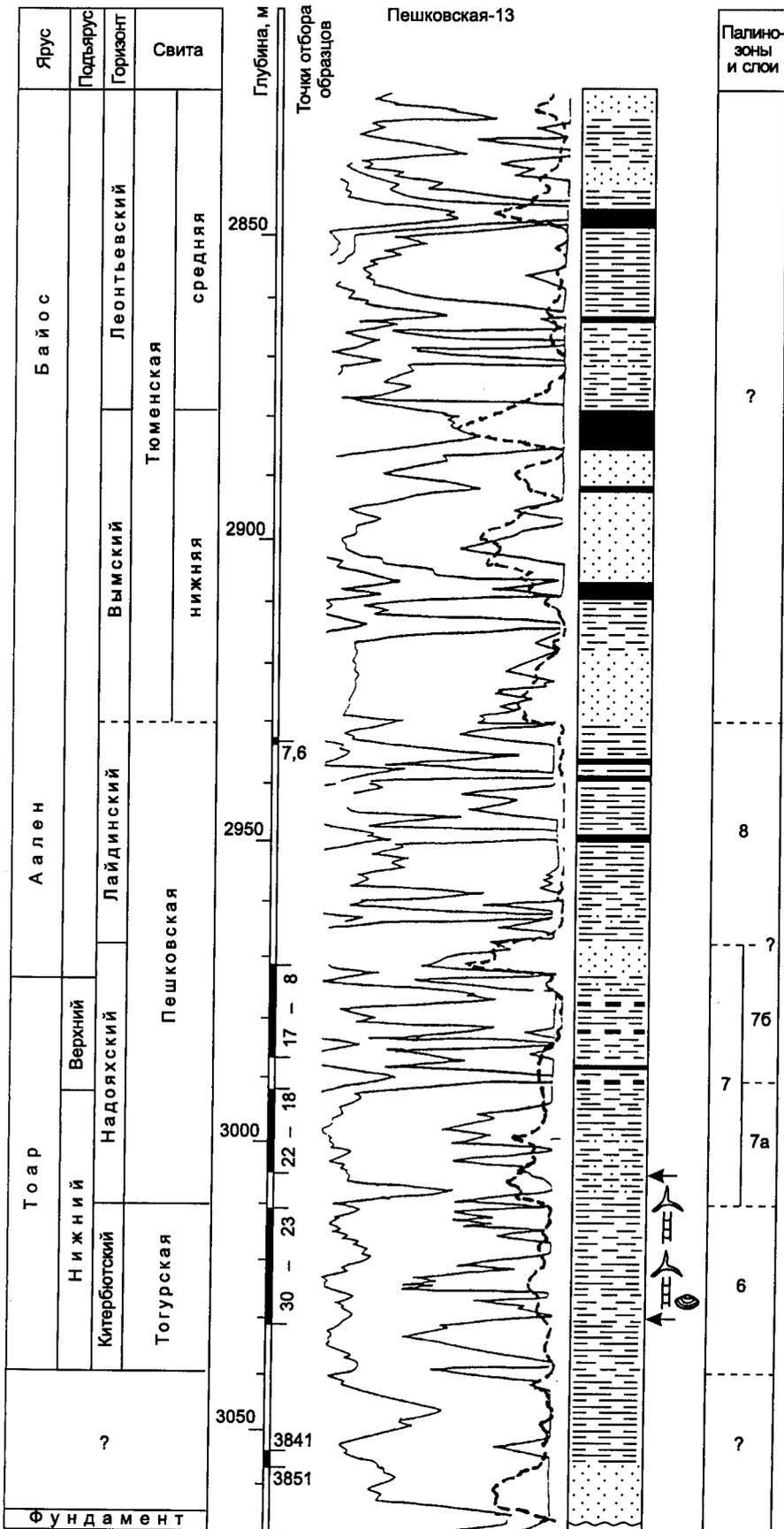
После детального исследования разрезов нижней юры Нюрольской впадины и смежных территорий, ревизии представлений о тюменской и шеркалинской свитах и их аналогов и обособления самостоятельной тогурской свиты отчетливо встала еще одна проблема. Если включать тюменскую свиту в стратиграфические схемы нижней юры в объеме, принятом на совещании 1990 г., что соответствует положениям Стратиграфического кодекса (см. выше), то интервал разреза между тогурской и тюменской свитами остается не обозначенным в шкале местных стратиграфических подразделений (Конторович и др., 1995а, б; Шурыгин и др., 1995). Для северных и центральных районов Западной Сибири ранее уже предлагалось обособить в этом интервале по две свиты, отвечающие по объему надояхскому и лайдинскому горизонтам соответственно (Казаков, Девятков, 1990; и др.), с чем можно соглашаться или нет: дискуссионными при этом остаются принципы районирования и латеральная протяженность свит. В южных районах Западной Сибири соответствующий интервал разрезов (нижняя часть нижней подсвиты тамбаевской свиты) не рассматривался в схемах в качестве самостоятельного литостратона (см. рис. 59). После ревизии было предложено выделять толщу, объемлющую надояхский и вышележащий лайдинский горизонты на юго-востоке Западной Сибири, в качестве пешковской (фациальные районы Обь-Иртышской области) и салатской (фациальные районы юга Обь-Тазовской области) свит (Шурыгин и др., 1995; см. также дискуссию выше) (см. рис. 40, 59). В зонах распространения салатской свиты в верхах надояхско-лайдинского интервала более или менее от-

четливо прослеживается пачка, насыщенная глинистыми и алевритовыми прослоями, отвечающая по объему приблизительно лайдинскому горизонту и обычно содержащая в верхах угольный пласт $У_{14}$. В южных разрезах (скважины Пешковская, Хылькинская, Дедовские и др.) эта алеврито-глинистая пачка отчетливо не прослеживается, хотя и в этих районах в соответствующем интервале нарастает содержание прослоев тонкозернистых пород. Если в салатской свите пласты угля, кроме $У_{14}$ в верхах, практически не распространены, то в пешковской свите южных районов с верхней наиболее глинистой частью разреза ниже пласта $У_{14}$ связано еще несколько маломощных угольных пластов. Таким образом, в предлагаемых нами схемах для Уват-Мегионского, Омского и Колпашевского фациальных районов надояхский горизонт показан в объеме нижней части пешковской свиты, соответствующей части яны-маньинской свиты Приуральяского района, части глушинской свиты Кулундинского района и нижней пачке нижней подсвиты итатской свиты Чулымо-Енисейского фациального района.

Пешковская свита (Шурыгин и др., 1995) представлена переслаиванием песчаников и алевролитов с подчиненными прослоями глин и пластом $У_{14}$ близ кровли (рис. 92). Обычно в разрезе преобладают песчаники и алевролиты, лишь в верхах роль алевролитов и подчиненных прослоев глин несколько увеличивается. В верхах (помимо угольного пласта $У_{14}$) прослеживаются локально 1–2 маломощных углистых прослоя либо маломощные линзы углей, видимо, синхронные глинистой части верхов салатской свиты. Залегающая под ними песчано-алевритовая толща соответствует группе пластов $Ю_{15}$. В свите обнаружены спорово-пыльцевые комплексы палинозон 7 и 8 (скважины Пешковская-13, Тальянская-1, Дедовская-2, Голубинская-1, Пахомовская-2 и др.), соответствующие надояхскому и лайдинскому горизонтам. Следовательно, внутри этой свиты проходят ярусная и две подъярусные границы: в нижней, обычно безугольной части, — граница

нижнего и верхнего тоара; под более глинистой частью разреза, содержащей уголь, $У_{14}$, — граница тоара и аалена, а внутри этой глинистой части — граница нижнего и верхнего аалена (см. рис. 28). Стратотип свиты предложен по скв. Пешковской-13 (инт. 3010–2929 м) (Шурыгин и др., 1995). Пешковская свита вскрыта многочисленными скважинами, что свидетельствует о более широком ее распространении, чем подстилающей тогурской. Практически она выполняет все депрессионные и межструктурные зоны, выклинаясь в пределах приподнятых участков крупных поднятий 1, 2, реже 3-го порядка. Свита распространена в южном обрамлении Межовского поднятия, восточнее Калгачского выступа, в Пешковской котловине и, возможно, в Кыштовской и в северных районах Омской впадины. Прослежена она по ряду скважин: Пешковской-13, Хилкинской-2, Раздельной-3, Прибелинской-1, Дедовским, Южно-Тарским, Вездеходным и др. Мощность свиты варьирует в зоне распространения от 60 до 150 м, в стратотипе — 81 м. Она согласно залегает на глинах тогурской и иланской свит и перекрывается угленосной нижнетюменской подсвитой. В разрезах, не датированных спорово-пыльцевыми комплексами, свита хорошо опознается по положению выше аргиллитов тогурской и иланской свит, в выделении которых обычно нет сомнений. Верхняя граница контролируется появлением над глинисто-углистой пачкой $У_{14}$ песчаников базальных горизонтов тюменской свиты. К югу и юго-востоку — в Пешковской котловине (скважины Дедовская-2, Прибелинская-1), близ Калгачского выступа (скв. Пограничные-1, 2) и на юго-восточном склоне Пудинского мегавала, — пласты углей в разрезе обычно выражены слабо. Однако в верхней части свиты установлены несколько прослоев и линз углистых аргиллитов. Значительное угленасыщение верхней и, в меньшей степени, нижней частей свиты при сохранении облика, мощности, состава песчаной части наблюдается в скважинах Пешковских-11, 13. Относительно резко изменяется разрез в Кыш-

Рис. 92. Расчленение, палеонтологическая, лито- и биостратиграфическая характеристика нижней и средней юры, вскрытой скв. Пешковской-13 (стратотип пешковской свиты).
Усл. обозн. см. рис. 17, 28, 29, 88.



товской впадине и на ее бортах. Так, разрезы Раздельной, Орловской и Пахомовской площадей характеризуются тонким равномерным переслаиванием мелко- и среднезернистых песчаников серых, алевролитов глинистых и темно-серых плотных аргиллитов. Практически здесь не выражено двучленное строение свиты: верхнюю и нижнюю части трудно обособить по составу, хотя в верхней части количество алевроитовых прослоев нарастает. Отмечается здесь и высокая угленасыщенность разреза (8–10 пластов).

На крайнем юго-востоке в Ажарминском фациальном районе пешковская свита (часто не в полном объеме) распространена очень широко (скважины Корбыльской, Еланской, Мартовской, Няргинской площадей и др.) (см. рис. 79, 90) и согласно залегает здесь на тогурской свите или на породах фундамента. На Вездеходной площади пешковская свита согласно залегает на зеленовато-серых аргиллитах и алевролитах иланской свиты и представлена песчаниками светло-серыми, крупно-грубозернистыми, с обильным растительным детритом, с редкими прослоями более алевролитистых пород. В верхней части свиты отмечается пачка (мощностью 36–55 м) чередования аргиллитов темно-серых с зеленоватым оттенком, иногда черных углистых с пластами серых мелко- и среднезернистых песчаников. В верхней части этой пачки выделяются пропластки угля, индекслируемые как $У_{14}$ (см. рис. 28). Наиболее полная палинологическая характеристика пешковской свиты Ажарминского фациального района получена при изучении керн из скв. Вездеходной-1 (см. рис. 42). На крайнем юго-востоке Западной Сибири в свите также обнаружены спорово-пыльцевые комплексы палинозон 7 и 8 (скважины Вездеходная-1, Ажарминская-450 и др.), соответствующие надояхскому и лайдинскому горизонтам.

Вездеходная площадь расположена вблизи границы Ажарминского фациального района, т. е. близ района латерального фациального перехода пешковской, тюменской и итатской свит (см. рис. 55, 78, 90), поэтому здесь в пешковской и тюменской свитах отмечаются прослойки зеленоцветных пород, характерных для свит Чулымо-Енисейского фациального района. Итатская свита (стратотип в окрестностях пос. Итат) (А.Н. Ситникова по И.С. Пельдякову (1954)),

замещающая пешковскую и тюменскую свиты в Чулымо-Енисейском фациальном районе, согласно залегает на зеленовато-серых аргиллитах иланской свиты или на породах фундамента. На юго-восточных территориях Томской области итатская свита прослежена в Ярских, Максимоярских, Карбинских, Чачанских и Чулымских скважинах. По характеру угленосности и особенностям литологического состава итатская свита разделяется на две подсвиты: нижнюю — “безугольную”, представленную грубозернистыми разностями пород, к кровле переходящими в переслаивание алевролитов, аргиллитов, с пластом угля близ кровли, и верхнюю — угленосную, сложенную чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов с многочисленными пластами угля разной мощности. Нижняя подсвита итатской свиты сопоставляется с пешковской свитой, а нижняя пачка нижней подсвиты приравнивается по объему к надояхскому горизонту (см. рис. 28).

Наиболее полные разрезы итатской свиты вскрыты скважинами Чулымской-1 и Ярской-1. В скв. Чулымской-1 нижнеитатская подсвита залегает на аргиллитах иланской свиты. Подсвита сложена грубо- и среднезернистыми песчаниками с галькой изверженных пород с линзами и обломками угля, встречаются конгломераты и гравийники и редкие пласты аргиллитов темно-серых, угли образуют тонкие линзы. Величина КС песчаников составляет 15–64 Ом · м. В верхах подсвиты встречена пачка глин аргиллитоподобных, серых, алевролитистых мощностью 18 м, в кровле переходящая в углистые аргиллиты и пласт угля. Общая мощность подсвиты около 160 м.

В северном направлении в скв. Ярской-1 породы становятся менее грубозернистыми, подсвита здесь сложена песчаниками светло-серыми, массивными среднезернистыми, с зеленоватым и голубоватым оттенками, с прослоями алевролитов светло-серых и серых мощностью 198 м. В кровле подсвиты также отмечается алевролитопесчаная пачка с пропластком угля. В Максимоярской скважине, не пройденной до фундамента, и в скв. Чачанской-2 (на фундаменте) известна только верхняя глинистая пачка мощностью 25 и 17 м соответственно. Здесь установлено переслаивание темно-серых и серых аргиллитов с пропластками песчаника и прослоями углистых аргиллитов, переходящих в пропла-

стки угля 0,5–1 м (конструкция весьма сходная с таковой верхов пешковской свиты соседних территорий).

Возраст подсвиты установлен по находкам в песчанистой ее пачке палинокомплексов, характерных для палинозоны 7, а в глинистой пачке — палинозоны 8. Таким образом, описываемая толща соответствует надояхскому и лайдинскому горизонтам региональной шкалы (см. рис. 10, 28).

Для обозначения надтогурского интервала нижней юры в фациальных районах Обь-Тазовской области приходится лишь частично (для некоторых фациальных районов) использовать предложенные ранее свиты, поскольку, на наш взгляд, постулируемые Стратиграфическим кодексом конструкция и смысловая нагрузка этого типа литостратонов и сама конструкция стратиграфических схем вряд ли соответствуют тем, которые вкладывают в упомянутые свиты их авторы (Казаков, Девятков, 1990; и др.) и не предполагают столь гигантской (региональной) протяженности свит, не зависящей от фациальных районов (см. выше дискуссию по фациальному районированию). Таким образом, надояхская толща только в Варьеганском, Часельском и Приенисейском районах рассматривается в качестве селькупской свиты (Казаков, Девятков, 1990). На западе (во Фроловском фациальном районе) селькупская свита по простиранию сменяется нижней подсвитой тугровской свиты, на севере и северо-западе (Надымский и Уренгойский районы) — нижней подсвитой новогодней свиты, стратотип которой определен в скв. Западно-Новогодней-210, инт. 3795–3605 м (см. рис. 60), а на юге области (Нюрольский и Тымский фациальные районы) — нижней подсвитой салатской свиты (Шурыгин и др., 1995) (см. рис. 40, 82, 93). С верхней подсвитой новогодней свиты или с ее стратиграфическими аналогами — перевальной свитой, верхней подсвитой тугровской и салатской свит (широко известная “радомская пачка”) обычно увязывают сейсмогоризонт T_{rg} (T_3).

Селькупская свита (верхи нижнего тоара–низы нижнего аалена) со стратотипом в разрезе скв. Западно-Красноселькупской-47 (Казаков, Девятков, 1990) представлена дельтовыми, лагунно-озерными, мелководно-морскими и аллювиальными переслаивающимися песчаниками серыми, светло-серыми мелко- и крупнозернистыми, иногда крупноко-

сослоистыми, с прослоями гравелитов, конгломератов, алевролитов и аргиллитов. Свита содержит остатки морских и солоновато-водных двустворок *Dacryomya inflata*, *Tancredia bicarinata*, *Corbula?* sp., *Hartwellia?* sp. и др., фораминифер *Ammodiscus glutaceus*, *Saccamina* cf. *inanis*, остатки флоры, растительный детрит.

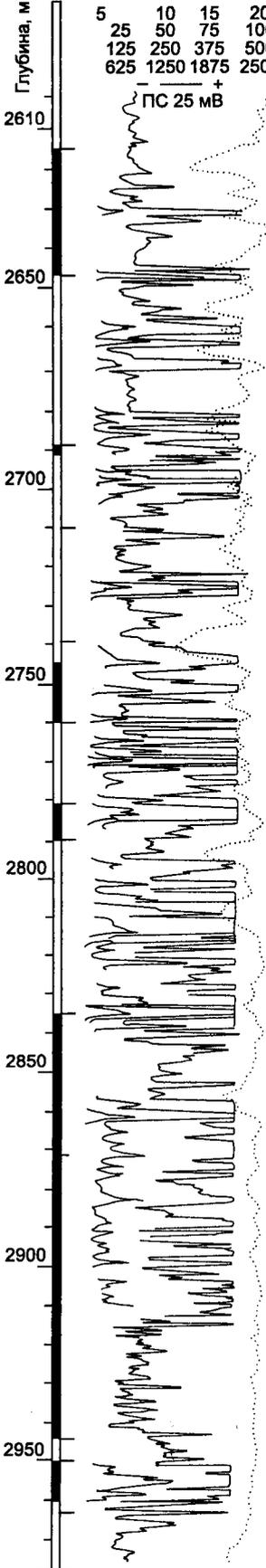
В селькупской свите в скважинах Северо-Варьеганских-3-П (инт. 3235,0–3247,0 м), 10-П (инт. 3335–3345 м) и ряда других встречены спорово-пыльцевые комплексы с *Cyathidites*, *Leiotriletes*, *Osmundacidites* spp., *Stereisporites* spp., *Piceapollenites*, *Ginkgocycadophytus*, редкими экземплярами спор *Marattisporites scabratus*, *Matonisporites*, *Dipteridaceae* и пыльцы *Classopollis*, характерные для палинозон 7-8 и 7 палиностратиграфической шкалы Сибири (Пуртова, 1989). Следует отметить, что согласно палеонтологическим данным верхняя граница селькупской свиты “скользит” по возрасту. Так, при детальном изучении палинокомплексов верхней части селькупской свиты ряда скважин удалось установить здесь присутствие палинозоны 7, отвечающей по объему надояхскому горизонту, а некоторых случаях — палинозоны 7 и низов палинозоны 8 (низы лайдинского горизонта).

Свита прослежена в Варьеганском и Часельском фациальных районах по разрезам многих скважин. На западе территории селькупская свита вскрыта скважинами Западно-Перевальной-11а (инт. 3666–3542 м), Сугмутской-423 (инт. 3758–3650 м) (см. рис. 85, 87) и представлена песчаниками светло-серыми, крупнозернистыми, с остатками макрофлоры и обильным обугленным детритом, с редкими прослоями пакетов тонкого переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов. Пласты песчаников селькупской свиты обычно индексируются как ЮС₁₀, ЮВ₁₀, ЮТ₁₀₋₁₂ (см. рис. 28). Описываемые песчаники согласно перекрываются пачкой темно-серых аргиллитов с подчиненными прослоями алевролитов и песчаников лайдинского горизонта, представленного здесь перевальной свитой. Мощность селькупской свиты 75–240 м.

Тугровская свита и ее нижняя подсвита, представляющая надояхский горизонт, распространены в Приуральской части Западной Сибири, вдоль зоны выклинивания среднеюрских отложений. Свита, названная по

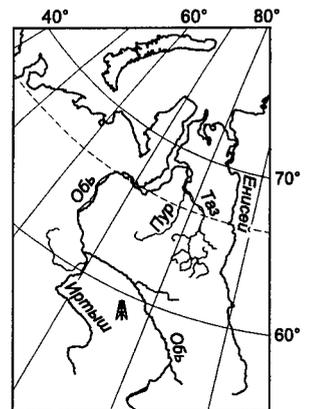
Салатская-1

Плинсбах	Т о а р		А а л е н		Б а й о с		Б а т		Келловей	Ярус
Верхний	Нижний	Верхний							Нижний	Подъярус
Левинско-шарпловский	Килербот-ский	Надояхско-лайдинский			Вымско-леонтьевский		Малышевский		Васюганский	Горизонт
Урманская	Толурская	Салатская			Т ю м е н с к а я		Васюганская		Васюганская	Свита
средняя-верхняя		нижняя			нижняя-средняя		верхняя		нижняя	



← *Guttulina tatarensis*

?	Динозоны, палинозоны и слои
11	Ft
10	
9	
?	
8	
7	76
	7a
6	
5	
4	



одноименной площади (стратотип в скв. Тугровской-4), сложена переслаиванием пачек аргиллитов, алевролитов и песчаников и подразделяется на две подсвиты: нижнюю — преимущественно песчаного состава, и верхнюю — алевролитисто-глинистую (радомская пачка). Нижняя подсвита мощностью около 50 м представлена песчаниками светло-серыми, массивными и косослоистыми, что подчеркивается углефицированным растительным детритом, мелкозернистыми до крупнозернистыми алевролитами или среднезернистыми алевролитами с прослоями сильно коагелизованных песчаников, редкими прослоями темно-серых аргиллитов. Стратотип определен в скв. Тугровской-4 (инт. 2398–2353 м). Подсвита, являющаяся латеральным аналогом селькупской свиты и нижних подсвит новогодней и салатской свит, содержит спорово-пыльцевые комплексы палинозоны 7. Известны здесь и редкие фораминиферы, характерные для слоев с *Ammodiscus glutaceus*. Верхняя подсвита тугровской свиты (мощностью до 20–25 м), являясь аналогом хорошо известной радомской толщи, представлена аргиллитами и алевролитами (часто их переслаиванием) темно-серыми, массивными или горизонтально-слоистыми с углефицированными растительными остатками (стратотип в скв. Тугровской-4, инт. 2353–2334 м, мощность 19 м) и содержит редкие остатки двустворчатых моллюсков *Pronoella?* sp. и палинокомплексы верхов палинозон 7 и 8. Отличается тугровская свита от латеральных ее аналогов развитием прослоев сильно коагелизованных песчаников в нижней подсвите и более грубым (алевролитовым) составом пород верхней подсвиты. Свита прослежена в разрезах многочисленных скважин (Западно- и Восточно-Фроловских, Правдинских, Приобских, Салымских и др.) (см. рис. 62, 64).

Новогодняя свита, стратотип которой предлагается по скв. Западно-Новогодней-210 в интервале 3795–3605 м (см. рис. 60), четко делится на две подсвиты: нижнюю — существенно песчаную и верхнюю — алевро-аргиллитистую. Нижняя подсвита согласно залегает на аргиллитах тогурской свиты и представлена переслаиванием песчаников,

алевролитов и аргиллитов с преобладанием первых. Песчаники крупно-среднезернистые с остатками обугленной древесины и мелким рассеянным детритом, массивные, иногда косолинзовидно-слоистые, слоистость подчеркивается скоплениями на плоскостях напластования обугленного растительного детрита. Пачки песчаника чередуются с примерно равными им по мощности пакетами переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов серых и темно-серых с остатками растительности. В зонах крупных положительных структур песчаники существенно преобладают. В стратотипической скважине подсвита вскрыта в интервале 3795–3671 м.

Наиболее представительный комплекс морской микрофауны встречен в нижней части нижней подсвиты в скв. Верхне-Толькинской-5 (глубина 3529 и 3523 м): *Astacolus* ex gr. *praefoliaceus*, *Globulina* ex gr. *sibirica*, *Saccammina inanis*, *Ammodiscus glutaceus* (см. рис. 89). Этот комплекс микрофауны содержит вид-индекс и сопутствующие ему виды, характерные для северосибирской f-зоны *Astacolus praefoliaceus*–*Lenticulina multa*, которая сопоставляется со средней частью западно-сибирских слоев с *Ammodiscus glutaceus*. Таким образом, описываемая часть разреза скважин отвечает верхней половине нижнего–верхнему тоару. В самом основании подсвиты в скв. Верхне-Толькинской-5 (глубина 3566 м) обнаружены также остатки микрофитопланктона *Leiosphaeridia* и др. В спорово-пыльцевых спектрах из инт. 3566–3518 м этой скважины преобладают *Cyathidites minor*, *Cyathidites* spp. и *Piceapollenites* spp. Субдоминантами являются *Osmundacidites* spp., *Tripartina variabilis*, *Ginkgocycadophytus*. В меньшем количестве присутствуют *Stereisporites psilatus*, *S. seebergensis* Schulz, *Stereisporites* spp., *Lycopodiumsporites* sp., *Hymenozonotriletes bicycla* (Mal.) Frad. ex Sach., *Uvaesporites argentaeformis* (Bolch.) Schulz, *Cycadopites dilucidus*, *Quadraeculina limbata*. Такой палиноспектр обычно характерен для палинозоны 7, соответствующей надояхскому горизонту или верхней части верхнего тоара–низам нижнего аалена.

Рис. 93. Расчленение, палеонтологическая, лито- и биостратиграфическая характеристика нижней и средней юры, вскрытой скв. Салатской-1 (стратотип салатской свиты).

Усл. обозн. см. рис. 17, 28, 29, 88.

Из нижненовогодней подсвиты известны остатки *Phyllopora* (скв. Верхне-Толькинская-5, глубина 3529 м) и *Ноттуя?* sp. ind. (скв. Ярайнерская-23, глубина 3560 м) (см. рис. 47).

Редкие раковины фораминифер (*Ammodiscus* ex gr. *glutaceus*, *Saccamina* cf. *inanis*) встречены в алевро-аргиллитистых прослоях (глубина 3782 м) в стратотипе нижней подсвиты (см. рис. 60). Эти находки свидетельствуют о присутствии слоев с *Ammodiscus glutaceus* региональной стратиграфической шкалы (см. рис. 10). Учитывая, что здесь нет ряда характерных для низов слоев с *Ammodiscus glutaceus* сопутствующих форм, а выше по разрезу обнаружен комплекс фораминифер, типичный для верхней (лайдинской) части слоев, можно полагать, что в нижненовогодней подсвите и в стратотипе представлена средняя часть слоев с *Ammodiscus glutaceus*, соотносящаяся с надояхским горизонтом в пределах верхов нижнего и верхнего тоара.

Спорово-пыльцевые комплексы, установленные в образцах из интервалов 3782–3790, 3770–3782, 3698–3702 м стратотипической скважины, относительно однотипны и характеризуют палинозону 7 региональной стратиграфической шкалы, которая также соответствует надояхскому горизонту. Однако, судя по заключению палинологов, даже в самом верхнем из перечисленных интервалов спорово-пыльцевые комплексы еще имеют тоарский возраст. Палинокомплекс из интервала 3698–3702 м характеризует слой 76 палиностратиграфической шкалы Западной Сибири в пределах верхнего тоара. Таким образом, граница нижнего и верхнего тоара в стратотипе новогодней свиты проходит ниже интервала 3693–3702 м, а граница тоара и аалена — выше этого интервала (см. рис. 60). Существенно песчаная толща в этих интервалах (3782–3790, 3770–3782, 3698–3702 м) соответственно соотносится с надояхским горизонтом (верхи нижнего и верхний тоар) и представлена нижненовогодней подсвитой (=пачка 1 верхнекотухтинской подсвиты (Решения..., 1991)).

Песчаники нижненовогодней подсвиты индексируются как группа песчаных пластов Ю₁₀ (по тюменской классификации) или как пласт Ю₁₅ (по томской классификации). Мощность подсвиты в стратотипе 77 м и изменяется по площади от 50 до 180 м.

Верхняя подсвита новогодней свиты сложена алевролитами серыми и аргиллитами темно-серыми тонкослоистыми, практически не содержащими обугленного растительного детрита, но вмещающими остатки макрофауны, чередующимися с пакетами тонкого переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов с большим количеством детрита и с небольшими пакетами светло-серых песчаных алевролитов. В породах часто встречаются вертикальные и горизонтальные ходы — следы жизнедеятельности. В стратотипической скважине верхняя подсвита вскрыта в интервале 3671–3605 м (см. рис. 60).

В этой части разреза (в самых верхах интервала 3665–3652 м) скв. Западно-Новогодней-210 найден спорово-пыльцевой комплекс, наследующий черты позднеоарского палинокомплекса, но отражающий дальнейшие изменения в составе палинофлоры, обусловленные похолоданием климата. Из палиноспектра почти полностью выпадают споры и пыльца представителей южной Евро-Синийской палеофлористической области, что существенно обедняет и делает однообразным его состав. В описываемом палинокомплексе преобладают споры папоротникообразных, среди которых ведущее положение занимают *Cyathidites minor* и *Leiotriletes*, *Osmundacidites jurassicus* (К.-М.) Kuzitsch., *Osmundacidites* spp., *Lycopodiumsporites subrotundus* Vinogr., *Stereisporites* spp., *Tripartina variabilis* и другие, типичные для палинозоны 8, объемлющей лайдинский и низы вымского горизонта в пределах аалена-низов байоса (см. рис. 5, 10, 28). Заметим, что граница тоара и аалена как в Западной, так и на севере Средней Сибири проводится в разрезах ниже лайдинского горизонта — в самых верхах надояхского горизонта. Следовательно, и в стратотипе новогодней свиты граница нижней и средней юры также проходит ниже отметки 3665–3667 м по крайней мере с этих отметок начинается глинистая толща, соответствующая лайдинскому горизонту (или широко известной в Западной Сибири радомской пачке) и отнесенная нами к верхненовогодней подсвите (=пачка 2 верхнекотухтинской подсвиты (Решения..., 1991)). Необходимо обратить внимание на то, что в стратотипической скважине при ориентировке по каротажу, видимо, нужно учитывать и предполагаемое в этом интервале (и в не-

посредственно следующих выше него) смещение отметок керна на 7 м вверх (см. рис. 60). Спорово-пыльцевые спектры, характерные для палинозоны 8, установлены в стратотипе новогодней свиты также в интервалах 3597–3610, 3587–3597 и 3575–3587 м (см. рис. 36). По заключению палинологов, палинокомплексы, обнаруженные в этих интервалах, типичны для верхней (верхнеааленской) части палинозоны 8, т. е. граница нижнего и верхнего аалена проходит в скв. Западно-Новогодней-210 ниже отметки 3610 м. Таким образом, в стратотипе новогодней свиты, как и повсеместно в Западной Сибири, граница нижнего и верхнего аалена проходит внутри лайдинского горизонта и радомской пачки (см. рис. 60), которая здесь рассматривается как верхне-новогодняя подсвита (=пачка 2 верхнекотухтинской подсвиты (Решениям..., 1991)).

Относительно узкий стратиграфический диапазон определяется по комплексам двустворок и фораминифер, обнаруженных в образцах из интервала 3652–3665 м стратотипа новогодней свиты (см. рис. 25). Здесь найдены двустворки *Retroceramus* sp. ind. (ex gr. *priscus*), *Dacryomya* sp. ind., *Sowerbya* sp., *Arctica* cf. *humiliculminata*, образующие ассоциацию, характерную в Сибири для верхней части b-зоны *Dacryomya gigantea*, с которой сопоставляется верхняя (ааленская) часть слоев с *Dacryomya gigantea* и *Sowerbya* Западной Сибири. В этом же интервале обнаружен комплекс разнообразных фораминифер (*Verneuilinoides* cf. *syndascoensis*, *Ammodiscus glutaceus*, *Saccamina* ex gr. *inanis*, *Trochammia* sp. ind., *Reophax* ex gr. *metensis*, *Kutsevella?* sp. ind.), типичный для слоев с *Verneuilinoides syndascoensis*. Описанное выше сочетание биостратонов (коинтервал), определяемых по двустворкам и фораминиферам, однозначно указывает на принадлежность рассматриваемого интервала к нижней части лайдинского горизонта в пределах нижнего аалена (большой верхней его части). Таким образом, комплекс макро- и микрофауны свидетельствует о том, что граница нижнего и верхнего аалена проходит выше отметки 3655 м (обратим внимание на замечание по поводу возможного смещения керна — см. выше).

Остатки морской макро- и микрофауны встречены в керне из верхненовогодней подсвиты во многих разрезах. Так, в низах этой

подсвиты в скв. Ярайнерской-23 на глубине 3536 м найдены "*Pronoella*" sp. ind. (Unionidae?). В этой скважине в самых низах подсвиты (инт. 3550–3535 м) встречен также палинокомплекс, характерный для палинозоны 8 (см. рис. 47). Находки микрофауны, типичной для слоев с *Verneuilinoides syndascoensis*, фиксируются и в более северных разрезах верхненовогодней подсвиты (например, в Уренгойских скважинах).

Мощность верхней подсвиты новогодней свиты в зоне ее распространения варьирует от 15–20 до 45–90 м, в стратотипе — 39 м.

Новогодняя свита установлена в Уренгойском и Надымском фациальных районах, где прослежена по ряду скважин на Ярайнерской, Стахановской, Верхне-Толькинской, Уренгойской, Геологической, Береговой Ево-Яхинской, Медвежьей и многих других площадях (рис. 94). На новогодней свите согласно залегает существенно песчаная толща, относимая к нижней подсвите тюменской свиты.

На юге Обь-Тазовской фациальной области (Тымский и Нюрольский районы) аналогом новогодней свиты является салатская свита. Она представляет собой переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов (Шурыгин и др., 1995). В верхней части свиты имеется пачка (часто маломощная) аргиллитов и алевролитов с пластом угля (Y_{14}) близ кровли. Стратотип свиты предложен по скв. Салатской-1 в интервале 2835–2918 м (см. рис. 93), парастратотип — по скв. Пономаревской-2 в интервале 2908–3038 м (см. рис. 82). Стратотип свиты имеет двучленное строение. Нижняя часть свиты (горизонт Y_{15} — по томской классификации) сложена средне- и крупнозернистыми песчаниками, представляющими собой группу сближенных пластов, разделенных аргиллитами, часто углистыми. Песчаники темно-серые, серые, часто с прослоями гравелитов, конгломератов и сидерита. Встречаются и линзы углей. Верхняя часть свиты имеет преимущественно глинисто-углистый состав и сложное строение в связи с расщеплением либо выклиниванием углей, появлением линзовидных прослоев аргиллитов, алевролитов и песчаников. Она может рассматриваться как единая пачка, индексируемая как Y_{14} . В свите обнаружены палинокомплексы, характерные для палинозон 7 и 8. В скв. Салатской-1 нижняя часть перекрывающих свиту слоев не охарактери-

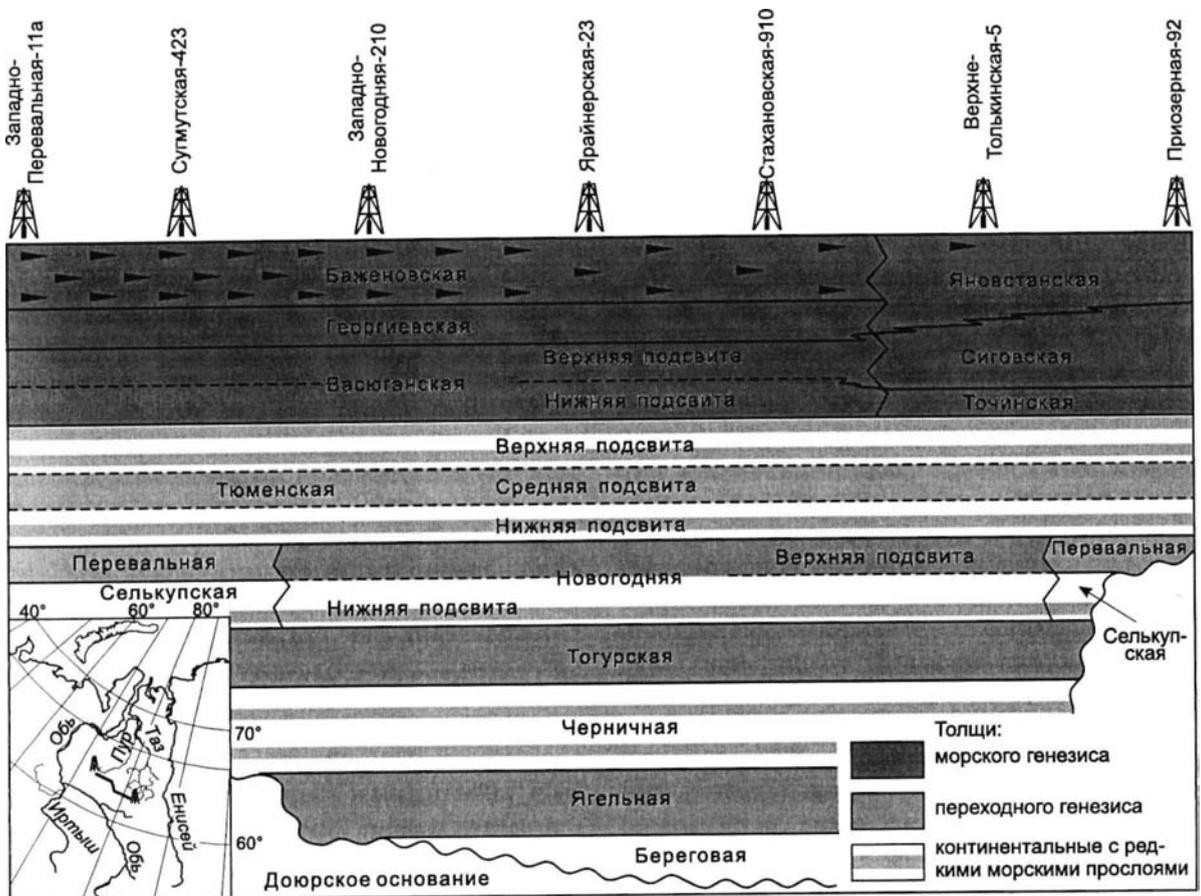


Рис. 94. Принципиальная схема замещения свит юры по латерали (профиль Западно-Перевальная-11а – Приозерная-92) на севере Западной Сибири.

Оттенками серого цвета показано присутствие морских прослоев, самые темные заливки – свиты морского генезиса.

зована палинокомплексами, поэтому не совсем ясно стратиграфическое положение ее верхов, венчающихся пластом угля, и перекрывающих слоев в интервале 2804–2834 м. Выше этого интервала обнаружен уже типично байосский палинокомплекс, характерный для палинозоны 9. Свита распространена в Нюрольской и Усть-Тымской впадинах, Колтогорском прогибе, где прослеживается по ряду скважин: Карайским-1, 3, Приколтогорской-2, Налимьей, Пономаревской-2, Урманским, Северо-Фестивальной-2 (рис. 95), Южно-Табаганским и др. В южных районах простираения свиты наиболее близкий по строению к стратотипу тип разреза, характеризующийся нижней безуглистой и верхней глинисто-углистой частями, приурочен к южному замыканию Колтогорс-

кого прогиба (Рифтовая, Тальянская площадь), Голубинско-Тенисской зоне поднятий, южному склону Верх-Тарского поднятия и зоне сопряжения северного борта Межовского выступа с Нюрольской впадиной (Лавская, Нижнетабаганская скважины).

Мощность свиты в зоне распространения варьирует от 40–60 до 100–140 м, в стратотипе — 83 м, в парастратотипе — 132 м. Свите соответствует группа песчаных пластов Ю₁₅, представляющих собой преимущественно надояхский горизонт. Она согласно залегает на глинах тогурской свиты и перекрывается песчаниками нижнетюменской подсвиты (группа пластов Ю₇–Ю₉ — по тюменской классификации; группа пластов Ю₁₄ — по томской классификации). В разрезе с глинизацией нижней части свиты пере-

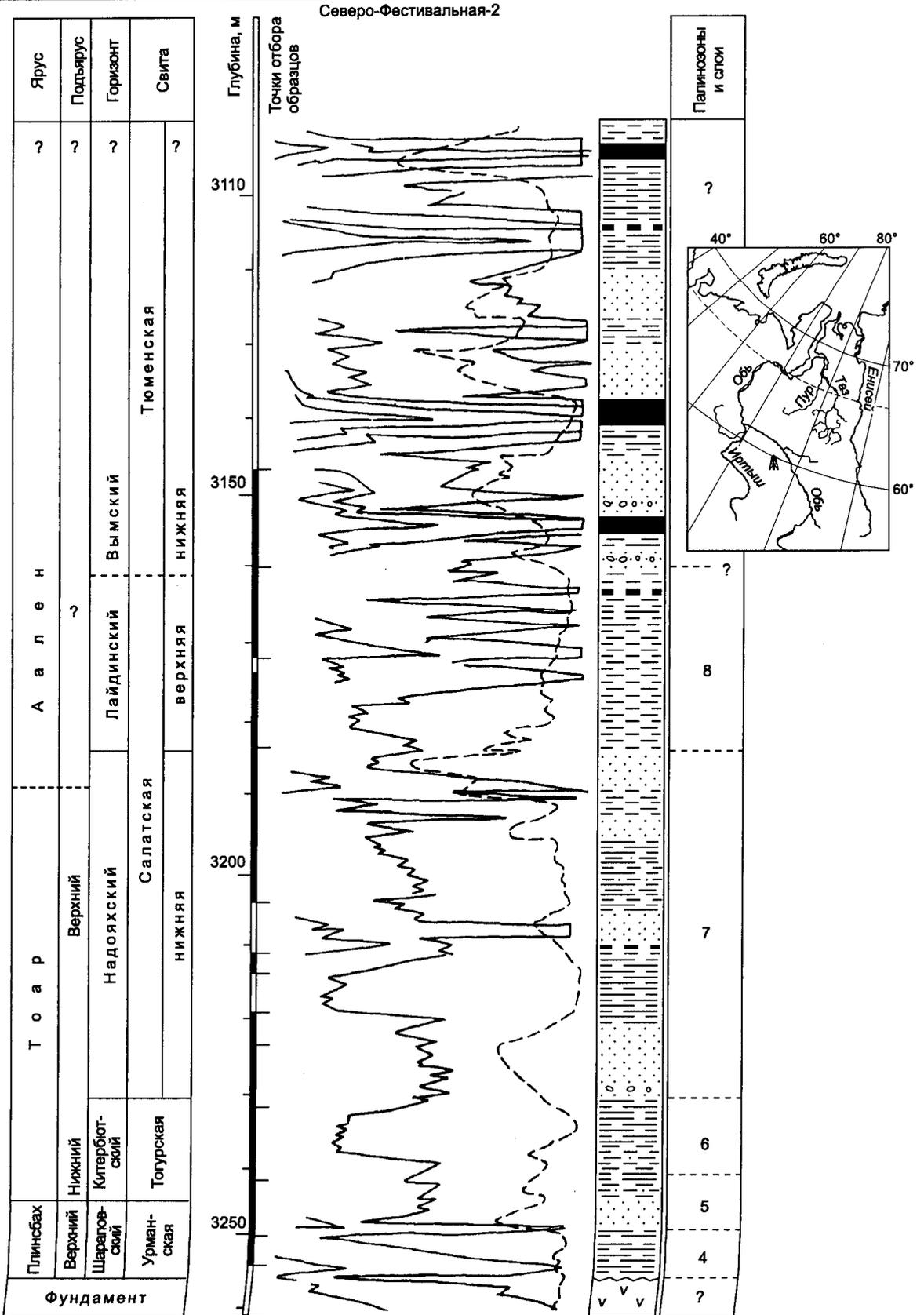


Рис. 95. Расчленение, палеонтологическая, лито- и биостратиграфическая характеристика нижней и средней юры, вскрытой скв. Северо-Фестивальной-2. Усл. обозн. см. рис. 17, 28, 29, 88.

ход от подстилающих пород макроскопически постепенный, однако на каротажных диаграммах граница салатской и подстилающей ее тогурской свит отбивается отчетливо. По данным каротажа свита характеризуется высокими сопротивлениями, кривая ПС более сглажена по сравнению с тюменской свитой, но имеет ряд аномалий.

На территории фациальных районов морской Ямало-Гыданской области надояхский горизонт представлен типовой надояхской свитой (верхи нижнего тоара—низы нижнего аалена), предложенной вместо верхнеджангодской подсвиты (Гурари и др., 1988а). Она сложена мелководно-морскими, дельтовыми переслаивающимися песчаниками, алевролитами, аргиллитами, пакетами флишоидного их чередования. Песчаники и крупнозернистые алевролиты светло- и зеленовато-серые, серые, мелко- и среднезернистые. Алевролиты и аргиллиты темно-серые массивные или слоистые, часто с мелким растительным детритом по наслоению, с ходами илоедов, раковинами морских двустворок *Dacryomya inflata*, *D. gigantea*, *Tancredia bicarinata*, *Meleagrinnella faminaestriata*, *Pseudomytiloides ex gr. marchaensis*, *Arctotis marchaensis*, фораминифер *Ammodiscus glutaceus*, *Globulina cf. sibirica*, *Verneuilinoides ex gr. syndascoensis*, *Trochammina sp. ind.*, остатками флоры. Мощность свиты 185–300 м. Эта же свита обособляется в разрезах западного (Хатангский) фациального района Лено-Енисейской области.

В целом в этой области надояхский горизонт представлен преимущественно морскими глинами и аргиллитами и лишь в районах древних поднятий, краевых частей и перегибов палеодна в его составе присутствуют прослои и пачки песчаников. Структура надояхской толщи северо-восточного и восточного обрамления Сибирской платформы в пределах Лено-Енисейской фациальной области заметно меняется по латерали. В Нордвикском фациальном районе горизонт представлен вновь выделяемыми эренской и хоргонской свитами (верхи нижнего тоара—низы нижнего аалена) (см. рис. 27, 57).

Эренская свита распространена в Нордвикском фациальном районе (см. рис. 32, 34, 55), где представлена циклично построенной, светлоокрашенной песчано-алевритовой толщей с пропластками и линзами зеленовато-серых лептохлоритовых, разностей пород, изредка содержащих линзочки, насыщенные

галькой, коричневатые и темно-серые глины, подчеркивающие крупную линзовидную мегаслоистость, с известковистыми и сидеритовыми конкрециями. Многочисленны здесь морские макро- и микрофоссилии, встречаются разрозненные остатки скелетов гигантских рептилий. Встречены аммониты *Dactylioceras commune*, *Zugodactylites ex gr. braunianus* и др., комплексы двустворок, характерные для б-зон *Dacryomya inflata*–*Tancredia bicarinata*, *Meleagrinnella faminaestriata*, *Pseudomytiloides marchaensis*, *Arctotis marchaensis* (раковины двустворок часто образуют скопления и линзы ракушняка), комплексы фораминифер из f-зон: *Ammobaculites lobus*–*Trochammina kisselmani*, *Astacolus praefoliaceus* и *Lenticulina multa*, и остракод, типичные для о-зоны *Camptocythere mandelstami* и слоев с *Camptocythere occalata*. Мощность свиты в стратотипической местности до 110 м. От перекрывающих отложений она отличается разнообразием структурно-текстурных особенностей слагающих ее пород. Название свита получила по мысу Эрен на правом берегу Анабарского залива, разрез послойно описан ранее (Стратиграфия., 1976, пачки 17–20; и др.). Стратотип эренской свиты находится на левом берегу Анабарского залива в 6,0 км ниже мыса Аиркат. Свита согласно залегает на подстилающей китербютской и согласно перекрывается хоргонской свитой. Стратиграфический диапазон эренской свиты — неполный нижний–верхний тоар (см. рис. 28).

Хоргонская свита в стратотипе (левый берег Анабарского залива, 7,3 км ниже мыса Аиркат) (см. рис. 32) представлена несколькими циклично построенными пакетами мощностью 2,0–3,5 м, в основании которых обычно наблюдается очень частое переслаивание глинистых и песчаных алевролитов и слоев темно-серых глин. Вверх по разрезу пакетов увеличивается количество и мощность песчаных разностей пород, в верхах пакетов — известковистых. В породах встречаются слабоокатанные валуны, рассеянная галька, обломки древесины. Ориктоценозы бедны, внизу найдены редкие разрозненные створки *Arctotis marchaensis*, в верхней части редкие *Tancredia sp. ind.*, *Homomya sp. ind.* Мощность свиты в стратотипе 24 м. Названа свита по мысу Хорго (левый берег Анабарского залива), где она ранее описывалась как пачка 21 сводного разреза юры

(Стратиграфия., 1976). Свита с размывом (выпадает b-зона *Retroceramus elegans*) перекрывается алевролитами арангастахской свиты. Следы позднеааленского размыва, или максимума регрессии, в той или иной мере отмечаются практически во всех разрезах средней юры севера Средней Сибири (Шурыгин, 1986; и др.).

В Восточно-Таймырском фациальном районе, помимо китербютской свиты, в пограничных слоях тоара и аалена впервые выделяется короткинская свита (см. рис. 28, 33, 57), представленная монотонной толщей темно-серых глин и аргиллитов алевроитовых и алевролитистых, с многочисленными рядами известково-глинистых конкреций, стяжениями пирита. Полное описание разреза и палеонтологическая характеристика приведены в ряде работ (Шурыгин, Левчук, 1982; Левчук, 1985; пачки 15–18). Названа свита по руч. Короткому на Восточном Таймыре. Мощность свиты 85–90 м. Она согласно (?) залегает на китербютской и согласно же перекрывается апрелевской свитой. От перекрывающих образований отличается глинистым составом и монотонным строением. Стратиграфический диапазон: неполный нижний тоар–низы нижнего аалена (см. рис. 28).

В Лено-Анабарском фациальном районе надояхский горизонт представлен нижней половиной келимярской свиты (верхи нижнего тоара–низы нижнего аалена): глины темно-серые, в прослоях тонкоотмученные или алевроитовые, с прослойками алевролитов, многочисленными карбонатными стяжениями, остатками морской фауны. Описание разрезов и их детальная палеонтологическая характеристика опубликованы ранее (Князев и др., 1991; и др.) (см. рис. 58). Из этой части келимярской свиты известны аммониты *Pseudolioceras compactile*, двустворки b-зон *Dacryomya inflata* и *Tancredia bicarinata*, *Meleagrinella faminaestriata*, *Pseudomytiloides marchaensis*, *Dacryomya gigantea*, фораминиферы, характерные для f-зон *Ammobaculites lobus* и *Trochammina kisselmani*, *Astacolus praefoliaceus* и *Lenticulina multa*, остракоды o-зоны *Camptocythere mandelstami* и слоев с *Camptocythere occalata*. Мощность отложений около 70 м.

Южнее (в Жиганском районе) состав пород надояхского горизонта несколько бо-

лее алевроитовый, появляются следы внутриформационных размывов, иногда встречается ракушняк, линзы слабокарбонатизированных пород (верхняя часть сунтарской свиты). Отсюда известны аммониты *Pseudolioceras falcodiscus* (Князев и др., 1991), обычны здесь двустворки, характерные для b-зон *Meleagrinella faminaestriata*, *Pseudomytiloides marchaensis*, *Arctotis marchaensis*, фораминиферы, типичные для f-зон *Ammobaculites lobus* и *Trochammina kisselmani*, *Astacolus praefoliaceus* и *Lenticulina multa*, найдены остракоды, присущие o-зоне *Camptocythere mandelstami* и слоям с *Camptocythere occalata*, *C. aff. occalata*. Мощность отложений до 30 м.

Надояхский горизонт в Лено-Вилуйской фациальной области также представлен преимущественно верхней частью сунтарской свиты (верхи нижнего тоара–низы нижнего аалена) (см. рис. 83, 91), сложенной глинами и алевроитами темно-серыми, массивными или слоистыми, с прослоями мелкозернистых песков, с многочисленными разнообразными по форме и размерам карбонатными конкрециями, в краевой части бассейна с линзами ракушняка. Многочисленны здесь аммониты *Dactylioceras* spp., *Zugodactylites* spp., *Pseudolioceras* spp., двустворки *Dacryomya inflata*, *Tancredia bicarinata*, *Meleagrinella faminaestriata*, *Pseudomytiloides marchaensis*, *Arctotis marchaensis*, фораминиферы *Ammobaculites lobus*, *Trochammina kisselmani*, *Astacolus praefoliaceus*, *Lenticulina multa*, *Verneuilinoides* sp., остракоды *Camptocythere mandelstami*, *C. occalata*, *C. aff. occalata* и другие остатки морской фауны (Князев и др., 1991; и др.).

Завершая обзор горизонтов нижней юры, отметим, что в нижнеюрских отложениях залежи углеводородов в Сибири к настоящему моменту известны во всех песчаных горизонтах: в зимнем (Западно-Новогодняя площадь в Западной Сибири, Средневилуйское, Толон-Мастахское и другие месторождения Хапчагайского мегавала Вилуйской синеклизы), в шарاپовском и надояхском, являющихся основными продуктивными пластами широко известного Талинского месторождения нефти. В шарاپовском горизонте сосредоточены также основные запасы юрских углеводородов Республики Саха (Якутия). Открытая пористость песчаников нижней юры изменяется от 8 до 29–30 %, проницаемость достигает 3038,6 мД.

Лайдинский горизонт

На значительной территории континентальной Обь-Иртышской области соответствующая толща ранее рассматривалась как верхняя пачка худосейской свиты (Решения..., 1991) или средняя пачка нижнетамбовской подсвиты (верхняя половина нижнего-низы верхнего аалена) (Гурари и др., 1988а; и др.) (см. рис. 14, 59). Толща сложена озерными, болотными, аллювиально-озерными темно-серыми алевритовыми аргиллитами, мелкозернистыми глинистыми алевролитами с пластами и линзами углей, маломощными прослоями мелкозернистых песчаников и алевролитов. Мощность составляет 40–70 м. Возрастная датировка опирается исключительно на данные палинологии (спорово-пыльцевой комплекс палинозоны 8), остатки других организмов или крайне редки, или не информативны. В настоящее время в большинстве фациальных районов области — это верхняя часть пешковской свиты (см. описание надояхского горизонта), сопоставляемая с соответствующим интервалом яны-маньинской (Приуральский фациальный район) и глушинской (Кулундинский фациальный район) свитами и верхней пачкой нижеитатской подсвиты (Чулымо-Енисейский фациальный район).

На крайнем юго-востоке Западной Сибири в пределах Ажарминского фациального района пешковская свита распространена очень широко, но часто представлена только верхней (лайдинской) частью (см. рис. 78, 79, 90). В скважинах Корбыльской площади верхняя (соответствующая лайдинскому горизонту) пачка пешковской свиты маломощна (около 23 м) и сложена аргиллитами серыми, темно-серыми, иногда углистыми, чередующимися с алевролитами и песчаниками, с пропластками угля. К востоку эта пачка сильно опесчанивается и увеличивается ее мощность. Так, в Ажарминских скважинах на породах фундамента залегает опесчаненная верхняя пачка пешковской свиты. Представлена она песчаниками среднезернистыми светло-серыми с подчиненными прослоями серых алевролитов и темно-серых аргиллитов и имеет мощность около 60 м. Палиноспектр, обнаруженный в этой пачке в скв. Ажарминской-450 (инт. 2855–2861 м), содержит *Disaccites*, *Cyathidites coniopteroides*, *Cyathidites* spp., *Ginkgocycadophytus* spp., *Pinaceae*, *Picea-*

pollenites spp., *P. variabiliformis*, *Pinus divulgata*, *Protopicea*, *Lycopodiumsporites* spp., *Neorai-strickia* sp., *N. rotundiformis*, *Dicksonia densa*, *Protoconiferus funarius*, *Sciadopitys*, *Podocarpidites* spp., *Paleoconiferus asaccatus*, *Osmundacidites* sp., *Clathropteris* sp., *Stereisporites incertus*, *Cycadopites*, *Araucariaceae*, *Aletes*, *Classopollis*. Этот палинокомплекс соответствует характерному для палинозоны 8. Таким образом, верхняя более глинистая пачка пешковской свиты в скв. Ажарминской-450 отвечает лайдинскому горизонту региональной стратиграфической шкалы Западной Сибири (см. рис. 42).

В более южных разрезах (Еланская, Мартовская, Няргинская площади) верхняя более глинистая пачка пешковской свиты достаточно уверенно опознается как по материалам ГИС, так и в керне. Она сложена аргиллитами темно-серыми с прослоями песчаников и алевролитов, с пропластками углей и имеет достаточно выдержанную мощность от 25 до 33 м. Далее в восточном направлении на Вездеходной площади в верхней части пешковской свиты отмечается пачка чередования аргиллитов темно-серых с зеленоватым оттенком, иногда черных углистых с пластами серых мелко- и среднезернистых песчаников мощностью 36–55 м, а в самых верхах ее выделяются пропластки угля, индексируемые как U_{14} (см. рис. 84). Из верхней более глинистой пачки этой свиты из темно-серых аргиллитов (инт. 2954–2852 м) из скв. Вездеходной-1 известны комплексы палинозоны 8 — *Syahidites minor*, *Osmundacidites jurassicus*, *Piceapollenites variabiliformis*, *Stereisporites* spp., *Sciadopityspollenites multiverrucosus*, соответствующей по объему аалену. Таким образом, в верхах пешковской свиты обнаружены спорово-пыльцевые комплексы палинозоны 8 (Вездеходная-1, Ажарминская-450 и многие другие скважины юга Западной Сибири), характерные для лайдинского горизонта.

В Чулымо-Енисейском фациальном районе лайдинскому горизонту соответствует верхняя пачка нижеитатской подсвиты. Так, в скв. Ярской-1 в кровле подсвиты отмечается алевролитопесчаная пачка с пропластком угля, а в скважинах Максимоярской и Чачанской-2 описана верхняя пачка итатской свиты мощностью 25 и 17 м, представленная переслаиванием темно-серых и серых аргиллитов с пропластками песчаника и про-

слоями углистых аргиллитов, переходящих в пропластки угля 0,5–1 м, весьма похожая по строению верхней частью пешковской свиты соседних территорий.

В Варьеганском, Часельском и Приенисейском фациальных районах переходной Обь-Тазовской области лайдинский горизонт представлен перевальной свитой (верхняя половина нижнего-низы верхнего аалена) со стратотипом в скв. Западно-Перевальной-11а (Казаков, Девятов, 1990). Перевальная свита — это прибрежно-морские, лагунные, озерные темно-серые аргиллиты и мелкозернистые глинистые алевролиты с прослоями мелкозернистых глинистых песчаников. Порода часто биотурбированы, содержат ракушняковый детрит, остатки двустворок *Prionoella?* sp., *Arctica* sp. ind., *Tancredia* sp., фораминифер *Ammodiscus glumaceus*, *Saccamina ampullacea*, *Verneuilioides* ex gr. *syndascoensis*, *Kutsevella aperta*, *Recurvoides* sp., *Evolutinella nana*, *Astacolus* sp. и фрагменты наземной флоры. Мощность свиты 30–85 м.

На западе территории (скважины Западно-Перевальная-11а, инт. 3542–3496 м; Сугмутская-423, инт. 3650–3617 м и др.) мощность перевальной свиты, хорошо прослеживаемой по каротажным диаграммам, достаточно выдержана и изменяется от 30 до 50 м. В юго-восточных и восточных районах свита часто залегает на породах доюрского основания (рис. 94, 96) и представлена тонким переслаиванием темно-серых аргиллитов и серых песчаных алевролитов с обильным обугленным растительным детритом. В аргиллитах иногда встречаются вертикальные ходы. В скв. Приозерной-92 (инт. 3066–3019 м) аргиллиты и алевролиты перевальной свиты охарактеризованы палинокомплексами (инт. 3039–3019 м), типичными для палинозоны 8. Здесь в палиноспектрах преобладают споры папоротникообразных, среди которых ведущее положение занимают *Cyathidites minor* и *Leiotriletes*, *Osmundacidites jurassicus* (К.-М.) Kuzitsch., *Osmundacidites* spp., регулярно присутствуют *Lycopodiumsporites subrotundus* Vinogr., *Stereisporites* spp., *Tripartina variabilis*. Пыльца голосеменных представлена *Piceapollenites* spp., *Disaccites*, *Ginkgocycadophytus*, редкими *Cycadopites* и *Podocarpidites*. В нижней части свиты в ряде скважин встречены палинокомплексы, свойственные для слоев 76 и палинозоны 8, в ряде случаев — только характерные

для палинозоны 8, нижняя граница которой совпадает с нижней границей лайдинского горизонта. Таким образом, перевальная свита соответствует самым верхам надоянского и лайдинского горизонту, а на отдельных площадях — только лайдинскому горизонту. Распределение максимумов мощностей свиты на юго-востоке и востоке зон ее распространения более контрастное, чем в западных районах, и изменяется от 15 до 55 м.

Перевальная свита сменяется по простиранию на западе (во Фроловском фациальном районе) верхней подсвитой тугровской свиты, на севере и северо-западе (Надымский и Уренгойский фациальные районы) — верхней подсвитой новогодней свиты, а на юге области (Нюрольский и Тымский фациальные районы) — верхней подсвитой салатской свиты (см. рис. 28). Описание конструкции новых свит и характеристика верхней их части приведены выше.

В Ямало-Гыданской и на западе Лено-Енисейской области лайдинский горизонт представлен лайдинской свитой со стратотипом в скв. Малохетской-10 (Байбародских и др., 1968). Свита охватывает верхнюю половину нижнего-низы верхнего аалена и сложена морскими и мелководно-морскими темно-серыми тонкослоистыми аргиллитами, в прибортовой части бассейнов с рассеянной галькой, маломощными прослоями алевролитов и мелкозернистых песчаников с комплексами двустворок слоев с *Dacryomya gigantea-Sowerbya*, *Arctotis lenaensis-Arctica humiliculinata*, *Retroceramus* ex gr. *elegans* и *Arctotis lenaensis*. Из микрофауны здесь распространены фораминиферы, характерные для слоев с *Verneuilioides syndascoensis*, являющихся прекрасным реперным уровнем, а также для слоев с *Astacolus zwetkovi* и *Lenticulina nordvikensis*, с *Trochammina praesquamata*, и остракоды, типичные для слоев с *Camptocythere nordvikensis*. Мощность свиты 45–100 м.

В Анабаро-Хатангской седловине к верхней части описываемого горизонта, вероятно, принадлежит верхнеааленская нижняя подсвита арангастахской свиты (Труды..., 1957). Это мелководно-морские алевролиты, преимущественно песчаные, с линзочками гравия, гальки и валунами местных пород, линзами лептохлоритовых мелкозернистых песчаников, ракушняков (Шурыгин, 1978; и др.). В подсвите встречены аммониты

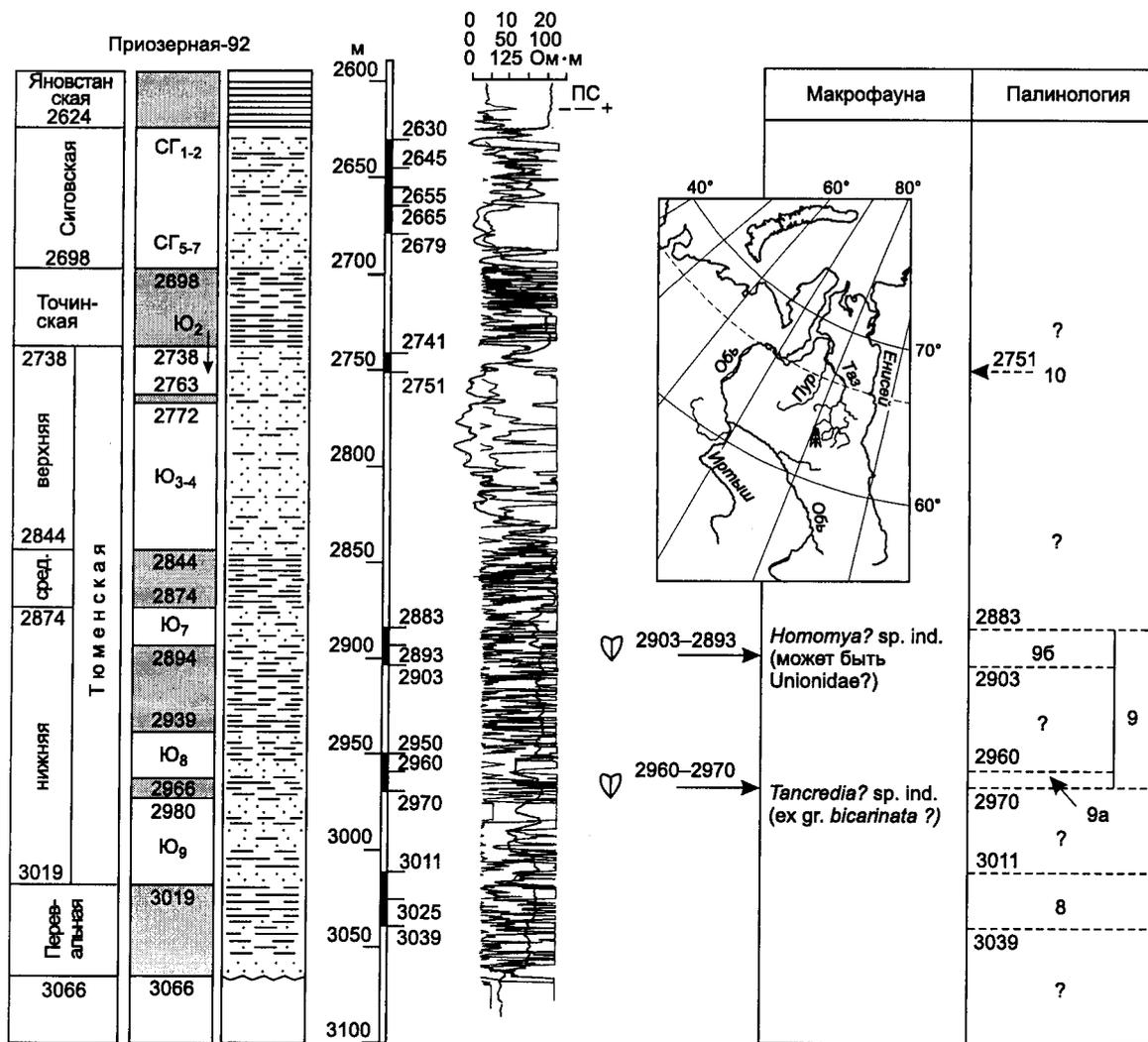


Рис. 96. Расчленение, палеонтологическая, лито- и биостратиграфическая характеристика средней и верхней юры, вскрытой скв. Приозерной-92. Усл. обозн. см. рис. 17, 28, 29, 88.

Tugurites spp., двустворчатые моллюски, типичные для b-зоны *Retroceramus jurensis*, комплекс фораминифер, присущий f-зоне *Lenticulina nordvikensis*, и остракоды из слоев с *Camptocythere praespinulosa* (Стратиграфия..., 1976; Захаров, Шурыгин, 1978; Князев и др., 1991; и др.) (см. рис. 32). Мощность нижней подсвиты до 60 м.

Соответствующая толща в разрезах Восточно-Таймырского района впервые обособлена как апрелевская свита (см. рис. 33, 57), сложенная циклическим переслаиванием глин и алевролитов то крупнозернистых, то глинистых, с прослоями и линзами, насыщенными галькой, линзочками мелкозернистых песков, часто с обильным растительным дет-

ритом по напластованию. В породах встречаются рассеянные валуны, галька, иногда звездчатые сростки кальцита, обломки углефицированной древесины и ряды конкреций известковистого алевролита или песчаника. Детальное лито- и биостратиграфическое описание разреза приведено ранее (Шурыгин, Левчук, 1982; Левчук, 1985; пачки 19-21). Мощность свиты на Восточном Таймыре около 45 м. От перекрывающей ее арангастахской свиты апрелевская свита отличается более грубым составом и текстурными особенностями. Стратиграфический диапазон — неполный нижний и верхний аален (см. рис. 28). Название дано по руч. Апрельскому.

На территории Лено-Анабарского фациального района лайдинскому горизонту отвечает средняя часть келимьярской свиты (верхняя половина нижнего-низы верхнего аалена) общей мощностью около 40 м. Здесь горизонт сложен глинами алевритистыми и алевритовыми, темно-серыми со слабым зеленоватым оттенком, внизу с многочисленными небольшими сидеритизированными, красноватыми и коричневатыми с поверхности известковистыми конкрециями, на крайнем юго-востоке — с фосфатными желваками. Вверху встречаются ряды довольно крупных известково-глинистых конкреций. В ориктоценозах присутствуют аммониты *Pseudolioceras beyrichi*; двустворки *Dacryomya gigantea*, *Mclearnia kelimyarensis*, *Retroceramus elegans*, *R. jurensis* и др.; фораминиферы *Verneuilinoides syndascoensis*, *Astacolus praefoliaceus*, *A. zwetkovi*, *Lenticulina multa*, *L. nordvikensis*, *L. dOrbigny* и др. (Стратиграфия..., 1976, Захаров, Шурыгин, 1978; Князев и др., 1991; Никитенко, 1992, 1994; и др.).

На территории Лено-Вилуйской фациальной области нижняя часть лайдинского горизонта еще представлена, как и тоар, однообразно: сюда относится верхняя часть сунтарской свиты (часть нижнего аалена), сложенная морскими и мелководно-морскими глинами и аргиллитами, в верхней части с прослоями алевролитов, песчаников с многочисленными конкреционными горизонтами известковистого и сидеритового, реже фосфатно-известкового состава. Здесь найдены *Pseudolioceras beyrichi*, комплексы двустворок, характерные для b-зоны *Mclearnia kelimyarensis* и др., фораминиферы из f-зоны *Verneuilinoides syndascoensis* и остракоды из слоев с *Camptocythere foveolata* (Князев и др., 1991; и др.). Сунтарская свита в этом районе является основным юрским стратиграфическим маркирующим горизонтом и флюидопором (см. рис. 83).

В центральной части Вилуйской синеклизы и в прилегающих районах Предверхоянского краевого прогиба верхняя часть сунтарской свиты характеризуется аналогичным набором литогенетических типов пород. Лишь в прикровельной части свиты появляются мало мощные прослои крупнозернистых алевролитов и мелкозернистых песчаников. В Центральном Верхоянье и на прилегающей территории распространены верхнесунтарские слои, час-

то несогласно залегающие на верхнем плинсбахе. В целом строение и возрастные взаимоотношения слоев сунтарской свиты в Центральном Верхоянье весьма сложные. Не проясняют его и редкие находки аммонитов в скв. 5 (*Pseudolioceras* sp.) и на р. Кюндюдей (*Dactylioceras* sp.). Однако от решения этого вопроса зависит достоверность реконструкций истории формирования и сохранения юрских залежей углеводородов на востоке Сибирской платформы, а следовательно, и оценка перспективности нефтегазоносности мезозойских отложений этой территории. Мощность свиты в целом не превышает 60 м.

Верхняя часть лайдинского горизонта в Лено-Вилуйской фациальной области уже сильно дифференцирована по латерали. Она представлена нижними частями якутской (Вилуйский фациальный район), сугджинской (Алданский фациальный район) и кыстатымской (Жиганский фациальный район — переход к Лено-Енисейской области) свит (см. рис. 27, 28, 83). Характеристика этих свит, большая часть которых приходится на вымский и леонтьевский горизонты, приведена ниже.

Вымский горизонт

На территориях западного и северного обрамления Сибирской платформы существенно песчаная толща вымского горизонта хорошо представлена в большинстве разрезов. С ней связывают начало нового этапа формирования мезозойского седиментационного бассейна Западной Сибири и крупного цикла осадконакопления, что послужило основанием для обособления по его подошве двух серий — уренгойскую и варьеганскую (Казаков и др., 1992). Стратиграфический объем этих серий после соответствующего уточнения, согласованного с современным пониманием взаимоотношения региональной и общей шкал в Западной Сибири, принимается для уренгойской как геттанг-нижний аален, а для варьеганской как верхний аален-нижний келловей (Шурыгин и др., 1995, 1996а, б).

На юге Западной Сибири в Обь-Иртышской фациальной области вымский горизонт развит практически повсеместно. В большинстве фациальных районов этой области горизонт представлен нижнетюменской подсвитой (верхняя часть верхнего аалена-низы

нижнего байоса), сложенной аллювиальными, озерными, болотными серыми, светло-серыми разномерными косослоистыми песчаниками, мелким переслаиванием алевролитов, аргиллитов, мелкозернистых песчаников, с прослоями гравелитов, с пластами углистых аргиллитов и углей. В основании подсвита — либо размыв, либо группа угольных пластов. Мощность подсвита в описываемых фациальных районах от 60–140 до 200 м (см. рис. 28). Исключение составляют краевые фациальные районы Обь-Иртышской области: на западе в Приуральском районе тюменская свита замещается тольинской (глины и алевролиты), на юге в Кулундинском — верхней частью глушинской свиты, а на юго-востоке в Чулымо-Енисейском районе — верхнеитатской подсвитой (см. рис. 28, 90).

Строение и биостратиграфия нижнетюменской подсвита хорошо изучена в последнее время на юго-востоке Западной Сибири, по разрезам многочисленных скважин, вскрывших ее в крайне северных фациальных районах Обь-Иртышской фациальной области (Омском, Колпашевском, Нижнечулымском и Ажарминском) и в смежных с ними крайне южных фациальных районах Обь-Тазовской переходной области (Нюрольском и Тымском). В этих районах нижнетюменская подсвита расчленяется на серию песчаных резервуаров (горизонты Ю₁₁–Ю₁₄ — по классификации томских геологов), разделенных глинисто-углистыми пачками. Индексация групп песчаных пластов Ю₁₁–Ю₁₄ соответствует угольным маркирующим горизонтам, залегающим под пластами (Белозеров и др., 1985). Наиболее выдержанными по простираню и мощными на юго-востоке Западной Сибири являются песчаники Ю₁₄. Песчаные пласты Ю₁₁–Ю₁₃ выделяются хуже, не выдержаны по площади, в них увеличивается доля глинисто-углистого материала (рис. 97).

Породы, залегающие в интервале пластов Ю₁₁–Ю₁₄, макроскопически довольно одинаковы по всей территории. Обычно это переслаивание (или тонкое, или более значительное по мощности) песчаников серых и темно-серых разномерных, ближе к сводам — крупно- и среднезернистых, ближе к центральным частям впадин — мелкозернистых с аргиллитами и алевролитами. Песчаники Ю₁₄ часто неслоистые. По мере увели-

чения доли глинисто-углистого материала в песчаниках Ю₁₁–Ю₁₃, а в центральных частях впадин и Ю₁₄ отмечена линзовидная, косая, волнистая, горизонтальная слоистость. Для песчаников характерны большое количество рассеянного растительного детрита, присутствие крупных обломков окремненной и сидеритизированной слабоуглифицированной древесины, крупных обломков слоистых аргиллитов, часто встречающиеся крупные рассеянные гальки. В южных районах установлены единичные находки глауконита. Обычно доля песчаного материала возрастает на склонах положительных структур первого порядка. Вниз по склонам структур и вблизи зон выклинивания разрез становится преимущественно глинистым, содержание песчаного материала уменьшается.

В нижнетюменской подсвите в многочисленных скважинах Нюрольской впадины и прилегающих территорий (Нижнетабаганских, Тамбаевских, Сенькиных, Толпаровских, Салатской-1, Дедовской-2, Хылькинской-2, Пешковской-13 и др.) обнаружены спорово-пыльцевые комплексы, характерные для палинозон 8 и 9. Причем СПК палинозоны 8 найден над и под пластом У₁₄, а типичный для палинозоны 9 обнаружен над и под маркирующим угольным пластом У₁₀ в верхах подсвита. Таким образом, в нижнетюменской подсвите определяются верхняя часть палинозоны 8 и низы палинозоны 9, т. е. подсвита соответствует вымскому горизонту Западной Сибири. Как следствие, граница аалена и байоса проводится внутри этой подсвита (см. рис. 28, 59). Наиболее характерной чертой нижнетюменской подсвита являются: высокая угленасыщенность, наличие большого количества реперных углисто-глинистых пачек и линзовидность песчаных пластов. Именно с этими особенностями песчаных пластов связан значительный разброс значений коэффициента песчаности по площади и отсутствие четких закономерностей в их распределении.

На крайнем юго-востоке в Ажарминском фациальном районе нижнетюменская подсвита, залегая на пешковской свите, распространена практически повсеместно (см. рис. 78, 79). На Еланской, Корбыльской, Мартовской площадях подсвита представлена чередованием аргиллитов темно-серых, иногда углистых, со светло-серыми песчаниками и серыми алевролитами с преобла-

данием последних мощностью 96–135 м. В восточном направлении (скв. Ажарминская-450) подсвета существенно опесчанивается и сложена светло-серыми среднезернистыми песчаниками с редкими маломощными пропластками аргиллитов и алевролитов мощностью 128 м. На Вездеходной площади встречен также существенно песчаный разрез мощностью 120–139 м (см. рис. 84). Палинологическая характеристика нижнетюменской подсветы в этом фациальном районе известна только по скв. Вездеходной-1. Здесь близ границы нижней и средней подсветы (инт. 2716–2711 м) встречен палинокомплекс с *Selaginella rotundiformis* (2 %) и *Pinus divulgata* (5 %), относящийся к палинозоне 9.

Верхнеитатская подсвета, сменяющая тюменскую свиту в Чулымо-Енисейском фациальном районе (Ярская, Максимоярская, Карбинская, Чачанская, Чулымская и другие площади), залегает на нижнеитатской подсвете или на породах фундамента (см. рис. 28, 90). Близ северной границы распространения верхнеитатской подсветы в зоне ее латерального контакта с тюменской свитой наиболее полный разрез вскрыт в скв. Ярской-2. Здесь залегают мощные пласты светло-серого с голубоватым и зеленоватым оттенком песчаника с подчиненными прослоями, в которых чередуются светло-серые плотные алевролиты, зеленовато-серые аргиллиты, песчаники и разной мощности пласты угля. Общая мощность верхнеитатской подсветы составляет 352 м. В описываемой скважине в интервале 2102–1991 м встречен спорово-пыльцевой комплекс, характерный для палинозоны 9. Сходный разрез верхнеитатской подсветы (мощностью 305 м) вскрыт в соседней скв. Максимоярской-1.

На западе в скв. Карбинской-1, в которой верхнеитатская подсвета залегает на фундаменте, и скв. Чачанской-2 она представлена чередованием мощных песчаных пластов и слоистых пакетов. В последних переслаиваются черные, иногда углистые аргиллиты, светло-серые песчаники, серо-зеленоватые алевролиты и пласты угля мощностью 1–2 м. Общая мощность подсветы здесь достигает 240 м.

На юге мощность углистых пластов возрастает и достигает 5–10 м. Так, в скв. Чулымской-1 в нижней части подсветы установлены песчаники светло-серые, иногда зеленоватые, с прослоями алевролитов и аргил-

литов с пластами угля до 5 м. В средней части верхнеитатской подсветы в этой скважине отмечается пачка (около 50 м) глин аргиллитоподобных, темно-серых с пластами угля мощностью 5 м. Нижняя граница этой пачки хорошо заметна на каротажных диаграммах: значения КС варьируют от 5 до 500 Ом·м, а кривая ПС мелкопульсирующая, положительная. Вероятно, эту пачку можно рассматривать как аналоги среднетюменской подсветы. Верхняя половина верхнеитатской подсветы представлена неравномерным переслаиванием зеленовато-серых, желтовато-серых до черных, углистых алевролитов, серых, с желтоватым оттенком до черных аргиллитоподобных глин, светло-серых, зеленоватых песчаников и пластов угля мощностью до 10 м. Общая мощность верхнеитатской подсветы около 380 м. В кровле подсветы обнаружены остатки филлопод (*Conchostraca*). В верхнеитатской подсвете найдены спорово-пыльцевые комплексы, характерные для палинозон 9 и 10. Сопоставляется подсвета с интервалом вымского–малышевского горизонтов в объеме верхов верхнего аалена–нижней части верхнего бата.

Нижнетюменская подсвета представляет собой вымский горизонт и в разрезах Обь-Тазовской фациальной области. Как показано выше, подсвета в Нюрольском и Тымском фациальных районах — это существенно угленосная толща преимущественно песчаников с угольными пластами U_{13-10} . Подстилается нижнетюменская подсвета в этих фациальных районах глинисто-углистой пачкой U_{14} (в кровле салатской свиты), положение которой в разрезе не всегда стабильно. Верхняя часть подсветы на этой территории представлена углисто-глинистой пачкой U_{10} , являющейся одним из основных реперов при корреляции отложений (см. рис. 28, 97). Строение и состав этой пачки достаточно резко изменяются по площади. В целом в ней преобладают угольные породы, мощность отдельных пластов углей достигает иногда 10–15 м. Количество угольных пластов пачки варьирует либо в сторону увеличения за счет их расщепления, либо уменьшения за счет выклинивания и слияния. Наблюдается и замещение их по латерали углистыми аргиллитами, аргиллитами, иногда появляются и линзы песчаников.

В центральных и северных фациальных районах Обь-Тазовской переходной об-

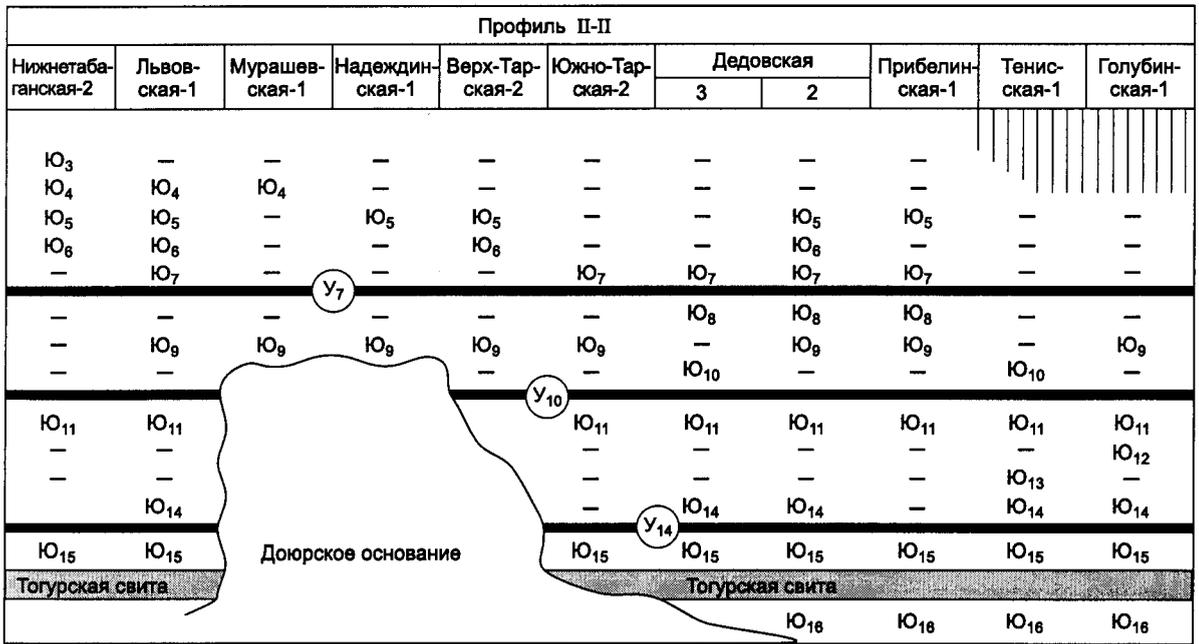
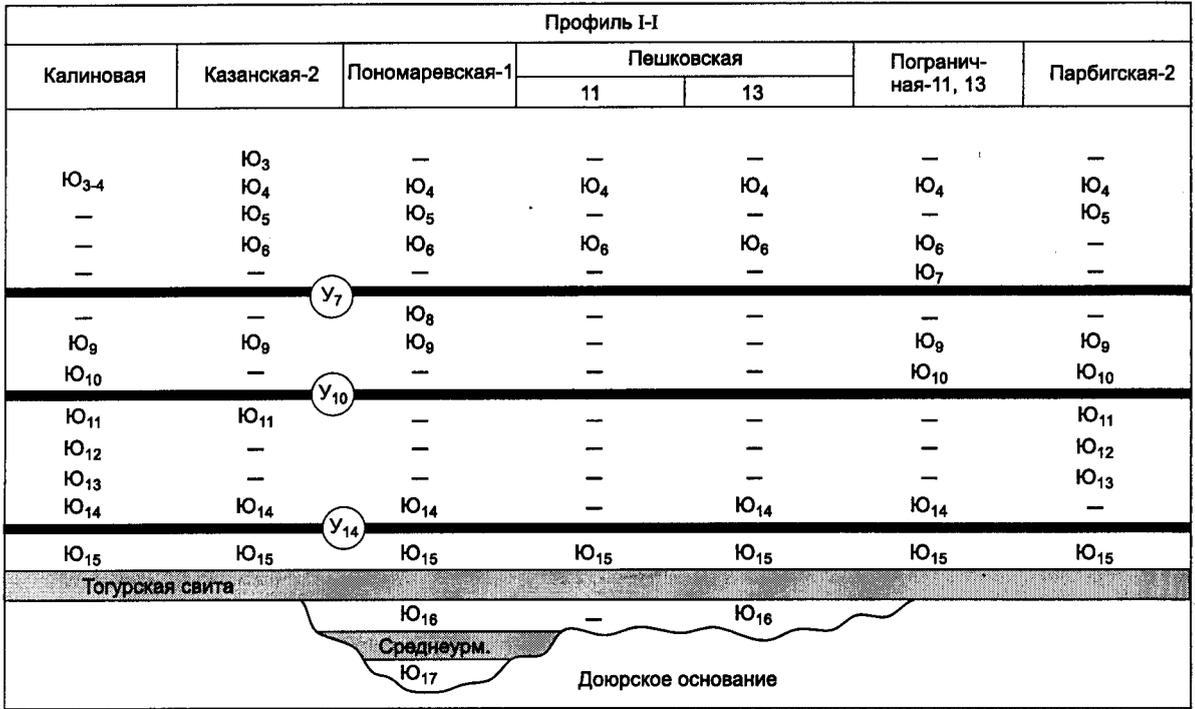


Рис. 97. Песчаные пласты в нижней и средней юре на юго-востоке Западной Сибири. Ю₁₆ – Ю₃₋₄ — песчаных пласты; У₇ – У₃₋₄ — углистые пласты.

Профиль III-III								
Налимья-3	Тальянская-1	Рифтовая-1	Орловская-1	Сергеевская		Никольская-1		
				5	3			
Ю ₃	Ю ₃	—	Ю ₃			—		
—	—	—	Ю ₄			—	—	
Ю ₅	—	—	Ю ₅			—	—	
—	Ю ₆	Ю ₆	Ю ₆			—	—	
Ю ₇	Ю ₇	Ю ₇	Ю ₇			—	—	Ю ₈
(У ₇)			—			—	—	Ю ₉
—	—	—	Ю ₈			—	—	Ю ₁₀
Ю ₉	Ю ₉	Ю ₉	Ю ₉			—	—	—
—	—	Ю ₁₀	Ю ₁₀			—	—	—
(У ₁₀)			—			—	—	—
—	—	—	—			—	—	Ю ₁₁
—	—	—	—			—	—	Ю ₁₂
Ю ₁₃	—	Ю ₁₃	—			—	—	Ю ₁₃
Ю ₁₄	Ю ₁₄	—	Ю ₁₄			—	—	Ю ₁₄
(У ₁₄)			—	—	—	—		
Ю ₁₅	Ю ₁₅	Ю ₁₅	Ю ₁₅	Ю ₁₅	Ю ₁₅	Ю ₁₅		
Тогурская свита			Ю ₁₆	Тогурская свита		Ю ₁₆		
—	Ю ₁₆	Ю ₁₆	Ю ₁₆	Ю ₁₆	Ю ₁₆	Ю ₁₆		
Доюрское основание	Среднеурм.		Доюрское основание	Среднеурманская подсвита		Доюрское основание		
—	Ю ₁₇	—	—	Ю ₁₇	Ю ₁₇	—		

Профиль IV-IV											
Сергеевская		Раздельная-3	Пахомовская-1	Тартасская-3	Витимская-1	Прибелинская-1	Тенниская-1	Голубинская-1			
5	3										
		—	—	—	Ю ₃	—					
		—	—	—	Ю ₄	—			—		
		—	—	—	Ю ₅	—			Ю ₅		
		—	—	—	—	—			—		
		—	—	—	Ю ₇	—			Ю ₇		
		(У ₇)		—	—	—			Ю ₈	—	—
		—	—	Ю ₉	Ю ₉	Ю ₉			—	Ю ₉	
		—	—	—	—	—			—	—	
		(У ₁₀)		—	—	—			Ю ₁₀	—	—
		—	—	—	—	—			Ю ₁₁	Ю ₁₁	Ю ₁₁
		—	—	—	Ю ₁₂	—			—	Ю ₁₂	Ю ₁₂
		—	—	Ю ₁₃	Ю ₁₃	—			—	Ю ₁₃	—
		—	—	—	Ю ₁₄	—			—	Ю ₁₄	Ю ₁₄
		(У ₁₄)		—	—	—			—	—	—
Ю ₁₅	Ю ₁₅	Ю ₁₅	—	—	Ю ₁₅	Ю ₁₅	Ю ₁₅				
Ю ₁₆		—	—	—	Ю ₁₆	Ю ₁₆	Ю ₁₆				
Ю ₁₇		—	—	—	—	—	—				
		Доюрское основание									

ласти, где ранее предлагалось обособить толькинскую свиту (верхняя часть верхнего аалена–низы нижнего байоса) со стратотипом в скв. Северо-Толькинской-304 (Казаров, Девятов, 1990), нижнетюменская подсвита представлена прибрежно-морскими, дельтовыми, лагунными, озерно-аллювиально-болотными серыми, светло-серыми мелко-среднезернистыми песчаниками и крупнозернистыми алевролитами с прослоями темно-серых аргиллитов и мелкозернистых глинистых алевролитов, с пластами углистых аргиллитов, реже углей. В нижнетюменской подсвите этой области наряду с прослоями, содержащими раковины пресноводных двустворок Unionidae (?), встречаются (особенно в северных районах области) редкие прослои, в ориктоценозах которых есть раковины морских двустворок (*Arctica* sp. ind.) и фораминифер (*Haplophragmoides* sp., *Dentalina* sp., *Lenticulina* sp.). Остатки двустворок, фораминифер, следы жизнедеятельности обычно сосредоточены в алевролито-аргиллитовых прослоях, разделяющих песчаные пласты. Мощность подсвиты в Обь-Тазовской области меняется от 60 в наиболее поднятых участках до 200–230 м в наиболее погруженных (см. рис. 28).

В центральной части Обь-Тазовской области (в основном Уренгойском фациальном районе) нижнетюменская подсвита согласно перекрывает аргиллиты верхненовогодней подсвиты. Наиболее изучен керн из разреза нижнетюменской подсвиты в скв. Западно-Новогодней-210 (инт. 3605–3455 м). Подсвита здесь представлена пластами песчаников, чередующихся с пакетами тонкого переслаивания и маломощными пластами темно-серых аргиллитов, иногда углистых и серых алевролитов. Песчаники серые с тонкими прослойками углистого алевролита, подчеркивающего косую, линзовидную слоистость. Пакеты тонкого переслаивания сложены песчаниками, алевролитами и аргиллитами, содержащими вертикальные ходы илоедов.

В алевролитах и аргиллитах в скв. Западно-Новогодней-210 (глубины 3602, 3576, 3491 м) найдены двустворки *Heterodonta*?, "*Pronoella*?" (Unionidae), *Arctica* sp. ind., обычные для слоев с *Arctotis* ex gr. *lenensis* и Unionidae (верхи верхнего аалена–низы нижнего байоса). Представители Unionidae, обнаруженные здесь, обычно рассматриваются как

показатели аномалий солености вод. Вместе с двустворками встречены остатки фораминифер *Trochammina* ex gr. *praesquamata* (глубина 3491 м), диапазон распространения которых – верхи нижнего аалена–низы верхнего байоса (см. рис. 60). В самом основании нижнетюменской подсвиты в описываемой скважине (инт. 3610–3575 м) установлены спорово-пыльцевые комплексы, весьма схожие с лайдинскими (палинозона 8). Основной фон в этих палиноспектрах составляет группа *Cyathidites* spp.–*Leiotriletes*, часты *Osmundacidites jurassicus* и пыльца *Piceapollenites variabiliformis*, регулярно встречаются *Stereisporites* и *Lycopodiumsporites* spp., *Tripartina variabilis* и *Ginkgocycadophytus*. Однако в палинокомплексе встречаются *Neoraistrickia* cf. *rotundiformis* (К.-М.) Taras., характерные для низов вымского горизонта (верхи верхнего аалена), и только здесь обнаружен *Leiotriletes segmentatus* Rovn., вид типичный для ааленских комплексов спор и пыльцы северо-западных районов Западной Сибири (Ровнина, 1972, 1997). Среди пыльцы голосеменных определен *Sciadopityspollenites multiverrucosus* (Sach. et Ilyina) Ilyina, один из характерных видов позднеааленского комплекса Сибири (Ильина, 1985, 19976). Выше по разрезу нижнетюменской подсвиты, вскрытому скв. Западно-Новогодней-210, в интервале 3494–3474 м обнаружен палинокомплекс, определяющим признаком которого является регулярное присутствие *Neoraistrickia rotundiformis*, *N. truncata* (Cooks.) Potonie, *Lycopodiumsporites* cf. *intortivallus* (Sach. et Ilyina) Ilyina, *Leiotriletes adiantiformis* Vinogr. и Pteridaceae, свойственное нижним слоям байоса (9а). Таким образом, на основании комплексного анализа макро-, микропалеонтологических и палинологических данных удалось установить, что в разрезе, вскрытом скв. Западно-Новогодней-210, нижняя часть нижнетюменской подсвиты (инт. 3610–3575 м) соответствует нижней части вымского горизонта (верхи верхнего аалена), а верхняя часть ее (инт. 3494–3474 м) относится к верхней части (нижний байос) этого горизонта. Следовательно, граница аалена и байоса проходит в этом разрезе внутри инт. 3575–3494 м (т. е. в верхах пласта Ю₉–пласт Ю₈) (см. рис. 60).

На западе Обь-Тазовской области (Варьеганский фациальный район) нижнетюменская подсвита согласно залегает на аргиллитах и алевролитах перевальной свиты и вскрыта в разрезах скважин Сугмутской-423 (инт. 3617–

3446 м) и Западно-Перевальной-11а (инт. 3496–3342 м) (см. рис. 85, 87). В последней скважине в самой кровле подсвиты (инт. 3357–3342 м) обнаружены палинологические остатки с преобладанием в спектрах спор (75–83 %), многочисленных леотрилетных форм (40 %), *Osmundacea* (10–20 %), а также *Lycosporidiumsporites*, *Ginkgocycadophytus*, *Piceapollenites variabiliformis* и др., что позволяет (с определенной долей условности) отнести их к самым верхам палинозоны 8 — палинозоне 9 (верхи верхнего аалена–байос).

Прослой пород морского генезиса прослежены в разрезе нижнетюменской подсвиты, вскрытом скв. Ярайнерской-23 (инт. 3473–3306 м) (см. рис. 47), где в темно-серых аргиллитах с прослоями алевролитов и песчаников (глубина 3387 м) найдены двустворки *Arctica* ex gr. *humiliculminata*, *Nototya* sp. ind. В этом же интервале обнаружены палинокомплексы палинозоны 9. Более разнообразные палинокомплексы получены из разреза нижнетюменской подсвиты, вскрытого скв. Приозерной-92, инт. 3019–2874 м (см. рис. 96). В этой скважине в приграничных слоях перевальной свиты и нижнетюменской подсвиты (инт. 3039–3011 м) встречены палинокомплексы, характерные для палинозоны 8 (верхняя часть нижневерхний аален). Выше (инт. 2970–2960 м) определены спорово-пыльцевые комплексы, свойственные для низов нижнего байоса (палинослой 9а) в пределах верхней части вымского горизонта, вместе с которыми в алевро-аргиллитовом прослое, разделяющем песчаные пласты Ю₉ и Ю₈, найдены морские двустворки *Tancredia?* sp. ind. (ex gr. *bicarinata*). В верхней части нижнетюменской подсвиты в скв. Приозерной-92 в алевролитно-аргиллитовой пачке (инт. 2903–2893 м) между группами песчаных пластов Ю₈ и Ю₇ установлен комплекс спор и пыльцы из средней части палинозоны 9 (палинослой 9б), типичный для приграничных вымско-леонтьевских толщ. Здесь же определены остатки *Nototya?* sp. ind. (?Unionidae).

Нижнетюменские песчаные пласты в Уренгойском, Варьеганском, Часельском и других фациальных районах Обь-Тазовской области, за исключением Нюрольского и Тымского районов, индексируются обычно как группы пластов Ю₉–Ю₇ (ЮГ₉–ЮГ₇, ЮВ₉–ЮВ₇, ЮС₉–ЮС₇, ЮТ₉–ЮТ₇) (см. рис. 28). Путем комплексного анализа каротажа, ли-

тологических и палеонтолого-палинологических данных удалось наметить определенные биостратиграфические критерии групп пластов Ю₉–Ю₇ в Уренгойском и Варьеганском фациальных районах. Так, в скв. Западно-Новогодней-210 граница между ааленом и байосом проходит в верхах пласта Ю₉–пласте Ю₈ (см. рис. 25, 60), в скв. Приозерной-92 покрывка, разделяющая Ю₉ и Ю₈, соотносится с низами байоса, а в низах Ю₉ определены ааленские палинокомплексы (см. рис. 96), в скв. Ярайнерской-23 аргиллитовый пласт между Ю₉–Ю₈ также датирован как байосский (см. рис. 47). Таким образом, граница между ааленом и байосом может проходить или в самых верхах группы пластов Ю₉, или внутри покрывки, разделяющей Ю₉–Ю₈.

Палинокомплекс из слоев 9а (низы нижнего байоса), характерный для верхов вымского горизонта, в изученных разрезах встречается в низах глинисто-алевролитовой покрывки, разделяющей группы пластов Ю₈–Ю₇. В то же время в самых верхах этой глинистой пачки, в других разрезах, обнаружен палинокомплекс слоев 9б, типичный для переходной вымско-леонтьевской толщи. Следовательно, можно предположить, что граница между палинослоями 9а и 9б проходит внутри алевро-аргиллитовой пачки, разделяющей группы пластов Ю₈–Ю₇, или в низах пласта Ю₇. Среди нижнетюменских групп пластов наиболее выдержанными по простиранию и мощными являются песчаники пластов Ю₉. В разрезах, расположенных по бортам отрицательных структур, увеличивается мощность глинистых покрывок между пластами. К кровле нижнетюменской подсвиты приурочен сейсмогоризонт Т_{bg} (Т₂).

В зонах развития морских отложений в Ямало-Гыданской фациальной области (см. рис. 55, 61, 64, 98) и в Хатангском районе Лено-Енисейской фациальной области вымский горизонт представлен одноименной свитой (верхняя часть верхнего аалена–низы нижнего байоса) со стратотипом в Усть-Енисейском районе (Байбародских и др., 1968). Свита сложена мелководно-морскими, прибрежными, переслаивающимися светло-серыми, серыми, мелко- и разнозернистыми песчаниками, чередующимися с серыми, коричневато-серыми алевролитами, темно-серыми аргиллитами, пакетами флишоидного переслаивания с морскими *Arctica humili-*

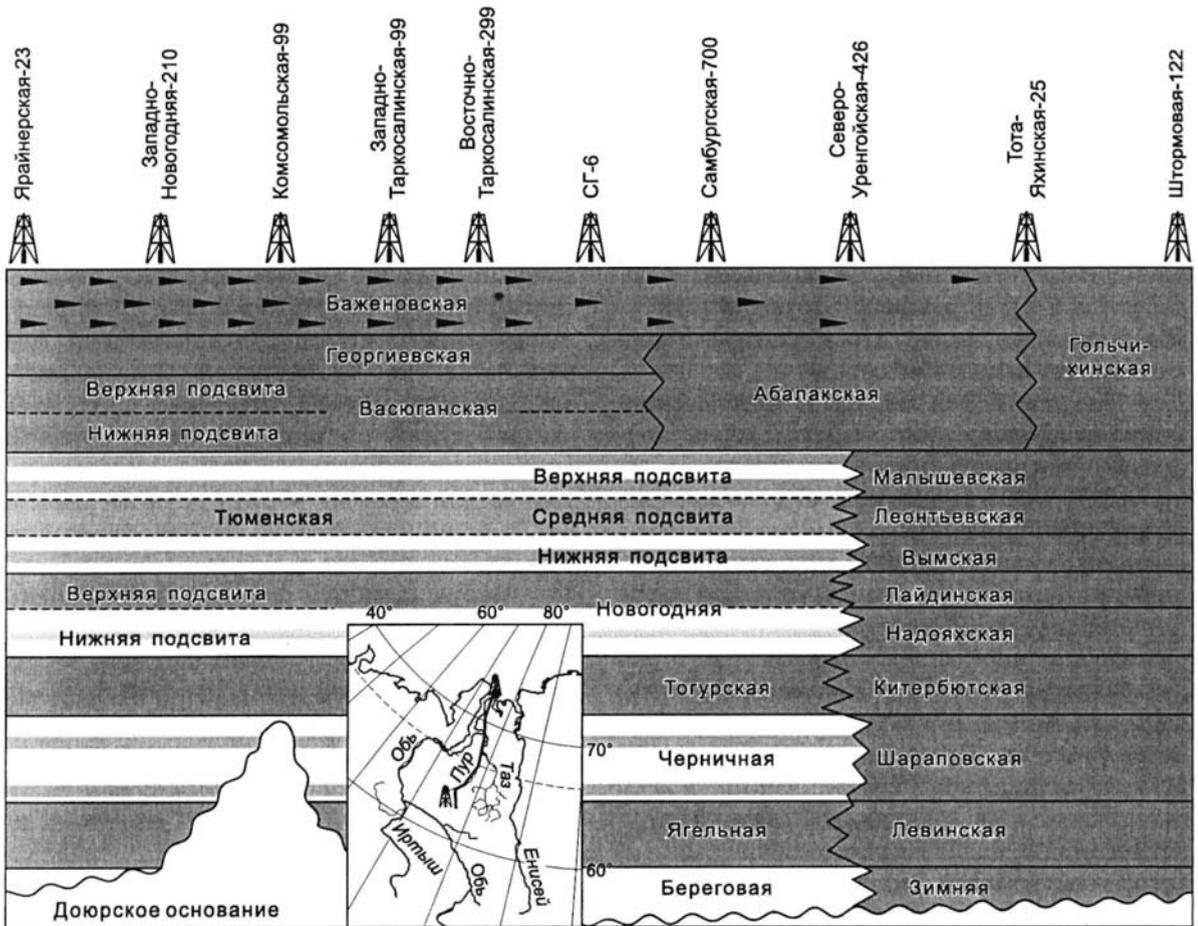


Рис. 98. Принципиальная схема замещения свит юры по латерали (профиль Ярайнерская-23 – Штормовая-122) на севере Западной Сибири.

Оттенками серого цвета показано присутствие морских прослоев, самые темные заливки – свиты морского генезиса.

culminata, *Arctotis lenaensis*, *Nuculana acuminata* и др. и редко — пресноводными двустворками *Unionidae*?, с многочисленными и разнообразными фораминиферами *Ammodiscus arangastachiensis*, *Lenticulina nordvikensis*, *Trochammina praesquamata* и др. и редкими остракодами *Camptocythere nordvikensis*. Встречаются прослой углистых пород, линзы углей. Мощность свиты 70–250 м.

В Нордвикском и Восточно-Таймырском фациальных районах вымскому горизонту соответствует верхнеарангастахская подсвита (верхняя часть верхнего аалена–низы нижнего байоса), представленная мелководноморскими песчанистыми и глинистыми алевролитами светло-серыми со слабым зеленоватым оттенком, с тонкими, но протяженными линзочками коричневатых глин. Наблюда-

ются участки биотурбированных пород, вертикальные норы пескожилов, рассеянная галька, гравий и валуны, диастемы, пласты и линзы известковистого алевролита. В подсвите встречаются аммониты *Tugurites* spp., разнообразные комплексы двустворок, характерные для b-зон *Retroceramus jurensis* и *R. lucifer*; изобильные фораминиферы *Ammodiscus arangastachiensis*, *Trochammina praesquamata*, *Lenticulina nordvikensis* (многочисленны в нижней части подсвиты) и др., остракоды, свойственные для o-зон *Camptocythere nordvikensis*, *C. praespinulosa* и др. (Стратиграфия..., 1976; Шурыгин, 1978, 1986; Меледина и др., 1987; Никитенко, 1991, 1992, 1994; и др.). Мощность подсвиты 40–165 м.

В Лено-Анабарском районе вымскому горизонту принадлежит верхняя часть кели-

мьрской свиты, представленная темно-серыми глинами и алевритами, внизу с желваками фосфоритов, с рассеянной по всей толще галькой, гравием и валунами. В северном направлении толща замещается крупнозернистыми светло-серыми алевролитами с множеством диастем, подчеркиваемых линзами и прослоями мегакластов. Здесь обнаружены двустворки, характерные для b-зон *Retroceramus jurensis* и *R. lucifer*, комплексы фораминифер с многочисленными *Ammodiscus arangastachiensis*, *Lenticulina nordvikensis* и др. (Стратиграфия..., 1976; Шурыгин, 1986, 1987а,б; Никитенко, 1991, 1992; и др.).

Южнее, в Жиганском фациальном районе, вымскому горизонту соответствует верхняя часть нижнекыстатымской подсвиты (верхняя часть верхнего аалена-низы нижнего байоса) со стратотипом на мысе Кыстатим, р. Лене (Вахрамеев, 1958; Кирина и др., 1978). Это цикличное переслаивание светлоокрашенных мелко-, реже среднезернистых песчаников (доминант), алевролитов и аргиллитов прибрежно- и мелководно-морского генезиса, с большим количеством диастем и крупных изометричной формы карбонатных конкреций часто с ракушняками в концентрациях. В верхах подсвиты найдены *Tugurites fastigatum*, в нижней части — *T. whiteavesi*, из двустворок характерны комплексы с *Retroceramus jurensis*, *R. lucifer*; фораминиферы представлены в нижней части комплексами с *Lenticulina nordvikensis*, а в верхней — комплексом с многочисленными *Ammodiscus arangastachiensis*. Мощность нижнекыстатымской подсвиты в прибортовой зоне прогиба достигает 35 м, в погруженной части увеличивается до 100 м.

В Вилюйском районе на востоке Сибирской платформы возрастным аналогом нижнетюменской подсвиты переходной фациальной области Западной Сибири является нижняя треть якутской свиты (верхняя часть верхнего аалена-низы нижнего байоса) (см. рис. 83, 91) со стратотипом на р. Лене, близ г. Якутска (Максимов, 1941). Свита сложена преимущественно прибрежно-морскими, дельтовыми и аллювиальными мелко- и разномзернистыми песками и песчаниками с пачками алевролитов и темно-серых аргиллитов, с прослоями конгломератов, с линзами углей и углистых пород. В отдельных прослоях толщи встречены *Retroceramus jurensis*,

R. lucifer и др., из фораминифер — многочисленные *Ammodiscus arangastachiensis*. Мощность рассматриваемой части разреза не превышает 50 м.

Леонтьевский горизонт

В Обь-Иртышской и Обь-Тазовской фациальных областях леонтьевский горизонт представлен преимущественно (за исключением краевых районов континентальной области) среднетюменской подсвитой (верхняя часть нижнего-низы верхнего байоса). Это лагунные с прослоями морских, озерные, болотные, озерно-аллювиальные и дельтовые мелкозернистые глинистые алевролиты, аргиллиты, пакеты флишoidов, прослойки песчаников и крупнозернистых алевролитов с остатками наземной флоры и спорово-пыльцевым комплексом палинозоны 9, с пластами углей (в континентальной области) и углистых пород. Близ кровли подсвиты в южных фациальных районах часто залегает мощный пласт угля. Мощность отложений варьирует от 20–80 до 120–170 м.

На территории фациальных районов континентальной Обь-Иртышской области и самых южных фациальных районов (Нюрольском, Тымском) Обь-Тазовской области перекрывающая нижнетюменскую подсвиту байосская толща представлена сложно и неравномерно чередующимися пластами песчаников, алевролитов, аргиллитов, углей. При этом доля тонкозернистых разностей в этой толще существенно выше, чем в подстилающей ее нижнетюменской подсвите и в перекрывающем ее малышевском горизонте. Толща хорошо опознается по каротажу в разрезах скважин и выделяется как среднетюменская подсвита на большей части юго-восточных площадей Западной Сибири. Распространена подсвита на этой территории практически повсеместно. Она почти полностью выполняет депрессионные зоны и большинство структур третьего, второго, и частично первого порядка, выклиниваясь на максимально выступающих сводах, таких как Калгачский и Межовский массивы. Мощность колеблется от 0 в зонах выклинивания до 110–150 м, иногда достигая 200 м в наиболее полных разрезах. Мощность увеличивается закономерно по мере погружения фундамента.

Характерным для разрезов средней юры является присутствие относительно мощных, трассируемых на значительные расстояния пластов углей, которые служат основными реперами при корреляции отложений. Угольные пласты $У_6$, $У_8$, $У_9$ обычно имеют значительные мощности и выдержаны по простирацию (Белозеров и др., 1985). Соответственно реперным углям выделяются и индексируются песчаные резервуары, разделенные глинисто-алевролитно-углистыми пачками. Песчаные пласты среднетюменской подсвиты между угольными пластами $У_6$ и $У_{10}$, проиндексированные на юго-востоке Западной Сибири как $Ю_7$ – $Ю_9$ (по классификации томских геологов), иногда имеют значительную мощность, но не прослеживаются по площади (см. рис. 97). Регионально выдержанным является песчаный пласт $Ю_{10}$, залегающий в подошве среднетюменской подсвиты и подстилаемый пластом $У_{10}$.

Из среднетюменской подсвиты Обь-Иртышской фациальной области уже давно известны в Барабинской опорной скважине находки *Tancredia* — двустворок обычных в прибрежной зоне морских бассейнов. В настоящее время в керне скважин Северо-Демьянских, Тайлаковских и других здесь найдены фораминиферы и двустворки *Arctica*, *Musculus* cf. *czekanovskii*, *Malletia* ex gr. *valga* (Гурари и др., 1992; и др.), известные в Сибири начиная с верхов нижнего байоса (Шурыгин, 1986; и др.). Если использовать современные сведения по датировке спорово-пыльцевых комплексов, то палинокомплексы, обнаруженные в среднетюменской подсвите (скважины Салатская-1, Смоляная-1, 2, Ажарминская-450, Дедовская-3 и др.), характерны для палинозоны 9, средней части которой соответствует леонтьевский горизонт (Костеша и др., 1991; Шурыгин и др., 1995; Ильина, 1997б). Следовательно, с учетом датировок верхних слоев нижней подсвиты (см. выше) и низов верхней подсвиты средняя подсвита тюменской свиты отвечает верхней части нижнего и нижней части верхнего байоса (см. рис. 28, 59).

В Ажарминском фациальном районе мощность и состав среднетюменской подсвиты очень изменчивы по латерали. На Еланской, Корбыльской, Няргинской и Мартовской площадях подсвита сложена переслаиванием аргиллитов темно-серых, иногда уг-

листых, с подчиненными прослоями песчаников и алевролитов мощностью от 32–45 м. К востоку (Ажарминская площадь) в подсвите (мощностью 74 м) возрастает роль песчаных и алевролитистых пород, с подчиненным значением темно-серых, постепенно переходящих в углистые аргиллиты. В образцах керна из скв. Ажарминской-450 (инт. 2570,9–2709,1 м) (см. рис. 42) обнаружен палинокомплекс с доминирующими в нем *Cyathidites coniopteroides*, менее частыми *Cyathidites* spp., *Disaccites*, *Pinaceae*, *Ginkgocycadophytus*, *Osmundacidites* spp., *Lycopodiumsporites* spp., *L. intortivallus*, *Cycadopites* spp., *Obtusisporis junctus*, *Neoraistrickia* spp., *N. rotundiformis*, *Clathropteris* sp., *Tripartina variabilis*, *Dicksonia densa*, *Dictyophyllidites* sp., *Marattiaceae*, *Stereisporites incertus*, *S. bujargiensis*, *S. compactus*, *S. congregatus*, *Duplexisporites* sp., *Salvinia perpulchra*, *Eboracia*, *Piceapollenites* spp., *Pinus* sp., *P. divulgata*, *Sciadopityspollenites* sp., *Protoconiferus funarius*, *Classopollis*, *Araucariaceae*, относящийся к палинозоне 9 (Костеша и др., 1991). Следует отметить, что приведенный интервал очень широк (139 м), а указанный комплекс может относиться как к средней подсвите, так и к низам верхнетюменской подсвиты.

На Вездеходной площади мощность среднетюменской подсвиты увеличивается до 80 м. Песчаные пласты $Ю_{7-9}$ на территории этой площади имеют незначительную мощность, заглинизированы и не прослеживаются по латерали. Еще южнее (в Чулымо-Енисейском фациальном районе) среднетюменская подсвита замещается средней более глинистой частью верхнеитатской подсвиты (см. выше).

Для большинства фациальных районов Обь-Тазовской фациальной области (исключая Ньюрольский и Тымский) ранее предлагалось толщу, соответствующую леонтьевскому горизонту, обособить как сандибинскую свиту (верхняя часть нижнего–низы верхнего байоса) со стратотипом в скв. Сандибинской-1 (Казаков, Девятов, 1990). В этих фациальных районах среднетюменская подсвита представлена мелководно- и прибрежно-морскими, продельтовыми, лагунными темно-серыми, коричневатыми аргиллитами с прослоями алевролитов и мелкозернистых песчаников, с пакетами тонкого чередования

аргиллитов и алевролитов. В среднетюменской подсвите, как и подстилающей ее подсвите, пласты песчаников, алевролитов и аргиллитов с прослоями углистых аргиллитов и углей циклически чередуются, однако количество прослоев, обогащенных углистым материалом, в ней существенно больше, чем в нижнетюменской.

В разрезах среднетюменской подсвиты центральных и северных фациальных районов Обь-Тазовской области иногда обнаруживают прослои, содержащие представителей морских двустворок *Ctenodontinae* (?), *Retroceramus*, *Arctotis*, *Arctica* и фораминифер *Psaemmosphaera* (?), *Saccammina* (?), *Ammodiscus arangastachiensis*, *Trochammina* ex gr. *praesquamata* и др. В многочисленных скважинах на Сургутском своде и на смежных с ним территориях в подсвите найдены палинокомплексы, характерные для палинозоны 9 (без палинослоев 9а) и соответствующие верхам нижнего-низам верхнего байоса.

Среднетюменская подсвита хорошо опознается на каротажных диаграммах скважин, пробуренных в этих фациальных районах, как существенно глинистая толща, расположенная между нижневасюганскими и верхненовогодними (=радомскими) аргиллитами. Среднетюменские песчаные пласты в Уренгойском, Варьеганском, Часельском и других фациальных районах обычно имеют небольшую мощность, заглинизированы и развиты локально, часто могут сливаться в один пласт и индексируются по общепринятой тюменской классификации как группы пластов Ю₆-Ю₅ (ЮГ₆-ЮГ₅, ЮВ₆-ЮВ₅, ЮС₆-ЮС₅, ЮТ₆-ЮТ₅) (см. рис. 28). Наибольшие значения мощности подсвиты приурочены к Уренгойскому району, постепенно уменьшаясь к востоку, югу и особенно резко в западном направлении (см. рис. 71).

В морских Ямало-Гыданской и Лено-Енисейской фациальных областях к леонтьевскому горизонту отнесены леонтьевская свита (верхняя часть нижнего-низы верхнего байоса), нижняя половина нижнеюрюнгтумусской подсвиты, верхи келимярской свиты, верхнекыстатымская подсвита и низы хоронгской свиты. Это морские тонкоотмученные глины и аргиллиты со звездчатыми сростками антраконита. Разрезы, вскрытые в этих фациальных районах, неоднократно послойно описывались в публикациях (Стратиграфия..., 1976; Захаров, Шурыгин, 1978;

Кирина и др., 1978; Меледина и др., 1987; и др.). Толща охарактеризована многочисленными и разнообразными комплексами двустворок из b-зон *Retroceramus lucifer*, *R. clinatus*, *R. porrectus*, *R. retrorsus*. Часты здесь аммониты *Cranoccephalites* spp., *Boreiocephalites* spp. (Меледина, 1994; и др.), присутствуют фораминиферы, типичные для f-зон *Ammodiscus arangatachiensis*, *Riyadhella sibirica*, *Globulina oolithica*, *Lenticulina incurvare* и *Marginulinopsis pseudoclara*, и остракоды из o-зон *Camptocythere nordvikensis*, *C. praespinulosa*, *C. spinulosa*, *C. praearangastachiensis*, *C. arangastachiensis* (Меледина и др., 1987; Шурыгин, 1987а,б; Никитенко, 1991, 1992, 1994; Nikitenko, Shurygin, 1994а; и др.). Мощность отложений достигает 457 м.

Морская верхнекыстатымская подсвита крайне восточного Жиганского фациального района представлена темно-серыми, в обнажениях с коричневатым оттенком, часто тонкоотмученными глинами и аргиллитами с рассеянной галькой, звездчатыми образованиями антраконита и типичной для леонтьевского горизонта макро- и микрофауной. Эта подсвита в прибортовой части Предверхоаянского краевого прогиба имеет множество диастем. Мощность верхнекыстатымской подсвиты варьирует в зоне ее распространения в пределах 30-100 м.

На юге Лено-Виллюйской фациальной области соответствующая леонтьевскому горизонту средняя часть якутской свиты (верхняя часть нижнего-низы верхнего байоса) сложена мелководно-морскими, лагунными и дельтовыми серыми и темно-серыми глинистыми алевролитами, аргиллитами, послойно сидеритизированными. По латерали эта толща замещается мелкозернистыми светло-серыми песчаниками с редкими прослоями аргиллитов, фрагментами флоры. Изредка в отдельных прослоях здесь встречаются двустворки *Retroceramus* spp., *Arctotis lenaensis* и др. (Кирина и др., 1978; Шурыгин, 1986; и др.).

Мальшевский горизонт

В Обь-Иртышской и Обь-Тазовской фациальных областях мальшевский горизонт представлен преимущественно (за исключением крайних районов континентальной области) верхнетюменской подсвитой (верхи

верхнего байоса–низы верхнего бата). Это аллювиальные, озерные, болотные переслаивающиеся сероцветные песчаники, алевролиты, аргиллиты, часто углистые, с прослоями морского генезиса пород в фациальных районах Обь-Тазовской области.

На юге Западной Сибири в континентальной Обь-Иртышской области и смежных с ней Тымском и Нюрольском фациальных районах в верхнетюменской подсвете обычны маломощные, но многочисленные пласты углей, что обеспечило более дробное обособление песчаных пластов в разрезах этих районов (Белозеров и др., 1985). Нижняя граница подсветы проводится здесь по кровле угольной пачки $У_7$, а верхняя является в значительной степени эрозионной: верхнетюменская подсвета контактирует с морскими глинистыми породами васюганской свиты, а на части территории с континентальными и прибрежно-морскими породами наунакской и тяжинской свит. В состав подсветы входят углистые пачки $У_{6-2}$ и песчаные пласты $Ю_{6-2}$.

В верхнетюменской подсвете континентальной Обь-Иртышской области количество и мощность песчаных пластов больше, чем в средней подсвете. Латеральное их распространение также существенно больше, чем в нижележащих толщах. Широко распространены песчаные пласты $Ю_6$, $Ю_4$, а пласты $Ю_5$, $Ю_3$, $Ю_2$ (по классификации томских геологов) имеют линзовидный характер и часто выклиниваются. Угольные пласты не всегда регионально развиты, будучи приуроченными в основном к погруженным участкам территории. Наиболее выдержаны по простиранию в этих фациальных районах угли $У_2$, $У_4$, но мощность их небольшая. Судя по диаграммам ГИС многочисленных скважин, угольные пласты $У_3$, $У_5$, $У_7$ маломощные и не всегда выдержаны.

Байос-батские песчаники имеют в основном косую, волнистую и горизонтальную слоистость. Это мелко-, реже средне- и крупнозернистые разности по составу полевошпатово-кварцево-граувакковые, кварц-граувакковые с остатками обугленного растительного детрита. Обломочный материал в основном хорошо окатан, хорошей, средней, реже плохой сортировки. Цемент глинистый, глинисто-известковый, порового, порово-пленочного, реже базального типа. Аргиллиты темно-серые и черные, плотные, часто си-

деритизированные, обогащенные углистым и песчано-алевролитовым материалом. В составе глинистого вещества присутствует каолинит, гидрослюда, меньше хлорит. В верхней части байос-батских отложений (пласты $Ю_2$ – $Ю_4$) часто отмечаются следы взмучивания и оползания осадка, ходы роющих организмов и знаки придонной ряби, имеются находки макро- и микрофауны.

Верхнетюменская подсвета распространена практически повсеместно на территории описываемых фациальных районов (см. рис. 28, 55) и довольно резко отличается от нижележащих подсвет как средней, так и нижней. Распределение песчаных пластов в ней может быть равномерным, сосредоточенным в базальной части подсветы или в средней ее части. При этом песчаные пласты имеют большую мощность, которая достигает 20, 30 и даже 50 м. Мощность подсветы изменяется от 0 в локальных зонах выклинивания до 180 м в Парбигской котловине, достигая 200 м в Ажарминском фациальном районе.

Спорово-пыльцевые комплексы верхнетюменской подсветы свидетельствуют о присутствии здесь верхней части палинозоны 9 и палинозоны 10 (см. рис. 43). Соответственно подсвета сопоставляется с уровнем мальшевского горизонта в объеме верхов верхнего байоса и большей нижней части верхнего бата (см. рис. 28, 59). На границе с вышележащей толщей васюганского горизонта в ряде скважин фиксируются переходный, а несколько выше и типичный СПК келловея (в современном понимании), встреченные, по-видимому, выше пласта $Ю_2$ в опесчаненной нижней части васюганского горизонта (вероятно, аналогично пласту $Ю_2^0$). Отмечается в вышележащей толще и появление характерных для келловея диноцист. Здесь же в переходных слоях обнаружены акритархи *Micrhystridium* spp. (скв. Салатская-1, глубина 2631,8 м) (см. рис. 93) — показатели морских и солоноватоводных бассейнов, и фораминиферы *Guttulina* ex gr. *tatarensis* (инт. 2621,4–2630 м) — типичные представители келловейских (васюганских) комплексов и морских обстановок. В ряде скважин (Демьянских, Южно-Табаганских и др.) в верхнетюменской подсвете и ниже переходных слоев найдены фораминиферы и остракоды *Camptocythere*, *Recurvoides*, *Glomospira* и др. (Конторович и др., 1995б; Шурыгин и др., 1995; и др.).

В Ажарминском фациальном районе на Корбыльской, Еланской, Няргинской, Ажарминской площадях мощность верхнетюменской подсвиты изменяется от 200 (Корбыльская площадь) до 170–185 м (Ажарминская, Няргинская площади). В подсвите в скв. Ажарминской-450 (инт. 2461–2548 м) встречены богатые спорово-пыльцевые комплексы, характеризующие палинозону 10 (см. рис. 41, 42). Близкие палинокомплексы обнаружены также в скважинах Западной-1 (инт. 2372,3–2808,0 м) и Ванжильской-2 (инт. 2133,6–2143,0 м). В разрезах Вездеходной площади, судя по материалам ГИС, верхнетюменская подсвита более песчаная, представлена чередованием мощных песчаных пластов с подчиненными пропластками песчаных алевролитов, аргиллитов, углистых аргиллитов и пластов угля и имеет мощность от 189 до 194 м.

В краевых фациальных районах континентальной Обь-Иртышской области верхнетюменская подсвита замещается верхней частью верхнеитатской подсвиты (Чулымо-Енисейский район), верхней частью глушинской (Кулундинский район) и верхней частью тольинской свит (Приуральский район).

В большинстве фациальных районов переходной Обь-Тазовской области верхнетюменская подсвита ранее иногда обособлялась в качестве самостоятельной надымской свиты (верхи верхнего байоса–низы верхнего бата) со стратотипом в скв. Надымской-2 (Казаков, Девятов, 1990). Это прибрежно-морские, дельтовые, лагунные, аллювиальные светло-серые, серые мелко-среднезернистые песчаники, прослоями биотурбированные, темно-серые, серые алевролиты, аргиллиты с прослоями углистых пород и мелких пластов углей. Интересны находки в разрезах северных районов области аммонита *Arctocephalinitinae?* gen. et sp. ind., двустворок *Pronoella* (?) sp., *Nuculana*, *Malletia* и др., фораминифер *Saccammina* sp., *Ammodiscus arangastachiensis*, *Nodosaria* sp., *Lenticulina* sp., *Trochammina* aff. *praesquamata*, *Recurvoides anabarensis*. Мощность подсвиты в этих фациальных районах варьирует от 30–80 до 200–230 м.

Детальная палеонтологическая характеристика верхнетюменской подсвиты центральных территорий Обь-Тазовской фациальной области получена в последнее время при изучении керн скважин Уренгойского, Ва-

рьганского и Часельского фациальных районов. Так, в скв. Западно-Новогодней-210 верхнетюменская подсвита (инт. 3395–3255 м) охарактеризована песчаниками серыми, светло-серыми, косолинзовидно-слоистыми с массой обугленного растительного детрита, с пачками тонкого субгоризонтально-слоистого переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов, иногда углистых, и маломощными пластами серых алевролитов и аргиллитов (см. рис. 60). Для алевроаргиллитовых прослоев характерно присутствие следов жизнедеятельности: горизонтальные и вертикальные ходы. В нижней части подсвиты (глубина 3372 м) найдены остатки морской микрофауны *Guttulina* cf. *tatarensis*, *Globulina* ex gr. *praecircumphlua*, *Marginulinopsis* ex gr. *praecomptulaformis*, *Recurvoides?* sp. ind., типичные для верхней части фораминиферовых слоев с *Globulina praecircumphlua* (верхи нижнего бата–верхний бат). Из этого же интервала (инт. 3374–3387 м) получен бедный и однообразный палинокомплекс с *Cyathidites minor*, *Cyathidites* spp., *Osmundacidites* spp. и пыльца *Piceapollenites* spp., *Stereisporites psilatus* (Ross) Pflug, *Lycopodiumsporites* spp., *Tripartina variabilis*, с единичными спорами *Cyathidites australis* Coup. и *Obtusisporis corniger* (K.-M.) Росоцк и др., распространенный на севере Сибири в слоях с верхнебайосскими аммонитами. Несколько выше (инт. 3374–3362 м) встречен уже иной спорово-пыльцевой комплекс, в котором появляются такие формы, как *Lophotriletes torosus* Sach. et Ilyina, *Gleicheniidites* sp. и *Sciadopityspollenites macroverrucosus* (Thier.) Ilyina, характерные для батских палинокомплексов Сибири (палинозона 10) (см. рис. 36).

В керне из интервалов 3291–3304, 3279–3291 и 3265–3279 м скв. Западно-Новогодней-210 макро- и микрофауна не обнаружена, но есть палинокомплексы, свидетельствующие о принадлежности этих пород к батской части палинозоны 10. Аналогичный палинокомплекс, отвечающий батской части палинозоны 10, найден в 1 м от подошвы (3253–3265 м). В этом же интервале, но в 1 м от кровли, обнаружены фораминиферы *Trochammina rostovzevi* — вид-индекс нижней фораминиферовой зоны васюганского горизонта, начинающейся в самых верхах верхнего бата. Таким образом, в изученном разрезе нижняя граница васюганского горизон-

та, перекрывающего верхнетюменскую подсвиту, проходит ниже отметки 3254–3255 м, а граница бата и келловея выше этой отметки. Нижняя часть описываемого интервала (выше 3265 и ниже 3255 м) может принадлежать как малышевскому горизонту (с СПК палинозоны 10), так и васюганскому (батской его части), т. е. граница тюменской и васюганской свит расположена в этом интервале (см. рис. 60).

Верхнетюменская подсвита прослежена по многим скважинам и охарактеризована спорово-пыльцевыми комплексами, характерными для палинозоны 9 (Стахановская-910, инт. 3470–3380 м), палинослоев 9в (инт. 3392–3380 м) и для низов палинозоны 10 (Ярайнерская-23, инт. 3129–3120 м; Стахановская-910, инт. 3377–3303 м; Приозерная-92, глубина 2751 м и др.) (см. рис. 47, 88, 96). Интересны находки в самых верхах подсвиты (группа пластов Ю₂) палиноспектров, типичных для верхней части палинозоны 10 — палинослоев 10б (верхи среднего-верхний бат). Эти же палинослои характеризуют и базальные пласты васюганской свиты (и ее аналогов). Таким образом, стратиграфическое положение песчаников Ю₂ определяется не ниже верхов среднего бата (аналог арктикоцерасевых слоев). В верхнетюменской подсвите описываемых фациальных районов найдены морские двустворки *Arctica* ex gr. *humiliculminata*, *Dacryomya*? sp. ind. (скв. Стахановская-910, глубина 3383 м), *Arctica* cf. *humiliculminata*, *Retroceramus*? sp. ind., *Homomya* sp. ind. (скв. Надояхская-300, инт. 3285–3290 м) и другие, характерные для слоев с *Arctica humiliculminata* и *Malletia valga*.

Группы песчаных пластов верхнетюменской подсвиты в Обь-Тазовской фациальной области обычно индексируются как Ю₂–Ю₄ (по классификации тюменских геологов). Мощность подсвиты в центральных районах Обь-Тазовской фациальной области изменяется от 180–230 (Западно-Новогодняя, Стахановская, Верхне-Толькинская, Ярайнерская площади) до 85–150 м на юге и юго-востоке (Приозерная и смежные площади) и 100–140 м на западе (Западно-Перевальная, Сугмутская площади) (см. рис. 71). Максимальные ее мощности, как и нижезалегающих подсвит, отмечаются в северных и центральных фациальных районах. В восточном направлении (Часельский фациальный рай-

он) и западном (Фроловский и Нижнеобский) они довольно существенно сокращаются.

Перекрывается тюменская свита в Обь-Тазовской области аргиллитами и алевролитами васюганской, абалакской, даниловской и точинской свит.

В фациальных районах Ямало-Гыданской области и на крайнем западе Лено-Енисейской области (Хатангский район) малышевский горизонт представлен типовой свитой (верхи верхнего байоса–низы верхнего бата) (Байбародских и др., 1968) (см. рис. 61, 65, 86, 98). Малышевская свита сложена морскими, прибрежно- и мелководно-морскими, продельтовыми серыми, коричневатой и светло-серыми мелкозернистыми песчаниками, серыми алевролитами с прослоями темно-серых аргиллитов, пакетов флишоидов, иногда со звездчатыми образованиями антраконита. Здесь встречены аммониты *Cra-nocephalites* sp., комплексы двустворок, характерные для слоев с *Retroceramus* ex gr. *retrorsus* и *Arctotis sublaevis*, *Meleagrinnella ovalis* и *Dacryomya ovum*, разнообразные фораминиферы из слоев с *Lenticulina incurvare* и *Recurvooides anabarensis*, *Globulina praecircumphlua*, остракоды, типичные для комплексов с *Camptocythere arangastachiensis*. Мощность свиты в зонах ее распространения достигает 200–700 м.

В Нордвикском и Восточно-Таймырском фациальных районах ее возрастными аналогами являются верхнеюрюнгтумусская подсвита (верхи верхнего байоса–низы верхнего бата) и, как до сих пор считается, верхи нижнеюрюнгтумусской подсвиты (см. рис. 28, 32, 34). Верхнеюрюнгтумусская подсвита сложена мелководно-морскими светло-серыми крупнозернистыми песчанистыми алевролитами с бипирамидальными поликристаллами светло-серого кальцита (Сакс и др., 1978). Толща охарактеризована многочисленными аммонитами *Arctocephalites* spp., *Arcticoceras* spp.; встречены комплексы двустворок, характерные для b-зон *Retroceramus retrorsus*, *R. polaris*, *R. bulunensis*, *R. vagt*; многочисленные фораминиферы из f-зон *Riyadhella sibirica*, *Dentalina nordvikiana*, *Globulina praecircumphlua* и остракоды, присущие o-зонам *Camptocythere arangastachiensis*, *C. scrobiculataformis* (Шурыгин, 1986; Меледина и др., 1987; Никитенко, 1991, 1994; и др.).

Отметим, что до сих пор нет полной ясности с делением юрюнгтумусской свиты

на подсветы. Обычно их обособляли как нижнюю — глинистую и верхнюю — песчанистую, по аналогии с леонтьевской и малышевской свитами Усть-Енисейского района (Шурыгин, 1978). При этом всегда указывалось на находки в малышевской свите Усть-Енисейского района аммонитов *Cranoccephalites* sp. juv. (Стратиграфия..., 1976; и др.). Соответственно верхнеюронгтумусская подсвета, коррелируемая с малышевской свитой, на схемах привязывалась к слоям начиная с а-зоны *Cranoccephalites vulgaris* (ныне две краноцефалитовые а-зоны в схемах — см. выше). Однако, если учитывать литологическое строение верхов юронгтумусской свиты в разрезах северного обрамления Сибирской платформы, то становится очевидным, что существенно песчаная часть разреза начинается выше слоев с аммонитами *Oxycerites jugatus* а-зоны *Arctoccephalites arcticus* (Стратиграфия..., 1976; Меледина и др., 1987; Меледина, 1994; и др.). Таким образом, здесь, по-видимому, и следует обособлять верхнюю подсвету юронгтумусской свиты (Сакс и др., 1978). Тогда аналогии с малышевской свитой Усть-Енисейского района противоречит только указание находок в последней *Cranoccephalites*. Заметим, однако, что разграничение ювенильных форм родов *Cranoccephalites* и *Arctoccephalites* чревато ошибками. Кроме того, нет полной уверенности в точности привязки этой находки именно к слоям малышевской, а не леонтьевской свиты. Если, учитывая все изложенное выше и, все-таки, сходную общую историю развития смежных фациальных районов Сибирского седиментационного морского бассейна, то следует, вероятно, пренебречь имеющейся несбивкой определений в целом достаточно редких аммонитов и провести параллель между верхнеюронгтумусской подсветой и малышевской свитой. Это снимет многие часто возникающие проблемы различия стратиграфических диапазонов комплексов двустворок и фораминифер в этих фациальных районах, избегая которых, мы показываем на схемах для Хатангского фациального района скользящую границу леонтьевской и малышевской свит (см. рис. 28). Однако в этом случае, считая опорной последовательность биостратонов хорошо изученных в палеонтологическом и биостратиграфическом отношении разрезов Нордвикского района, следует, по-видимому, пере-

смотреть в сторону сокращения стратиграфический диапазон малышевской свиты и горизонта соответственно. Решение вопроса требует тщательной ревизии разрезов страторегиона малышевской свиты с точки зрения соотношения био- и литостратонов.

В Лено-Анабарском фациальном районе малышевскому горизонту принадлежит верхняя часть келимярской и чекуровская свита (верхи верхнего байоса—низы верхнего бата) (см. рис. 28, 31). Стратотип последней находится в разрезе на мысе Чекуровском в низовьях р. Лены (Сороков, 1958). Самые верхи келимярской свиты (мощностью 22 м) представлены морскими алевритистыми темно-серыми глинами, послойно ярозитизированными, алевритистыми, с линзами известково-глинистых и сидеритизированных фосфатно-глинистых конкреций. По латерали пачка замещается песчанистыми и песчаными серыми и светло-серыми алевролитами с обломками минерализованной древесины и ракушняком. Граница с вышележащей чекуровской свитой в разрезах юры в прибортовой части Приверхоанского прогиба четкая и ровная, обозначена слойком, насыщенным гравием с галькой, переотложенными фосфатными и карбонатными конкрециями. Собственно чекуровская свита сложена крупнозернистыми песчаными алевролитами, светло-серыми, мелкозернистыми алевритовыми песчаниками с редкими прослоями коричневатого-серых аргиллитов и звездчатыми сростками антраконита, заключенными в карбонатные стяжения кальцита. В толще найдены многочисленные аммониты *Arctoccephalites* spp., *Oxycerites* spp., *Arcticoceras* spp., встречены двустворки, характерные для b-зон *Retroceramus retrorsus*, *R. polaris*, *R. bulunensis*, *R. vagt*, фораминиферы из f-зон *Riyadhella sibirica*, *Dentalina nordvikiana*, *Globulina praecircumplua* и остракоды из o-зон *Camptocythere arangastachiensis*, *C. scrobiculataformis* (Меледина и др., 1991). Мощность свиты достигает 100 м.

В крайне восточном фациальном районе морских областей обрамления Сибирской платформы (Жиганском) малышевский горизонт представлен верхней частью хоронгской (Труды..., 1957) и джаской свитой (Тест и др., 1962), а в Виллюйском районе переходной Лено-Виллюйской области — верхней частью якутской свиты. Хоронгская свита — это монотонная толща светло-серых

послойно известковистых мелкозернистых песчаников с многочисленными следами ползания червей, гиероглифами, знаками ряби, скоплениями растительного детрита. В ней распространены *Cranoccephalites* sp., *Retroceramus retrorsus*, *Retroceramus* spp., *Arctotis sublaevis*, *Riyadhella sibirica* (Зинченко и др., 1978; Кирина и др., 1978). Мощность свиты до 240 м. Джаскойская свита сложена светло-серыми, почти белыми разнозернистыми косослоистыми песчаниками с прослоями и пачками темно-серых алевролитов, внутрiformационной брекчией. В средней (угленосной) части свиты есть толща неравномерного ритмичного переслаивания темно-серых алевролитов, аргиллитов, светло-серых и белесых песчаников с пластами угля мощностью 0,1–2,5 м. Выделяются, таким образом, нижняя, средняя и верхняя подсвиты. Мощность нижней — 100–150 м, средней — 90–170 м, верхняя подсвита опознается повсеместно (отсутствует средняя подсвита), но мощность ее достигает 150 м. В толще обнаружены лишь фораминиферы *Recurvoides anabarensis*.

Якутская свита в верхней части представлена континентальными угленосными отложениями: светло-серыми разнозернистыми песчаниками, алевролитами, с прослоями аргиллитов и углей.

Келловей и верхняя юра

Келловей–верхнеюрская толща представлена на огромных территориях западного и северного обрамления Сибирской платформы осадками преимущественно морского генезиса и переходного типа (см. рис. 56). В Западной Сибири в кернах скважин многочисленны и разнообразны остатки представителей морских организмов: моллюсков, фораминифер, диноцист (Атлас..., 1990; и др.). Обнажения келловей и верхней юры Енисейско–Ленского прогиба неоднократно детально описывались в многочисленных публикациях (Опорный разрез..., 1969; Захаров, 1970, 1981; Князев, 1975; Стратиграфия..., 1976; Захаров, Шурыгин, 1978; Сакс и др., 1978; Каплан и др., 1979; Лутова, 1981; Месежников, 1984; Меледина и др., 1987; Меледина, 1994; и др.), в которых для опорных разрезов приводились послойные характеристики литологического состава пород, систематического состава комплексов микро- и макрофауны, тафономические особенности слоев и т. д.

Изобилие фоссилий в описываемых толщах, многочисленные монографические исследования разных групп макро- и микрофоссилий, детальная палеонтологическая характеристика слоев в опорных разрезах — все это позволило к настоящему времени относительно точно зафиксировать стратиграфический объем литостратонов, сопоставить их друг с другом, оценить диапазоны региональных горизонтов верхней юры и соответствие их общим стратиграфическим подразделениям (Атлас..., 1990; Решения..., 1981, 1991; Захаров и др., 1996; Шурыгин и др., 1995, 1996а, б, 1998; и др.). Тем не менее новые находки макро- и микрофауны, современные ревизии представлений о сопоставлении региональных шкал и шкал общих стратиграфических подразделений требуют постоянных уточнений региональных стратиграфических схем. В приведенную нами схему введены все имеющиеся к настоящему времени уточнения, касающиеся стратиграфического положения границ (см. выше и рис. 5, 11, 29), латеральных взаимоотношений и площадного распространения литостратонов (см., например, васюганская и наунакская свиты на рис. 29).

В пределах Западной Сибири, в которую в поздней юре переместились с востока основные районы морского седиментогенеза Сибири, литологический состав, мощности пачек, слагающих келловей и верхнюю юру, и особенности их переслаивания чрезвычайно изменчивы как по вертикали в разрезах, так и по латерали. Наиболее монотонные в литологическом отношении толщи развиты на западе и севере Западной Сибири (см. рис. 65, 66). Для них характерен преимущественно глинистый состав (даниловская, абалакская и баженовская свиты) и небольшие мощности, в целом выдержанные по площади. В центральных и южных районах Западной Сибири келловей и верхняя юра представлены баженовской, георгиевской и васюганской свитами, последняя из них характеризуется присутствием среди глинистых образований песчаных пластов горизонта Ю₁. В этих районах наблюдаются достаточно контрастные изменения мощности описываемой толщи. Еще большие толщины имеет верхняя юра в восточных районах Западной Сибири, где достаточно резко растет мощность песчаных пластов, увеличивается их доля в разрезе и

сокращается битуминозность верхних глинистых горизонтов. Здесь вместо георгиевской и баженовской свит верхняя часть юры в официально принятых схемах рассматривается в качестве марьяновской свиты (Харампурский район). Заметим, что в предлагаемой нами региональной стратиграфической схеме упомянутая выше территория рассматривается лишь как переходная от Пур-Иртышского к Тазо-Хетскому фациальному району. Обособление этой территории в качестве узкой восточной зоны развития марьяновской свиты, по мнению многих исследователей, весьма сомнительно (см. выше) (Атлас..., 1990; и др.). На крайнем востоке Западной Сибири (в обрамлении Сибирской платформы) образования келловей и верхней юры отличаются "раздувом" мощностей до 500–600 м и существенным опесчаниванием разреза, особенно в средней части (сиговская свита). В этих районах в келловей- и верхнеюрской толще выделяются точинская, сиговская и яновстанская свиты (частично).

С позиций цикличности келловей-верхнеюрскую толщу Западной Сибири можно расчленить на два региональных циклита — васюганский (верхи верхнего бата — низы верхнего оксфорда) и баженовский (верхи верхнего оксфорда — нижняя половина берриаса). В переслаивании существенно песчаных и глинистых пластов нижнего циклита зафиксирована последовательность трансгрессивно-регрессивных (Т-Р) событий (см. рис. 17). В большинстве разрезов хорошо опознаются следы региональных и локальных перерывов осадконакопления (размыты). Сиквенс-стратиграфическая интерпретация стратиграфической структуры бат-кимериджской толщи юго-востока Западной Сибири свидетельствует о существенном влиянии эвстатики на процессы осадконакопления в "васюганское" время (Шурыгин и др., 1999) (см. рис. 17, 18).

Очень пестрый литологический состав имеет верхняя юра в районах фациальных областей переходного типа: Омском, Тебисском, Баганском, Ажарминском и других на юге Западной Сибири, Жиганском районе в восточном обрамлении Сибирской платформы.

В приведенном ниже обзоре мы не даем полную детальную палеонтологическую характеристику литостратонов, поскольку эти сведения неоднократно публиковались, имеют

ся в многочисленных сводках по стратиграфии (см. предыдущие главы), а по Западной Сибири обобщены в последнее время в специальном "Атласе..." (1990). В большинстве случаев мы упоминаем только новые находки фоссилий, ревизованные сведения по биостратиграфии или приводим палеонтологическую характеристику интервалов, стратиграфическое положение которых уточняется.

Васюганский горизонт

Как и в официально принятых стратиграфических схемах, васюганский горизонт подразделяется на нижний и верхний подгорizontы, довольно хорошо опознаваемые в разрезах келловей и верхней юры на территориях западного и северного обрамления Сибирской платформы (Решения..., 1991). На большей части (но не везде) исследуемой территории нижневасюганский подгорizont представлен преимущественно глинистыми отложениями, а верхний — алеврито-песчаными. На западе в Обь-Ленской фациальной области — это васюганская (Шерихора, 1961), нижняя часть абалакской (Ли и др., 1960а), нижняя часть даниловской (Елисеев, Нестеров, 1971) и гольчихинской (Куликов, 1989) свит, точинская свита и нижнесиговская подсвита (Байбародских и др., 1968), формировавшиеся в морской обстановке (см. рис. 29).

Васюганская свита, стратотип которой определен в разрезе верхней юры скв. Нововасюганской-1-Р (Шерихора, 1961; Стратиграфо-палеонтологическая основа..., 1972), делится на две подсвиты, существенно различающиеся литологическим составом слагающих их пород.

Нижневасюганская подсвита сложена преимущественно глинами и аргиллитами темно-серыми до черных, часто с буроватым или зеленоватым оттенками, тонкоотмученными, с редкими прослойками алевролитов на востоке территории. Мощность подсвиты около 50 м, иногда больше. В основании повсеместно выделяется пахомовская пачка (до 10 м) — песчаники и алевролиты плохо сортированные с остатками морских организмов (песчаный пласт Ю₂⁰) (см. рис. 29).

Верхневасюганская подсвита представлена песчаниками и алевролитами светло-серыми, иногда с буроватым оттенком, с прослойками аргиллитов от тонкоотмученных до алевритовых (приуроченных к средней час-

ти подсвиты), на юго-востоке Западно-Сибирской низменности замещающихся глинисто-углистыми образованиями. Мощность подсвиты чаще всего не превышает 40–70 м.

В последнее время много новых сведений об особенностях строения васюганской свиты, латеральных замещениях и выклиниваниях отдельных пластов в зонах перехода к полуконтинентальным и континентальным образованиям, о специфике смены палеонтологической характеристики на границе с подстилающей тюменской свитой и т. п. получено при детальном исследовании разрезов верхней юры, вскрытых скважинами в южных и центральных зонах меридионально протягивающегося Пур-Иртышского фациального района и в смежных с ним Тазо-Хетском, Ажарминском и Сильгинском фациальных районах. Здесь в конкретных скважинах нижняя граница васюганской свиты обычно устанавливается по данным каротажного зондирования по резкому увеличению кажущегося сопротивления в отложениях, непосредственно подстилающих глинистую нижнюю часть васюганской свиты. Однако нередко ситуация, когда при развитии песчаных пластов в низах васюганской свиты граница с подстилающими отложениями определяется по каротажу достаточно условно. Верхняя граница васюганской свиты проводится по появлению в разрезах аргиллитов георгиевской свиты, а в случае их отсутствия — в разрезах битуминозных отложений баженовской, что фиксируется на каротажных диаграммах, в первом случае — резким спадом кажущихся сопротивлений, во втором — резким их возрастанием. При этом (в первом случае) в область низких значений иногда попадает и часть разреза, относящаяся к георгиевской свите, которая по своему литологическому составу и прогрессивной направленности в изменении гранулометрии отличается от пород, залегающих ниже (пласт Ю₁⁰ — барабинская пачка песчанников с фауной и зернами глауконита).

На юго-востоке Западной Сибири в нижневасюганской подсвите в наиболее полных разрезах выделяются три пачки. Верхняя и нижняя пачки сложены аргиллитами с подчиненными прослоями алевролитов и песчанников, средняя — толщей глин. Мощность нижневасюганской подсвиты здесь иногда достигает 55 м и более. Зона выклинивания подсвиты проходит вдоль восточного свода

Александровского мегавала, восточнее Средневасюганского, захватывает западную часть Пудинского мегавала и занимает прилегающие части Усть-Тымской впадины. Наиболее однородная в литологическом отношении средняя пачка хорошо прослеживается по латерали и опесчанивается лишь на юго-востоке Нюрольской впадины в зоне перехода васюганской свиты в наунакскую. Для верхней пачки нижневасюганской подсвиты характерны частые фациальные замещения по латерали с песчаниками, которые индексируются как пласты Ю₁⁴, иногда еще и Ю₁⁵⁻⁶.

Нижняя пачка хорошо выражена в разрезах во впадинах, а на сводах она опесчанивается. Здесь отчетливо проявляется песчаный пласт (Ю₂⁰), который до сих пор иногда индексируют как Ю₂. Как уже отмечалось выше, песчаный пласт Ю₂⁰ относят к континентальным отложениям тюменской свиты, но иногда также индексируют базальные горизонты верхнеюрской морской трансгрессии, относящиеся к низам васюганской свиты. Мощность базальных песчанников васюганской свиты на юго-востоке Западной Сибири в отдельных структурах сильно варьирует. Обычно она изменяется в пределах 10 м, но иногда достигает 30 м и более.

Нижневасюганский базальный пласт содержит многочисленные сидеритовые оолиты, морскую макро- и микрофауну, своеобразные комплексы спор и пыльцы с повышенным содержанием *Classopollis*. Так, в основании васюганской свиты скв. Западно-Новогодней-210 (инт. 3240–3255 м) найдены фораминиферы, типичные для f-зоны *Dorothia insperata*–*Trochammina rostovzevi*, спорово-пыльцевые комплексы, характерные для палинозоны 10, и диноцисты, что позволяет отнести соответствующий интервал к низам васюганского горизонта (его батской части) (см. рис. 60). Таким образом, граница бата и келловей в этом разрезе проходит выше отметки 3240–3242 м. В разрезах скважин Малопякутинской-543 (инт. 3238–3246 м), Малохеттинской-154 (инт. 3343–3350 м), Сугмутской-423 (инт. 3258–3203 м) (см. рис. 85), Стахановской-910 (инт. 3303–3293 м) (см. рис. 88) в базальном (Ю₂⁰) пласте васюганской свиты встречены весьма специфические комплексы двустворок (*Meleagrinnella ovalis*, *Thracia* cf. *lata*, *Praebuchia* sp. ind., *Tancredia* cf. *subtilis*, *Arctica* cf. *humiliculminata*, *Grammatodon* sp.

ind. и др.), фораминифер, спор и пыльцы в сочетании, свойственном для верхов бата и самых низов келловей.

Смена тюменских песчаников трансгрессивно залегающими базальными песчаниками васюганской свиты в разных районах Обь-Ленской фациальной области происходит сходным образом: в центральных районах Западной Сибири и на юго-востоке — в скв. Салатской-1 (Шурыгин и др., 1995; и др.) (см. рис. 93), в скважинах Каймысовского района (Атлас..., 1990) и др.

Исследования сиквенс-стратиграфической структуры васюганского горизонта, проведенные в районе Каймысовского свода, позволили определить здесь типичные системные тракты (TST, HST, LST), комплексы заполнения врезанных долин, связанные с руслами рек, образования форсированной регрессии. В разрезах васюганской свиты на этой территории идентифицированы четыре осадочных сиквенса, в которых четко выделяются трансгрессивные (TST), низкого (LST) и высокого стояния (HST) системные тракты (Шурыгин и др., 1999). Сиквенсы прослежены по двум профилям в северных (профиль Шахматная-1–Ледовая-5) и южных (профиль Карандашевская-1–Майская-1) районах Каймысовского свода и смежных территорий (см. рис. 18, 99). Хорошо определяются в изученных разрезах граница первого типа между сиквенсами (SB_1) в основании межугольной толщи и ее аналогов и трансгрессивная поверхность под горизонтом $Ю_2^0$. Оценка стратиграфических диапазонов новых и известных по публикациям (Татьянин, 1979а,б, 1988; Татьянанин, Волков, 1982; Бладучан и др., 1984; Атлас..., 1990) находок комплексов макро- и микрофауны в свете современных представлений о диапазонах региональных стратиграфических подразделений (горизонтов, слоев с макро- и микрофауной) позволила определить стратиграфическую приуроченность песчаных пластов горизонта $Ю_1$ и глинистых прослоев между ними (см. рис. 17).

Единая кривая относительного изменения уровня моря (конец средней и поздняя юра на юге Западной Сибири), составленная на основе сиквенс-стратиграфического анализа разрезов, хорошо коррелирует с количественной эвстатической кривой того же интервала Русской платформы. Следовательно, в качестве главного фактора, контроли-

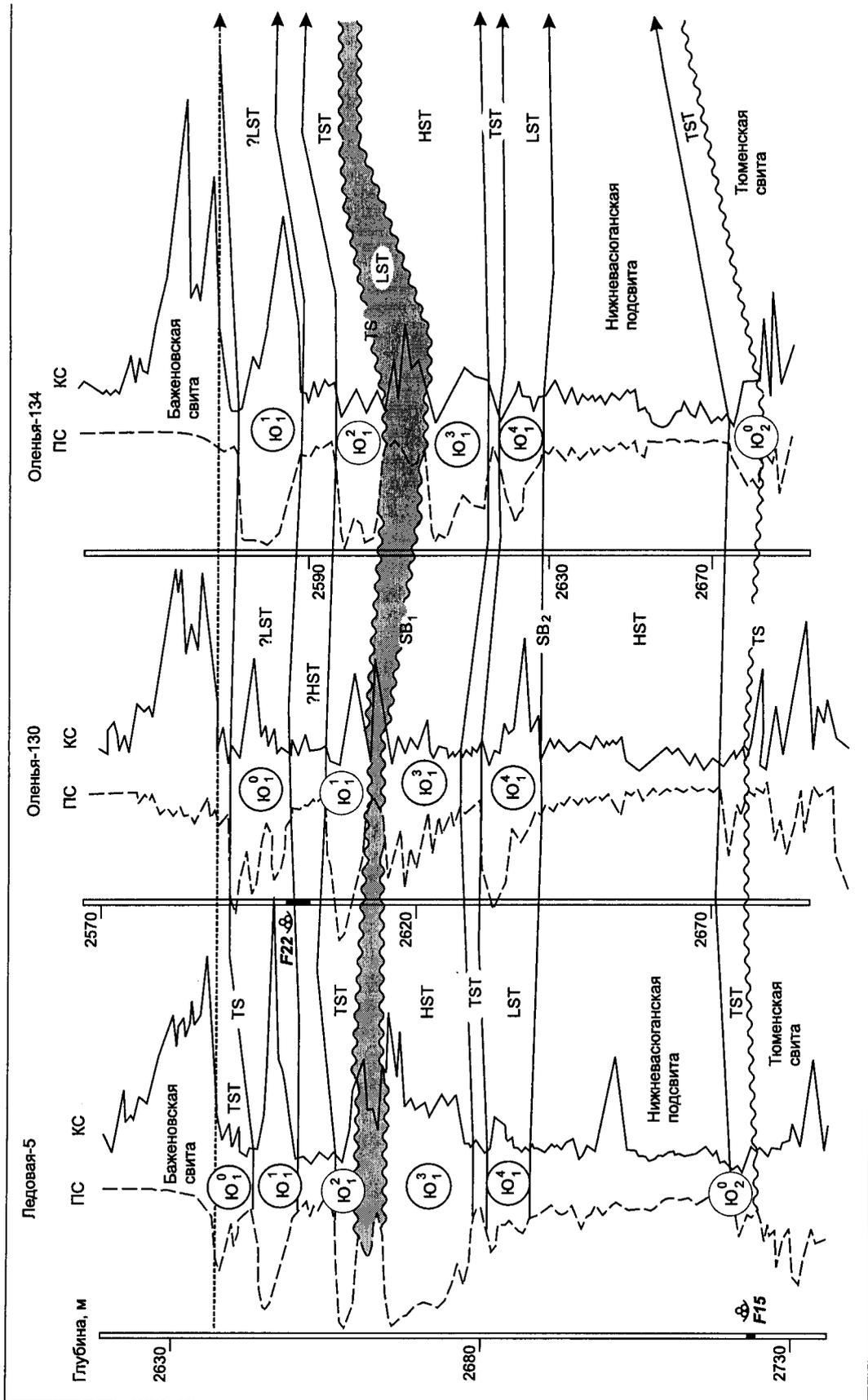
рующего параллельные смены относительного уровня моря от позднего бата до начала кимериджа в столь разных бассейнах, могут рассматриваться эвстатические колебания.

Базальный пласт нижневасюганской подсвиты ($Ю_2^0$) — это типичный трансгрессивный системный тракт (TST) на поверхности резкого стратиграфического несогласия — размыва в кровле преимущественно континентальной тюменской свиты. Залегающая выше существенно глинистая пачка нижневасюганской подсвиты, осадки которой формировались в относительно глубоководной обстановке, представляет собой системный тракт высокого стояния (HST). Эти два системных тракта хорошо прослеживаются во всех скважинах на изученных профилях: Карандашевская-3–Майская-1 (см. рис. 18) и Ледовая-5–Шахматная-1 (см. рис. 99).

Верх по разрезу происходит постепенная глинизация отложений и переход в собственно нижневасюганскую подсвиту, составляющую среднюю часть первого зонального циклита верхней юры. Накопление песчаников вышележащего пласта $Ю_1^4$ — это результат регрессии моря в течение среднего-начала позднего келловей. Более точно стратиграфический диапазон этого пласта установить пока не удастся из-за редкости находок аммонитов. Эта часть васюганской толщи интерпретируется как системный тракт низкого стояния (LST) (см. рис. 17, 99).

Верхневасюганская подсвита в разрезах Пур-Иртышского фациального района сложена песчаниками и алевролитами, переслаивающимися с аргиллитами и редкими прослойками углистых аргиллитов, а на юге — пластами угля. Подсвита включает основную часть продуктивного горизонта $Ю_1$ ($Ю_1^{1-3}$ и, возможно, отчасти $Ю_1^4$, положение верхней границы которого в разрезах сильно варьирует). В верхневасюганской подсвите в многочисленных скважинах установлены оксфордские палинокомплексы, ниже-верхнеоксфордские комплексы диноцист, макро- и микрофауны (см. рис. 18, 36, 38, 44, 46, 60, 85, 88, 89, 99, 100).

В большинстве публикаций по геологии и нефтеносности верхней юры Западной Сибири песчаные пласты васюганской свиты рассматриваются в составе горизонта, включающего пласты $Ю_1^1$, $Ю_1^2$, $Ю_1^3$, $Ю_1^4$, широко развитые в южных районах, и пласты $Ю_1^5$,



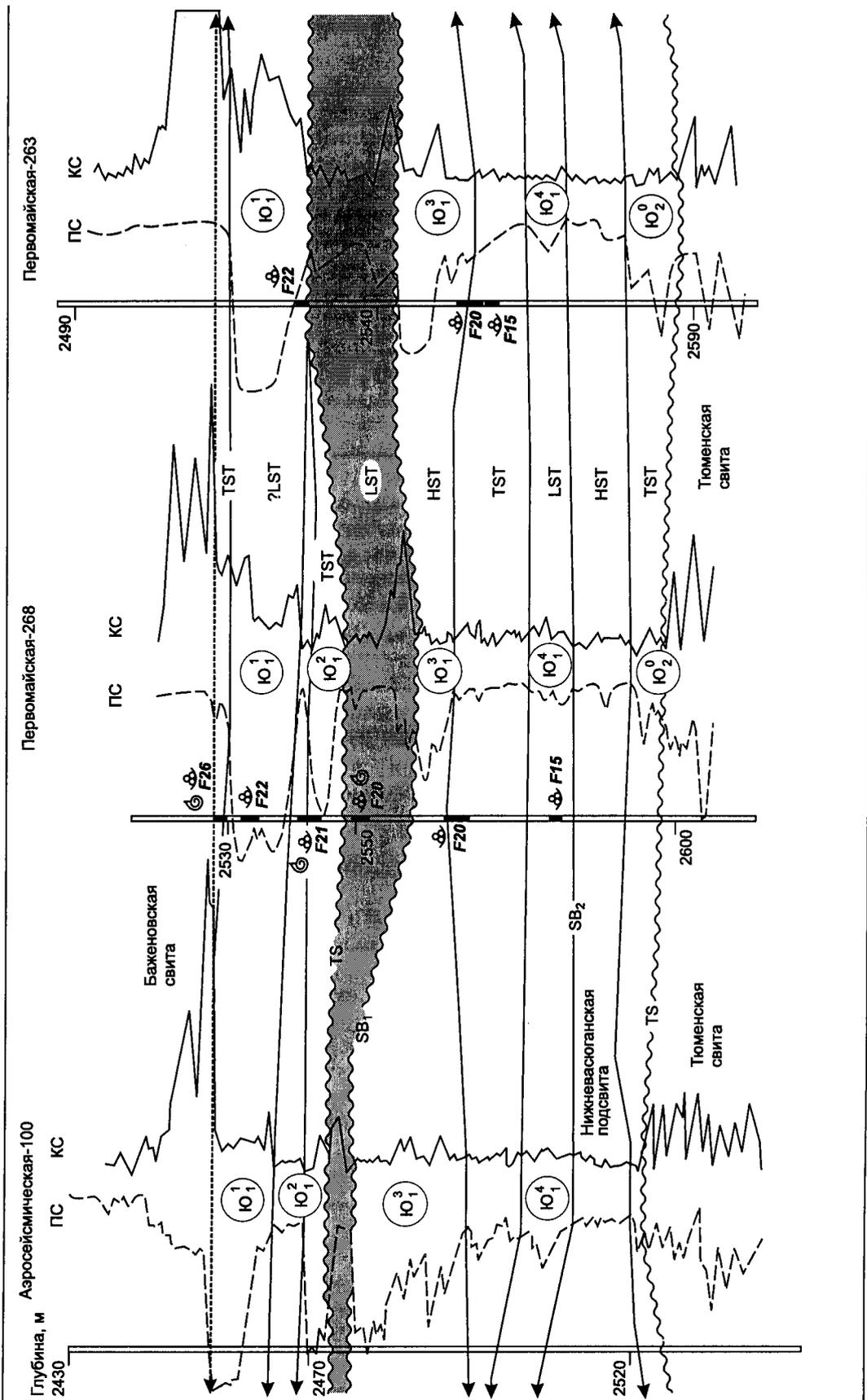


Рис. 99 (начало).

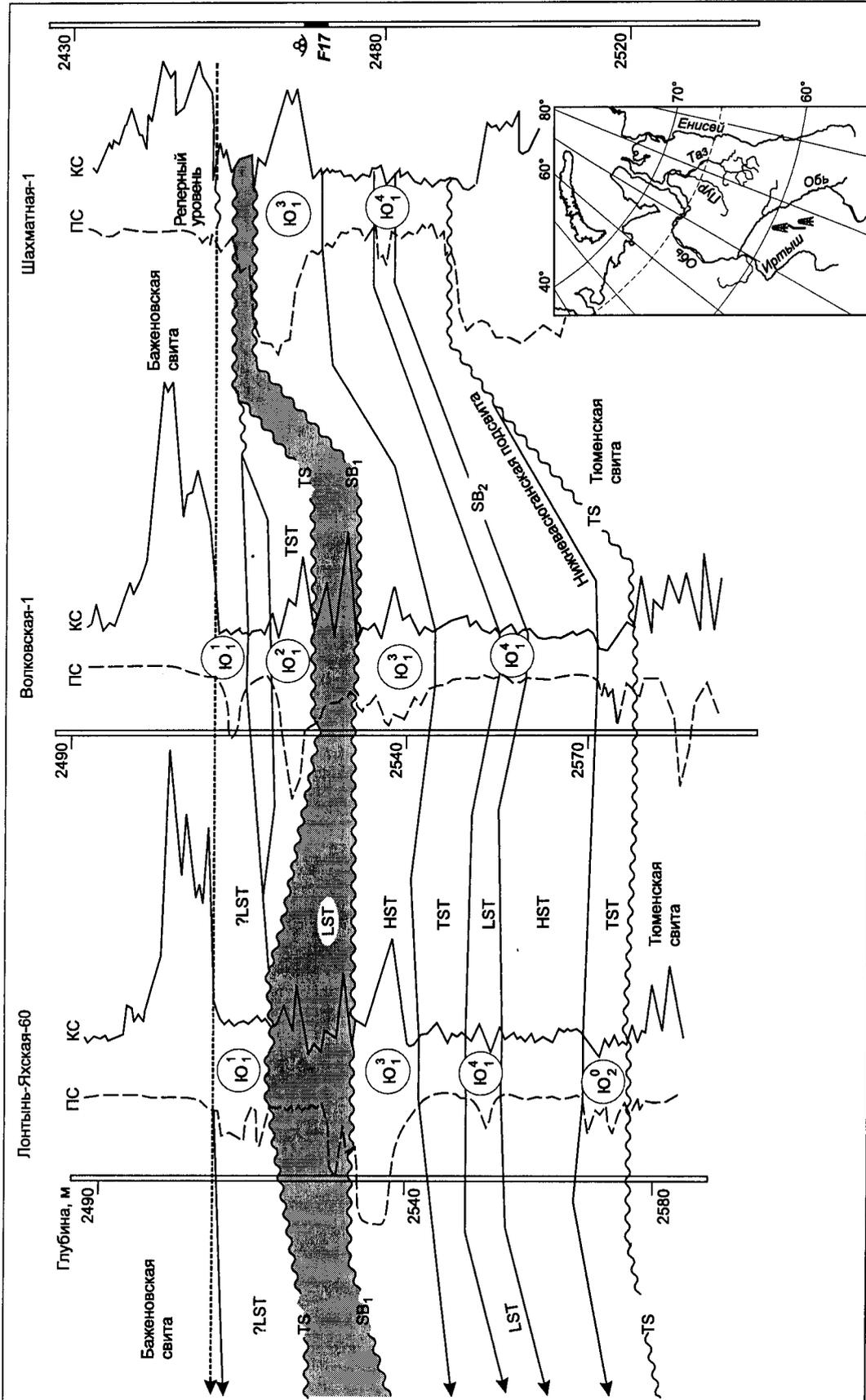


Рис. 99 (окончание). Сиквенс-стратиграфическая интерпретация и корреляция разрезов келловее и верхней юры по профилю скважин Ледовая-5 – Шахматная-1. Усл. обозн. см. рис. 18.

Ю₁⁶ локального распространения (Белозеров и др., 1980, 1985, 1988, 1989; и др.). Горизонт Ю₁ расчленяется на две толщи, разделенные в южных районах зоны распределения свиты угольным пластом У₁ (местами выдержан), а в северных — углистыми аргиллитами и алевролитами с прослойками песчаников. Объемы указанных выше толщ и подсвит васюганской свиты не совпадают. Нижняя (“подугольная”) толщина объединяет пласты Ю₁⁴, Ю₁³ и локально распространенные Ю₁⁵, Ю₁⁶, а верхняя (“надугольная”) — относительно хорошо выдержанные по простиранию пласты Ю₁¹, Ю₁² верхневасюганской подсвиты. Подугольная (регрессивная) и надугольная (трансгрессивная) части горизонта Ю₁ рассматриваются на юго-востоке Западной Сибири как коррелятивные толщи.

Стратиграфические диапазоны песчаных пластов горизонта Ю₁ достаточно точно зафиксированы многочисленными находками в них макро- и микрофауны (Атлас..., 1990; Шурыгин и др., 1999; и др.). Пласт Ю₁⁴ — средне-верхнекелловейский, Ю₁³ — нижнеоксфордский, Ю₁² — среднеоксфордский, Ю₁¹ — верхнеоксфордский. Перекрывающий васюганскую свиту базальный пласт георгиевского горизонта (пласт Ю₁⁰) отнесен к верхам верхнего оксфорда — низам кимериджа (см. рис. 17). Даже на юго-востоке Западной Сибири в этих пластах найдена морская макро- и микрофауна. Так, в пласте Ю₁⁰ установлен келловейский комплекс фораминифер из слоев с *Dorothia insperata* и *Trochammina rostovzevi* (см. рис. 99, скв. Ледовая-5). Аналогичный комплекс фораминифер обнаружен и в пласте Ю₁⁴ (скв. Первомайская-268). В пласте Ю₁³ встречены нижнеоксфордские комплексы фораминифер из слоев с *Dorothia insperata* и *Eomarssonella paraconica* (скв. Шахматная-1) и из слоев с *Ammobaculites tobolskensis* и *Trochammina oxfordiana* (скв. Первомайская-268). В последней скважине комплекс фораминифер слоев с *Ammobaculites tobolskensis* и *Trochammina oxfordiana* обнаружен и под пластом Ю₁³, где совместно с ним найдены аммониты *Cardioceratinae*. Отметим, что если судить по разрезу скв. Шахматной-2, то здесь в сокращенной по мощности верхней части васюганской свиты над пластом Ю₁³ в вышележащих глинах встречены уже верхнеоксфордские комплексы фораминифер. Пласт Ю₁² хорошо датирован в скв. Первомайской-268, где в нем встречены фораминиферы

из слоев с *Ammodiscus thomsi* и *Tolypamina svetlanae* среднего оксфорда, вместе с которыми найдены и среднеоксфордские представители аммонитов из рода *Cardioceras* (Атлас..., 1990) (см. рис. 17). В основании пласта Ю₁¹ обнаружены двустворки, характерные для комплексов слоев с *Thracia scythica* и с *Praebuchia orientalis* (скв. Понжевая-302) (см. рис. 18), а типичный для низов верхнего оксфорда комплекс фораминифер из слоев с *Recurvoides disputabilis* установлен в этом пласте в скважинах Первомайской-263, 268, Оленьей-130. Комплексы фораминифер перекрывающего васюганский георгиевского горизонта из слоев с *Pseudolamarckina lopsiensis* (см. рис. 10) в сопровождении характерных для нижнего кимериджа представителей аммонитов *Amoeboceras* (*Amoebites*) найдены над пластом Ю₁¹ в скв. — Первомайской-268 (см. рис. 99).

Подугольная толщина выделяется в разрезах скважин на южных территориях распространения нижневасюганской подсвиты, ее мощности находятся в прямой пропорциональной зависимости от толщин песчаных пластов, слагающих толщу осадков. Зоны наибольших мощностей приурочены к понижениям отрицательных структур первого порядка, где в разрезах подугольной толщи развиты оба песчаных пласта. Здесь мощность ее достигает 50 м и более. В кровле подугольной толщи находится пласт угля У₁ или пропласток углистого аргиллита или угля, хорошо опознаваемый по комплексу радиоактивного и акустического каротажа и служащий нижней границей межугольной толщи, которая разделяет под- и надугольную и в районах ее развития отвечает регрессивному этапу седиментации на юге Западной Сибири. Верхняя граница межугольной толщи часто фиксируется на юго-востоке реперным углем У₁.

Стратиграфический диапазон межугольной толщи устанавливается по присутствующим в ней оксфордским спорово-пыльцевым комплексам. Они определены в большом количестве скважин и по составу основных компонентов соответствуют СПК из морских отложений. Отличие заключается в малом содержании пыльцы *Classopollis* и отсутствии микрофитопланктона. Находки макро- и микрофауны в межугольной толще редки.

Межугольная толщина (0–40 м) сложена переслаиванием маломощных аргиллитов,

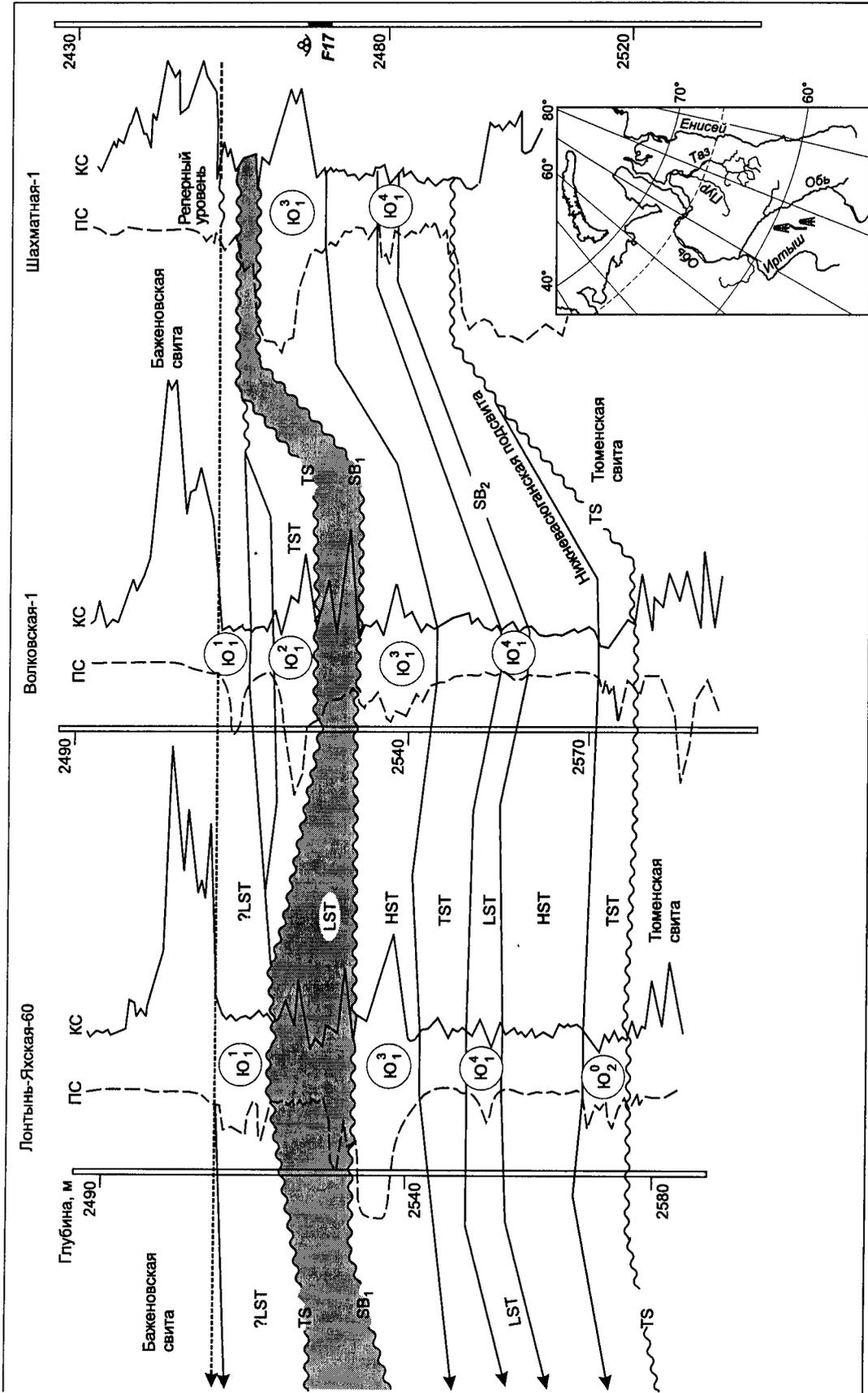


Рис. 99 (окончание). Сиквенс-стратиграфическая интерпретация и корреляция разрезов келловая и верхней юры по профилю скважин Ледовая-5 – Шахматная-1. Усл. обозн. см. рис. 18.

Ю₁⁶ локального распространения (Белозеров и др., 1980, 1985, 1988, 1989; и др.). Горизонт Ю₁ расчленяется на две толщи, разделенные в южных районах зоны распределения свиты угольным пластом У₁ (местами выдержан), а в северных — углистыми аргиллитами и алевролитами с прослойками песчаников. Объемы указанных выше толщ и подсвит васюганской свиты не совпадают. Нижняя (“подугольная”) толща объединяет пласты Ю₁⁴, Ю₁³ и локально распространенные Ю₁⁵, Ю₁⁶, а верхняя (“надугольная”) — относительно хорошо выдержанные по простиранию пласты Ю₁¹, Ю₁² верхневасюганской подсвиты. Подугольная (регрессивная) и надугольная (трансгрессивная) части горизонта Ю₁ рассматриваются на юго-востоке Западной Сибири как коррелятивные толщи.

Стратиграфические диапазоны песчаных пластов горизонта Ю₁ достаточно точно зафиксированы многочисленными находками в них макро- и микрофауны (Атлас..., 1990; Шурыгин и др., 1999; и др.). Пласт Ю₁⁴ — средне-верхнекелловейский, Ю₁³ — нижнеоксфордский, Ю₁² — среднеоксфордский, Ю₁¹ — верхнеоксфордский. Перекрывающий васюганскую свиту базальный пласт георгиевского горизонта (пласт Ю₀⁰) отнесен к верхам верхнего оксфорда — низам кимериджа (см. рис. 17). Даже на юго-востоке Западной Сибири в этих пластах найдена морская макро- и микрофауна. Так, в пласте Ю₀⁰ установлен келловейский комплекс фораминифер из слоев с *Dorothia insperata* и *Trochammina rostovzevi* (см. рис. 99, скв. Ледовая-5). Аналогичный комплекс фораминифер обнаружен и в пласте Ю₁⁴ (скв. Первомайская-268). В пласте Ю₁³ встречены нижнеоксфордские комплексы фораминифер из слоев с *Dorothia insperata* и *Eomarssonella paraconica* (скв. Шахматная-1) и из слоев с *Ammobaculites tobolskensis* и *Trochammina oxfordiana* (скв. Первомайская-268). В последней скважине комплекс фораминифер слоев с *Ammobaculites tobolskensis* и *Trochammina oxfordiana* обнаружен и под пластом Ю₁³, где совместно с ним найдены аммониты *Cardioceratinae*. Отметим, что если судить по разрезу скв. Шахматной-2, то здесь в сокращенной по мощности верхней части васюганской свиты над пластом Ю₁³ в вышележащих глинах встречены уже верхнеоксфордские комплексы фораминифер. Пласт Ю₁² хорошо датирован в скв. Первомайской-268, где в нем встречены фораминиферы

из слоев с *Ammodiscus thomsi* и *Tolypammina svetlanae* среднего оксфорда, вместе с которыми найдены и среднеоксфордские представители аммонитов из рода *Cardioceras* (Атлас..., 1990) (см. рис. 17). В основании пласта Ю₁¹ обнаружены двустворки, характерные для комплексов слоев с *Thracia scythica* и с *Praebuchia orientalis* (скв. Понжевая-302) (см. рис. 18), а типичный для низов верхнего оксфорда комплекс фораминифер из слоев с *Recurvoides disputabilis* установлен в этом пласте в скважинах Первомайской-263, 268, Оленьей-130. Комплексы фораминифер перекрывающего васюганский георгиевского горизонта из слоев с *Pseudolamarckina lopsiensis* (см. рис. 10) в сопровождении характерных для нижнего кимериджа представителей аммонитов *Amoeboceras* (*Amoebites*) найдены над пластом Ю₁¹ в скв. — Первомайской-268 (см. рис. 99).

Подугольная толща выделяется в разрезах скважин на южных территориях распространения нижневасюганской подсвиты, ее мощности находятся в прямой пропорциональной зависимости от толщин песчаных пластов, слагающих толщу осадков. Зоны наибольших мощностей приурочены к понижениям отрицательных структур первого порядка, где в разрезах подугольной толщи развиты оба песчаных пласта. Здесь мощность ее достигает 50 м и более. В кровле подугольной толщи находится пласт угля У₁ или пропласток углистого аргиллита или угля, хорошо опознаваемый по комплексу радиоактивного и акустического каротажа и служащий нижней границей межугольной толщи, которая разделяет под- и надугольную и в районах ее развития отвечает регрессивному этапу седиментации на юге Западной Сибири. Верхняя граница межугольной толщи часто фиксируется на юго-востоке реперным углем У₁.

Стратиграфический диапазон межугольной толщи устанавливается по присутствующим в ней оксфордским спорово-пыльцевым комплексам. Они определены в большом количестве скважин и по составу основных компонентов соответствуют СПК из морских отложений. Отличие заключается в малом содержании пыльцы *Classopollis* и отсутствии микрофитопланктона. Находки макро- и микрофауны в межугольной толще редки.

Межугольная толща (0–40 м) сложена переслаиванием маломощных аргиллитов,

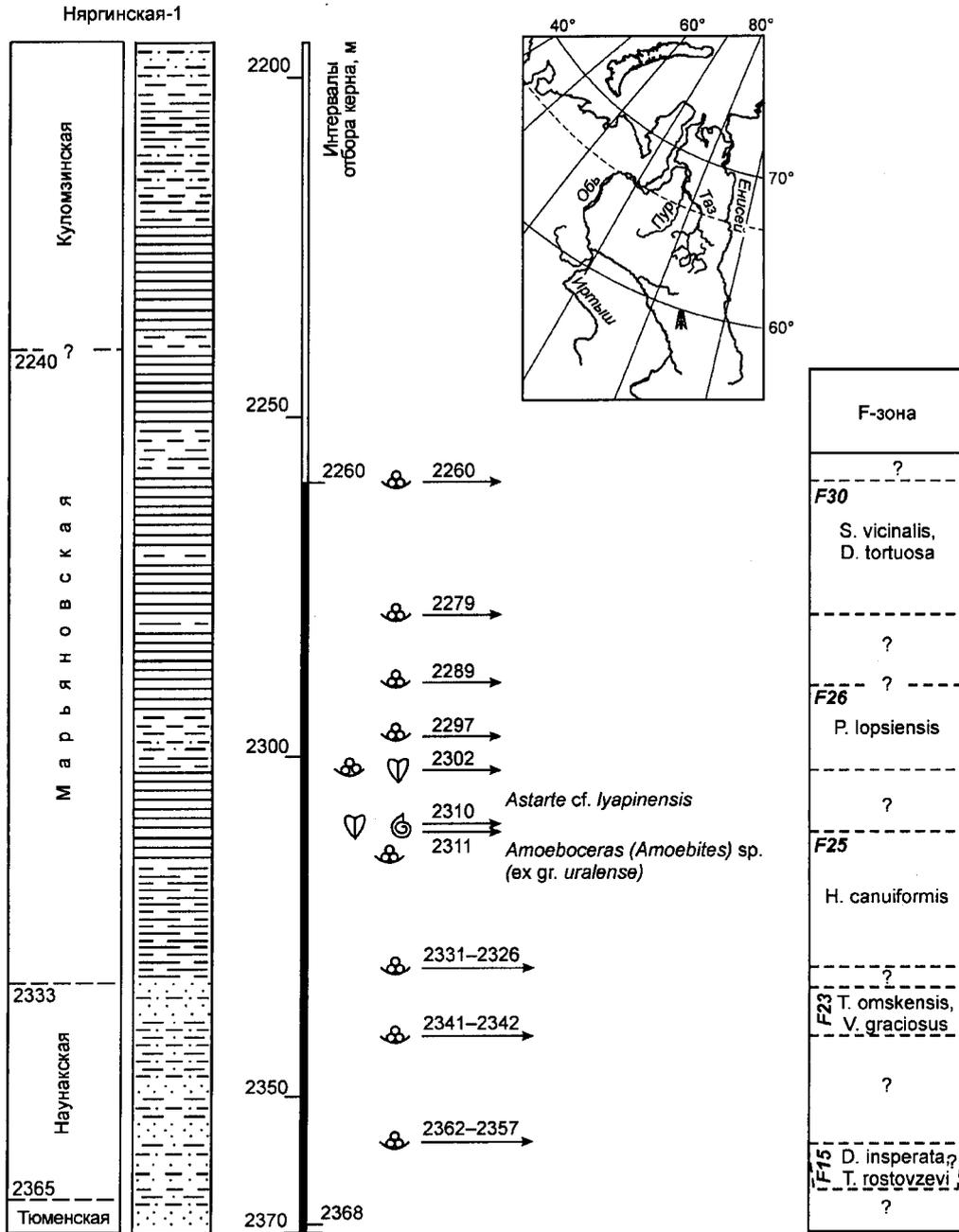


Рис. 100. Расчленение, палеонтологическая, лито- и биостратиграфическая характеристика келлового и верхней юры, вскрытой скв. Няргинской-1.

Усл. обозн. см. рис. 17, 28, 29, 88.

алевролитов и песчаников. Характерным отличием толщи является высокая углистость пород в виде линз, прослоев углей или углистого аргиллита, а также углистого детрита. В некоторых разрезах (на юге Пур-Иртышского фациального района) в этом стратиграфическом интервале развиты относительно мощные

пласты крупно-среднезернистых (или средне-мелкозернистых) с градационной слойчатостью песчаников, часто содержащих много гравия и иногда гальку (скв. Северо-Карасевская-66 и др.). Они представляют собой комплексы заполнения врезанных долин, связанных с руслами рек (см. рис. 18).

Межугольная толща интерпретируется как континентальная часть системного тракта низкого стояния. Она имеет очень пестрый литологический состав и генетически неоднородна. Это фации прибрежных равнин: русловые, межрусловые, озерные, озерно-болотные. В период максимума регионального падения уровня моря, приходящегося на начало формирования межугольной толщи, море покинуло территорию Нюрольской впадины и смежных районов, что сопровождалось интенсивной эрозией верхней части подугольной толщи.

Предшествующими исследователями толщи заполнения флювиальных каналов, такие как, например, в скв. Северо-Карасевской-66 (см. рис. 18), нередко относили к песчаному пласту Ю₁¹. Сиквенс-стратиграфическая интерпретация показывает, что комплексы заполнения каналов сформировались раньше, чем составляющие надугольной толщи и позже, чем таковые, подугольной. Это латеральные аналоги континентальных межугольных отложений (Sahagian et al., 1997; Шурыгин и др., 1999).

Детальное литологическое описание пород межугольной толщи по существу изложено в характеристике наунакской свиты, замещающей васюганскую свиту в Ажарминском и Сильгинском фациальных районах (Маркова и др., 1988; и др.). Однако для юго-восточных разрезов васюганского горизонта, включающих межугольную толщу, свойствен определенный характер изменений содержания *Classopollis* в палинокомплексах, отличающий их от типичных для наунакской свиты (Чеснокова, 1989). Межугольная толща на юго-востоке Западной Сибири накапливалась в двух линейных зонах субмеридионального простираения. Одна из зон протягивается субмеридиональной полосой вдоль линии замещения осадков васюганской свиты наунакскими (прообразом которых и является клин межугольной толщи) по территории Александровского, Средневасюганского и Пудинского мегавалов, а затем поворачивает на запад, где занимает южную часть Нюрольской впадины. Другая зона располагается вдоль восточного окончания Нижневартковского свода, проявляясь линзами в районах перехода этого свода в Каймысовский и на северо-восточной оконечности последнего. Характерной особенностью латерального распространения ме-

жугольной толщи является наращивание ее мощности от впадин в сторону сводовых частей структур первого порядка. С востока на запад эта толща клином вдавливается в песчаники горизонта Ю₁, развиваясь на западе за счет перекрывающих пород надугольной толщи, а на востоке — за счет подстилающих и перекрывающих образований под- и надугольной толщ соответственно. На юго-востоке осадки межугольной толщи сливаются с породами наунакской, а возможно, и тюменской свиты без разделяющего их литологического или какого-либо иного репера. Скользящий характер перехода границ прибрежно-морских отложений васюганской и континентальной наунакской свиты признается большинством авторов (см. рис. 29).

Надугольная толща, составляющая верхнюю часть нефтеносного горизонта Ю₁, залегает между угольным пластом У₁ (или его аналогом — углистым аргиллитом) и подошвой георгиевской свиты, а в случае отсутствия последней — подошвой баженовской свиты. Сформировавшиеся в морских условиях осадки пластов Ю₁² и Ю₁¹ представлены преимущественно песчаными образованиями мелководных зон сублиторали и пляжей (Брылина, Даненберг, 1989; и др.). Прибрежные песчаники зоны пляжей обычно являются лучшими коллекторами для нефтенакпления. В наиболее полных разрезах пласты Ю₁² и Ю₁¹ хорошо обособлены разделяющей их глинистой пачкой или поверхностью размыва. Однако во многих разрезах Нюрольской впадины надугольная толща представлена в неполном объеме. Из разреза выпадают пласт Ю₁² или Ю₁¹ за счет размыва в начале или конце позднего оксфорда, или иногда оба пласта (см. рис. 18, 99). Глинисто-алевролитовые прослойки, разделяющие песчаные пласты Ю₁², Ю₁¹, не выдержаны по латерали, как и сами песчаники, поэтому разграничение пластов иногда возможно только за счет их литологической неоднородности.

В среднем мощности отдельных песчаных пластов надугольной толщи варьируют на юго-востоке Западной Сибири обычно от 3 до 7 м, редко превышая их в местах развития дельтовых фаций или баровых отложений. Районы распространения песчаного пласта Ю₁² на этой территории обычно приурочены к склоновым частям сводов и зонам перехода в отрицательные структуры в виде отдельных линз и полос. На ряде площадей

(например, скважины Сергеевская-3, 5, Прибелинская-1, Рифтовая-1, Лавская-14 и др.) пласт Ю₁² значительно глинизируется, уменьшаясь в мощности. На некоторых участках он вообще отсутствует, выклиниваясь в пределах локальных выступов (в этих случаях на межугольной толще залегает пласт Ю₁¹).

Нижний пласт надугольной толщи (Ю₁²) может интерпретироваться как трансгрессивный системный тракт (TST). Он имеет черты типичного базального трансгрессивного пласта: плохая сортировка терригенного материала, присутствие гравия, глауконита, остатков морской макро- и микрофауны. Известная из некоторых стратиграфически полных разрезов (скважины Ледовая-5, Оленья-130, 134, Аэросейсмическая-100) разделяющая пласты Ю₁² и Ю₁¹ пачка аргиллитов и алевролитов представляет собой отложения высокого стояния уровня моря (HST) или, быть может, трансгрессивные осадки (TST). Верхний песчаный пласт надугольной толщи (Ю₁¹) частично представлен осадками низкого стояния (LST) относительного уровня моря. Падение относительного уровня моря после формирования пласта Ю₁² и венчающей его глинисто-алевритовой пачки завершилось эпизодом эрозии, что привело в некоторых районах юго-востока Западной Сибири к полному размыву этого пласта, как, например, в разрезах скважин Первомайской-263, Лонтень-Яхской-60 и др. Присутствие угольного прослоя между пластами Ю₁² и Ю₁¹, известного из разрезов на Игольско-Таловском поднятии на западе Нюрольской впадины (Татьянин, Волков, 1982), можно также рассматривать как свидетельство падения уровня моря и возобновление континентальных условий осадконакопления в соответствующем районе, но без эрозии сформировавшейся ранее толщи.

Распространение пласта Ю₁¹ на крайнем юго-востоке контролировалось многими факторами. Главным из них была фациальная обстановка формирования осадков, которая иногда приводила к резкому замещению или выклиниванию песчаного пласта даже в пределах одного локального поднятия. Так, на ряде локальных выступов юго-восточных территорий Западной Сибири (Орловская, Сергеевская, Витимская, Пешковская, Парбигская, Мурашевская, Прибелинская, Тенисская, Голубинская площади и др.) пласт Ю₁¹ в разрезе верхней юры отсутствует. Мощ-

ность пласта Ю₁¹ сильно изменяется по площади, в отдельных случаях достигая 20 м. Увеличивается она по направлениям к впадинам. Заметим, что аналогичная тенденция роста мощности во впадинах отмечается и для верхневасюганской подсвиты в целом.

Осадки пласта Ю₁¹ формировались в два этапа во время падения относительного уровня моря, одним из свидетельств чего является нарастание грубозернистости мелководно-морских осадков пласта вверх по разрезу. Эти отложения рассматриваются как образования завершения этапа высокого стояния (HST) относительного уровня моря и стадии низкого стояния (LST). На фоне в целом регрессивной фазы осадконакопления в начале позднего оксфорда падение, кратковременное повышение и продолжающееся падение уровня моря за относительно короткий период обусловили нестабильность гидродинамического режима осадконакопления и сложную конструкцию пласта Ю₁¹, в котором повсеместно есть прослои алевроитов, глинистых алевролитов (скв. Первомайская-268 и др.). Продолжающееся падение уровня моря приводило к размыву пласта Ю₁¹ на некоторых приподнятых участках, а иногда и нижележащих пластов, и выпадению из разреза всей надугольной толщи (скважины Шахматная-1, Северо-Карасевская-66, Поньжевая-302, Налимья-3, Южно-Моисеевская-7, Восточно-Моисеевская-1 и др.).

В центральных зонах Пур-Иртышского фациального района пласт Ю₁¹ вскрыт в разрезах скважин Ярайнерских-2, 23, Тагринских-1, 53, 60 и др. В скв. Ярайнерской-23 (инт. 2984–2981,2 м) в пласте Ю₁¹ встречены фораминиферы, характерные для f-зоны *Recurvoides disputabilis* (нижняя часть верхнего оксфорда), и комплекс диноцист (глубина 2983 м), типичный для среднего-самых низов верхнего оксфорда, а, значит, соответствующая часть пласта, скорее всего, относится к низам верхнего оксфорда (см. рис. 47). Мощность пласта в этих районах изменяется от 0 до 10 м.

Кровля васюганской свиты хорошо опознается на каротажных диаграммах по смене высокоомных и низкорadioактивных песчаников пласта Ю₁¹ васюганской свиты на низкоомные и часто высокорadioактивные глинистые породы георгиевской свиты.

Описанная выше литостратиграфическая конструкция васюганской свиты очень

изменчива по латерали и генетически разнородна в пределах конкретных структур. Своеобразно строение разрезов в занимающих большие площади районах фациально замещения васюганской свиты породами науанской свиты на юго-востоке Западной Сибири (фациальные районы Омско-Чулымской области — см. ниже), абалакской свиты — на западе, точинской и сиговской свит — на востоке. В центральных и южных районах Западной Сибири на основе анализа латерального распределения генетически разнородных разрезов васюганского горизонта и типизации их с учетом особенностей цикличности осадконакопления различают разрезы четырех типов.

К первому типу отнесены разрезы васюганского горизонта, не имеющие четко выраженного двучленного строения (рис. 101). Это темно-серые, черные аргиллиты с практически не представленной вер-

хней песчаной частью. Базальный песчаный пласт Ю₂⁰ в основании проявлен в разной степени, замещаясь иногда глинисто-алевритовым прослоем, обогащенным оолитами сидерита, часто известковистым с примесью слабо отсортированного песчано-алевритового материала (Атлас..., 1990). Преимущественно глинистый состав пород указывает на отдаленность источников сноса и формирование отложений в зоне открытого морского бассейна. Отложения этого типа объединены в абалакскую свиту, развитую на западе и северо-западе (см. рис. 65, 66, 86, 98).

Разрезы второго типа имеют четкое двучленное строение. Нижняя часть сложена темно-серыми аргиллитами с тонкими прослойками серых алевролитов и песчаников, количество которых увеличивается кверху. В основании залегает базальный песчаный пласт Ю₂⁰, обычно содержащий морскую макро- и микрофауну верхов бата-келловей (см.

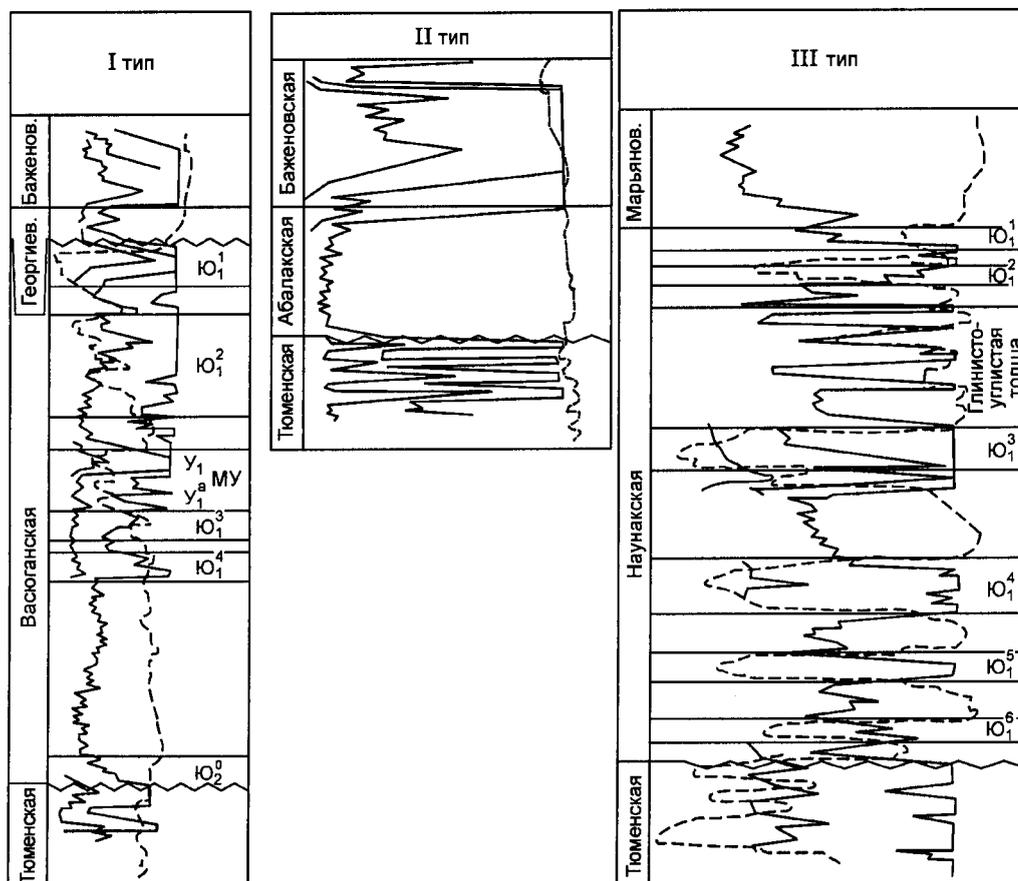


Рис. 101. Типы разрезов бат-келловей-оксфордских отложений Западной Сибири.

выше). Верхняя часть васюганской толщи в этих разрезах представлена серыми песчаниками с прослоями аргиллитов, алевролитов, углей (песчаные пласты Ю¹⁻⁴), разделенными углисто-аргиллитовой межугольной толщей на над- и подугольную части (Белозеров и др., 1988; и др.).

В разрезах третьего типа двучленность строения описываемой толщи сильно затуманена за счет значительного опесчанивания ее нижней глинистой части. Оба подгоризонта выглядят в этом случае как относительно однородная по литологическому составу толща, похожая по своему строению на подстилающую ее континентальную толщу тюменской свиты. Помимо развитых в верхней части пластов Ю¹⁻⁴ выделяются еще и пласты Ю⁵, Ю⁶ в низах горизонта. Слабая выраженность двучленного строения, специфическая для разрезов третьего типа, свойственна для юго-восточных зон фациального перехода от морских фаций к континентальным.

Разрезы четвертого типа, характеризующиеся полным отсутствием двучленного строения, по литологическому составу практически не отличаются от континентальных отложений тюменской свиты. Морские прослои здесь крайне редки.

В группировках разрезов второго и третьего типов можно выделить по несколько подтипов в зависимости от присутствия или отсутствия верхних песчаных пластов и межугольной толщи. Разрезы с сокращенной мощностью верхних песчаных пластов васюганской свиты или даже полным отсутствием какой-то их части отмечались Л.Я. Трушковой еще в 1971 г., а позднее неоднократно фиксировались исследованиями Е.А. Гайдебуровой. Наиболее глубокие размывы, когда из разреза выпадает не только толща, соответствующая верхневасюганскому подгоризонту, но и часть подстилающей ее нижневасюганской толщи, известны на Красногорской, Горбуновской, Барабинской площадях. Аналогичные разрезы обнаружены в южной части Обь-Иртышского междуречья на Татарской и Большереченской площадях. К территории, в пределах которой сохранились только самые нижние слои васюганского горизонта, на юго-востоке относятся и локальные поднятия Верхне-Демьянского, Пологрудовского, Старосолдатского мегавалов (Туйская, Урненская, Тевризская, Январс-

кая площади и др.). Большое количество сокращенных разрезов, в которых отсутствуют различные части верхних горизонтов васюганской свиты, зафиксировано в Нюрольской впадине и Колтогорском прогибе (площади Глуховская, Фестивальная, Майская, Еллей-Игайская и др.). Не составляет исключения и восточная часть Западной Сибири, где в пределах Пудинского мегавала, части Усть-Тымской впадины (Кочебиловская, Линейная площади и др.) васюганская свита отсутствует полностью, что подтверждается данными палинологических исследований Л.Г. Марковой и Л.Р. Ровниной, а также более северные районы (Сургутский и Нижневартовский своды, локальные поднятия Юганской мегавпадины).

Помимо разрезов, в которых васюганская свита редуцирована, установлены локально распространенные разрезы, в которых васюганская свита, напротив, имеет повышенные мощности. Впервые разрез, в котором мощность васюганской свиты резко увеличена, зафиксирован К.И. Микуленко еще в 1967 г. (скв. Ивановская-1). Нетипично большая мощность, присутствие пластов с крутыми углами залегания (вплоть до "стоящих на головах") и прослоев с признаками мутьевых потоков дали основание интерпретировать пройденную описываемой скважиной толщу как оползень, обусловленный сейсмическими процессами.

Позднее Е.А. Гайдебуровой на основе анализа кернового материала и ГИС разрезы подобного типа зафиксированы в многочисленных скважинах на Сургутском, Нижневартовском сводах и смежных с ними территориях. Так, установлено, что в скважинах Тагринских-53, 60, 63, Тевлинской-1, Равенской-163, Покачевской-57, Кечимовской-1, Федоровской-97 и других толща между хорошо опознаваемыми здесь тюменской и баженовской свитами имеет аномально высокие, по сравнению с типичными для васюганской свиты, мощности. Строение васюганской толщи в упомянутых выше разрезах очень своеобразно. В основании залегает преимущественно аргиллитово-алевролитовая толща, которая перекрывается алевропесчаной пачкой. Мощность последней достигает 60 м. Затем разрез как бы повторяется: вновь идет алевролитово-аргиллитовая пачка (мощностью около 20–30 м) и в верхней части опять наблюдаются песчаники (мощ-

ностью до 50–60 м). Только после этого толща перекрывается аргиллитами георгиевской и баженовской свит. Таким образом, в описываемом интервале происходит удвоение васюганской свиты, а мощность таких “сдвоенных” разрезов достигает 200 м.

Аномальные в отношении мощности разрезы васюганской свиты обнаружены в пределах западной периклинали Асомкинской структуры (скважины 1, 3, 8, 9, 13, 14, 25, 31), осложняющей северный борт Юганской впадины. На этой территории максимальная мощность васюганской свиты (157 м) приурочена к скв. 9. В западном направлении мощность отложений постепенно уменьшается (до 92 м в скв. 25), а в скв. Западно-Асомкинской-801 васюганская свита уже имеет типичное строение. Далее к Омбинской площади редуцируется верхняя часть свиты и мощность ее сокращается до 60 м. К востоку от зоны максимума мощностей (скв. Асомкинская-9) смена типов разрезов васюганской свиты не постепенная, а резкая (ступенеобразная): уже в скв. Асомкинской-10, расположенной всего лишь в 3,5 км от скв. 9, и далее (в скв. 18, 21) свита имеет типичное строение (мощность не превышает 80 м). Аналогична картина уменьшения мощностей и вдоль проходящего севернее профиля через скважины Асомкинские-13, 14, 15, тогда как на остальной части Асомкинской площади фиксируются разрезы васюганской свиты только типового строения. В целом в описанном выше районе зона развития аномальных разрезов не превышает 5 км в ширину и 7 км в длину. Судя по всему, это локальные зоны тектонической природы.

В качестве примеров аномальных разрезов васюганской свиты могут рассматриваться разрезы, вскрытые многими скважинами Тагринской площади, Ньюдеяхской-300, Западно-Перевальной-11а, Восточно-Надымской-70, Ай-Хеттинской-150, Велитойской-180.

На западе Пур-Иртышского фациального района васюганская свита замещается нижней большей частью абалакской свиты, распространенной и в Казым-Кондинском фациальном районе. Аргиллиты и аргиллитоподобные глины абалакской свиты, трансгрессивно залегающие на континентальных отложениях (тюменская свита) и слагающие верхнюю часть средней юры и нижнюю (большую) часть верхней юры Западной Сибири,

протягиваются широкой полосой от р. Тобол на юге до Тазовской губы и п-ова Ямал на севере (см. рис. 65, 66). По стратиграфическому объему абалакская свита отвечает васюганскому и георгиевскому горизонтам и делится на две подсвиты (см. рис. 29). Нижнеабалакская подсвита развита на западе низменности и представлена глинами и аргиллитами темно-серыми тонкоотмученными, реже алевритовыми, со стяжениями пирита, глауконитом. Мощность подсвиты обычно не превышает 20 м. Верхнеабалакская подсвита аналогичного состава (верхи васюганского и георгиевский горизонт), иногда содержит прослой битуминозных и глауконитовых разностей, ее мощность до 45 м.

Абалакская свита, считавшаяся ранее исключительно верхнеюрской, выделена на западе Западной Сибири П.Ф. Ли (1960; Ли и др., 1960б) как толща аргиллитов, залегающая непосредственно на складчатом фундаменте или на песчано-алевритистой углистой тюменской свите и перекрывающаяся черными битуминозными аргиллитами деминской свиты (в западных районах развития свиты) или ее стратиграфическим аналогом — баженовской пачкой нижней части марьяновской свиты (в восточных районах) (Ли и др., 1960а, б; Решения..., 1961). Отметим, что в то время вся описываемая часть разреза рассматривалась в составе низов марьяновской подсвиты тебисской свиты (Геологическое строение..., 1958; Решения..., 1961; и др.). Параллельно абалакской свите в тех же районах выделялась продуктивная песчано-алевролитовая толща с обломками органогенно-обломочных известняков, определявшаяся как вогулкинская пачка или свита (Геологическое строение..., 1958; Ли, 1960).

Исследования особенностей литологического строения абалакской свиты и закономерностей изменения его по латерали позволили установить, что аргиллиты свиты на западе замещаются по простиранию песчаниками вогулкинской толщи или переслаиваются с ними в различных сочетаниях. В итоге вогулкинская толща, развитая на крупных валах и высокоамплитудных поднятиях Березовского и Шаимского районов (северовосток Казым-Кондинского и средняя часть Ямало-Тюменского фациальных районов), была включена в состав абалакской свиты (Решения..., 1961; Елисеев, Ясович, 1968). В зависимости от взаимоотношений абалак-

ской свиты и продуктивной песчаной толщи выделялись различные типы разрезов, которые, в свою очередь, расчленялись на специфические пачки (Боярских и др., 1968; Елисеев, Ясович, 1968; и др.). Практически повсеместно в низах свиты присутствует песчано-алевролитовая пачка (базальный пласт) с включениями оолитов, глауконита, прослоями гравелитов, которая трансгрессивно залегает на кристаллическом фундаменте или на песчаниках тюменской свиты. Строение более высоких горизонтов абалакской свиты, соотношение и количество песчаных и глинистых пластов в ней варьируют в разных районах.

При первоописании свиты была приведена каротажная характеристика по Уватской опорной скважине (инт. 2820–2750 м) (Ли и др., 1960б; Алферов и др., 1961), но, к сожалению, эта часть разреза пройдена без отбора керна. Судя по разрезам свиты, вскрытым разведочными скважинами в Тобольском, Уватском и Мало-Атлымском районах, низы ее сложены конгломератами, гравелитами, песчаниками, иногда известковистыми и мергелистыми аргиллитами, алевролитами часто песчанистыми, переходящими в темно-серые и черные тонкоотмученные аргиллиты, и вся толща очень выдержана в районах ее распространения как по мощности (от 30–50 до 20–80 м), так и по составу (Геологическое строение..., 1958; Кравец, 1959; Ли, 1960; Ли и др., 1960б). Указывались находки аммонитов в этих же разрезах (Тобольская площадь), богатые комплексы двустворок, белемнитов и микрофауны, что позволило уже в те годы достаточно точно определить стратиграфический диапазон свиты как верхняя юра (без волжского яруса) (Кравец, 1959; Ли и др., 1960б). Практически вся палеонтологическая характеристика (большой частью по низам толщи) приводилась на основании сведений, полученных при изучении керна из скважин Тобольской площади (Кравец, 1959).

Позднее в разрезах абалакской свиты были найдены аммониты, определенные как келловейские *Cadoceras* sp., кимериджские *Rasenia* ex gr. *uralensis*, и разнообразные комплексы двустворок и фораминифер, давшие основание для уверенного расчленения абалакской толщи на келловейский, оксфордский и кимериджский ярусы (Левина, 1962; Ровнина, 1962; и др.). Находки нижневолж-

ских аммонитов в кровле абалакской свиты и низах баженовской и тутлеймской свит позволили доказать, что верхняя граница свиты приурочена к нижней части нижневолжского подъяруса (Боярских, 1968; Стратиграфо-палеонтологическая основа..., 1972; и др.). Накопленные за последние десятилетия сведения о многочисленных находках в абалакской свите аммонитов, макро- и микрофауны дали возможность детально расчленить эту толщу на биостратиграфической основе до подъярусов и зон аммонитовой шкалы (Боярских, 1968; Левина, 1968; Стратиграфо-палеонтологическая основа..., 1972; Комиссаренко, Тылкина, 1977а; и др.).

Напомним, что самые древние аммониты, найденные в абалакской свите, относятся к представителям *Cadoceratinae*, ранее считавшимся только раннекелловейскими. По результатам ревизии они сейчас датируют вмещающие отложения как верхи верхнего бата–нижний келловей. В ряде разрезов в низах абалакской свиты обнаружен комплекс фораминифер, характерный для слоев с *Kutsevella memorabilis*–*Guttulina tatarensis* (Комиссаренко, Тылкина, 1977а), который на севере Сибири распространен в слоях с позднебатскими аммонитами *Cadoceras barnstoni* (Лутова, 1981). Совместно с этими же аммонитами встречены первые находки *Dorothia insperata* и *Trochammina rostovzevi* (Лутова, 1981) из соответствующего комплекса одноименной зоны, ранее считавшейся только раннекелловейской. Таким образом, на основании всего указанного выше — передатировок комплексов макро- и микрофауны, палинокомплексов — нижняя граница васюганского горизонта и, соответственно, абалакской свиты должна проходить в верхах верхнего бата (Шурыгин и др., 1995), а не в низах нижнего келловей, как это считалось ранее (Решения..., 1991).

Верхняя граница абалакской свиты в восточных районах ее распространения определяется достаточно четко по появлению битуминозных аргиллитов баженовской свиты. В основании баженовского горизонта Западной Сибири на ряде площадей встречены ранневолжские *Pectinatites*, *Subdichotomoceras* sp. Однако на Уренгойской и Ныдинской площадях из битуминозных прослоев определены позднекимериджские *Aulacostephanus* (Брадучан, 1987; Решения..., 1991), что дало

основание опустить нижнюю границу баженовской свиты в верхи верхнего кимериджа на севере Пур-Иртышского фациального района. Правомерность изменения положения нижней границы баженовской свиты достаточно дискуссионна, так как в верхах абалакской и георгиевской свит в ряде разрезов на севере Западной Сибири часто отмечаются битуминозные прослои (Стратиграфический словарь..., 1978; Решения..., 1991; и др.).

В западных районах абалакская свита перекрывается тутлеймской свитой и ее аналогами. Перекрывающая толща сложена аргиллитами с пониженной битуминозностью, чередующимися с небитуминозными разностями, количество которых в западном направлении возрастает (Баженовский горизонт..., 1986; Решения..., 1991). В этих районах переход между абалакской свитой и перекрывающими толщами достаточно постепенный, и, таким образом, ее верхняя граница проводится чаще достаточно условно.

В центральных, северных и восточных районах абалакская свита представлена преимущественно аргиллитоподобными глинами с маломощным песчано-алевритовым или конкреционным пластом ($Ю_2^0$) в основании (Брадучан, 1987; Атлас..., 1990; и др.). До сих пор слабо изучена зона фациального перехода между абалакской и васюганской свитами на востоке территории. В этой зоне в абалакской свите отмечаются песчаные прослои, стратиграфическое положение которых не вполне ясно и которые в перспективе могут быть нефтегазоносными.

На западе в зонах латерального контакта абалакских глин и песчаной вогулкинской толщи в абалакской свите выделяются продуктивные пласты, обычно индексируемые как пласты П, нижний из них в основании свиты рассматривается как базальный песчано-алевролитовый пласт $П_3$ и отвечает так называемой "кадоцеровской" трансгрессии, приходящейся, как показано выше, на конец бата-начало келловей. Стратиграфическое положение нижней границы пласта на основе датировок по находкам в многочисленных скважинах микро- и макрофауны принимается сейчас в верхах верхнего бата. Верхняя граница пласта "скользит" от низов нижнего до нижней части верхнего келловей. Судя по палеонтологическим данным,

пласт $П_3$ по стратиграфическому объему соответствует пласту $Ю_2^0$ общепринятой классификации.

Стратиграфическое положение и объем вышележащих пластов группы П и разделяющих их глинистых прослоев в связи с неполной палеонтологической характеристикой до сих пор рассматривались достаточно условно. Пласт $П_2$ относился к верхам верхнего келловей-среднему оксфорду. Однако известные из него комплексы микрофауны характерны только для нижнего оксфорда, а находки аммонитов типичны для нижнего-среднего оксфорда (Решения..., 1991), т. е. он, скорее всего, соответствует пластам $Ю_1^3 - Ю_1^2$. Пласт $П_3$, завершающий толщу, имеет более сложное строение, чем ниже лежащие. В его составе появляются органогенно-обломочные известняки, спонголиты и прослои алевролитов. По стратиграфическому объему он отвечает верхнему оксфорду-низам нижневожского подъяруса. В нем встречены кимериджские и нижневожские аммониты и комплекс фораминифер, характерный для верхов верхнего оксфорда-низов нижнего кимериджа. Таким образом, с достаточной степенью условности его можно сопоставить с пластами $Ю_1^1 - Ю_1^0$ и вышележащей толщей. Проводя аналогию с конструкцией верхнеюрских песчаных пластов горизонта $Ю_1$, хорошо известной в других районах Западной Сибири, можно предположить, что строение продуктивного горизонта П (сочетание песчаных тел и глинистых пропластков) носит более сложный характер, чем это представляется ныне, но это задача специальных исследований.

В последнее время довольно много новых сведений о строении и палеонтологической характеристике абалакской свиты получено при исследовании разрезов, вскрытых скважинами в Шаимском районе (Глинских и др., 1999). В этих разрезах приграничные с абалакской свитой субконтинентального генезиса толщи тюменской свиты сложены переслаиванием песчаников светло-серых, часто косослоистых, с массой рассеянного растительного детрита, серых алевролитов с остатками обугленной древесины и ризоидами, черными углистыми аргиллитами и аргиллитами темно-серыми, слюдистыми, часто со стяжениями и желваками пирита. В аргиллитовых прослоях в верхах тюменской свиты иногда встречаются двустворчатые моллюски *Promoella?* sp. ind., обитавшие

в широком спектре фаций — от морских до солоновато-водных (скважины Сыморьяхская-10211, инт. 2113–2126 м; Вишьенская-0055, инт. 2201–2213; Сыморьяхская-10255, инт. 2107–2119; 2058–2070 м; Тугровская 8, инт. 2156–2159 м и др.). Совместно с ними в ряде скважин встречены остатки фораминифер, характерных для слоев с *Globulina praecircumphlua* (см. рис. 102). Судя по конструкции толщи, ингрессии моря на территории запада Западной Сибири в конце “тюменского” времени были достаточно редкими и кратковременными (Шурыгин и др., 1995).

С существенно иным, морским этапом седиментации связано формирование толщ абалакской и сменяющей ее на западе даниловской свиты. Самые нижние горизонты абалакской свиты в изученных разрезах представлены песчаниками серыми, коричневатыми, с сидеритовыми мергелистыми (?) конкреционными прослоями, пропластками темно-серых аргиллитов и коричневатых алевролитов, с рассеянной галькой, гравелитами, обломками древесины, иногда с глауконитом и сидеритовыми оолитами и пиритовыми стяжениями, с частыми размытого характера границами прослоев. Контакт с тюменской свитой обычно резкий. В керне скв. Лазаревской-10126 хорошо заметно косое прилегание базального пласта абалакской свиты к серым алевролитам и песчаникам тюменской свиты. Трансгрессивный базальный пласт васюганского горизонта индексируется как Ю₂⁰. Мощность базального горизонта изменяется от 4 до 8 м в скважинах Тальниковой-10177, Тугровской-8, Сыморьяхской-10255, Лазаревской-10132, Южно-Талинской-324 до 15–20 м, Вишьенской-10055 и Лазаревской-10126. В серых песчаниках в основании абалакской толщи встречены многочисленные остатки морских двустворок, фораминифер, гастропод. На ряде площадей (Лазаревской, Вишьенской и др.) над песчаным пластом с фауной иногда отмечается прослой (1–2 м) разнородных светло-серых косослоистых песчаников, сильно обогащенных обугленным растительным детритом, углефицированной древесиной и весьма похожих на песчаники тюменской свиты. Перекрывается этот пласт коричневатым известковистым (сидеритизированным) конкреционным прослоем (1–2 м), в котором обнаружены многочисленные гастроподы *Paludina?* sp. (скважины Лазаревская-10126,

инт. 2143,4–2144,5 м; Вишьенская-10055, инт. 2109–2111 м), характерные для пресноводных или неполносоленых обстановок. Выше вновь залегают коричневатые песчаники и алевролиты, содержащие морскую фауну и сменяющиеся вверх по разрезу типичными абалакскими глинами. Таким образом, весьма своеобразный и легко опознаваемый по тафономическим признакам прослой с *Paludina?* sp. можно использовать как маркер при корреляции. В толще на разных уровнях встречены многочисленные остатки скафопод (*Dentalium* sp.) и лингулы, обычно свидетельствующие о крайнем мелководье в момент образования соответствующих слоев (близ береговой линии). Таким образом, базальный горизонт васюганской трансгрессии (пласт Ю₂⁰ или П₃) в изученном районе имеет полифациальное строение: сложен песчаниками и алевролитами, сформировавшимися как в типично морской обстановке, так и в лагунно-озерной, субконтинентальной, и часто содержит следы перемылов.

Морские двустворки, обнаруженные в описываемом районе в песчаниках пласта Ю₂⁰, многочисленны, разнообразны и характерны для слоев с *Grammatodon leskevitschi-Praebuchia orientalis* и *Grammatodon schourovskii*. Здесь встречены *Pleuromya* cf. *subpolaris*, *Grammatodon* ex gr. *schourovskii*, *Thracia* sp. ind., *Dacryomya* sp. ind., *Arctica* ex gr. *orientalis*, *Entolium* sp. ind., *Meleagrinnella* sp. ind. (скв. Лазаревская-10126, инт. 2143–2162 м), *M. ovalis*, *Dacryomya* ex gr. *chetaensis*, *Praebuchia* sp. ind., *Nuculoma variabilis*, *Mclearnia* sp. ind., *Arctica* cf. *orientalis* (скв. Окуневская-9071, инт. 1689–1696 м), *Arctica* cf. *orientalis*, *Pronoella?* sp. ind. (скв. Усть-Иусская-8000, инт. 1571–1580 м), *Nuculoma variabilis*, *Dacryomya* ex gr. *chetaensis*, *Praebuchia* sp. ind. (скв. Сыморьяхская-10211, инт. 2035–2059 м) и др.

Находки фораминифер в низах абалакской свиты известны из многих местонахождений как в Шаимском, так и в смежных районах (Комиссаренко, Тылкина, 1977а; Атлас..., 1990; и др.). В ряде разрезов в самом основании базального песчаного пласта локально прослеживаются комплексы слоев с *Kutsevella memorabilis-Guttulina tatarensis* (Решения..., 1991). Более широко, практически повсеместно на территории Западной и Восточной Сибири, распространены ассоциации f-зоны *Dorothia insperata-Trochammina*

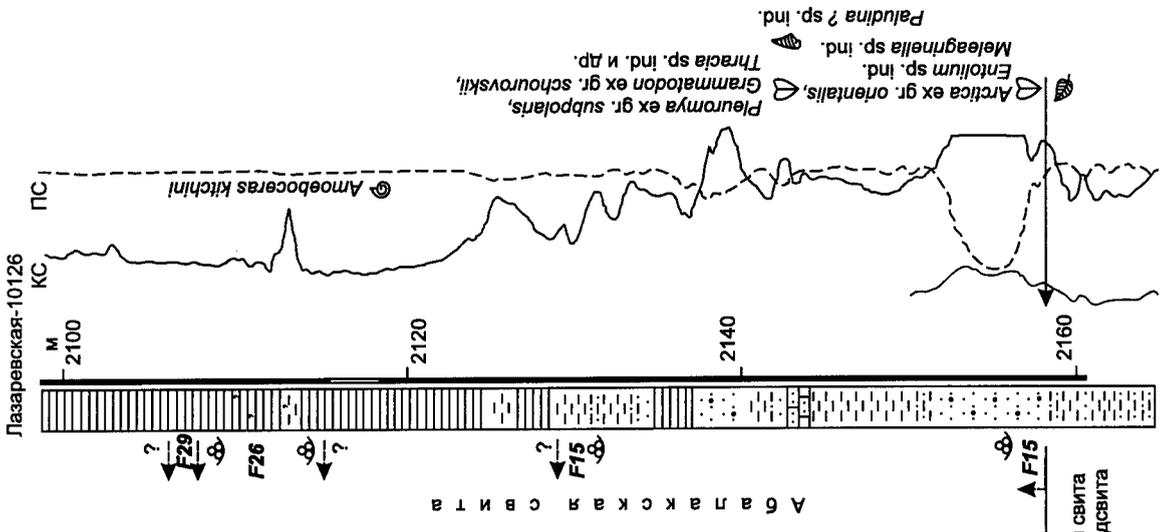
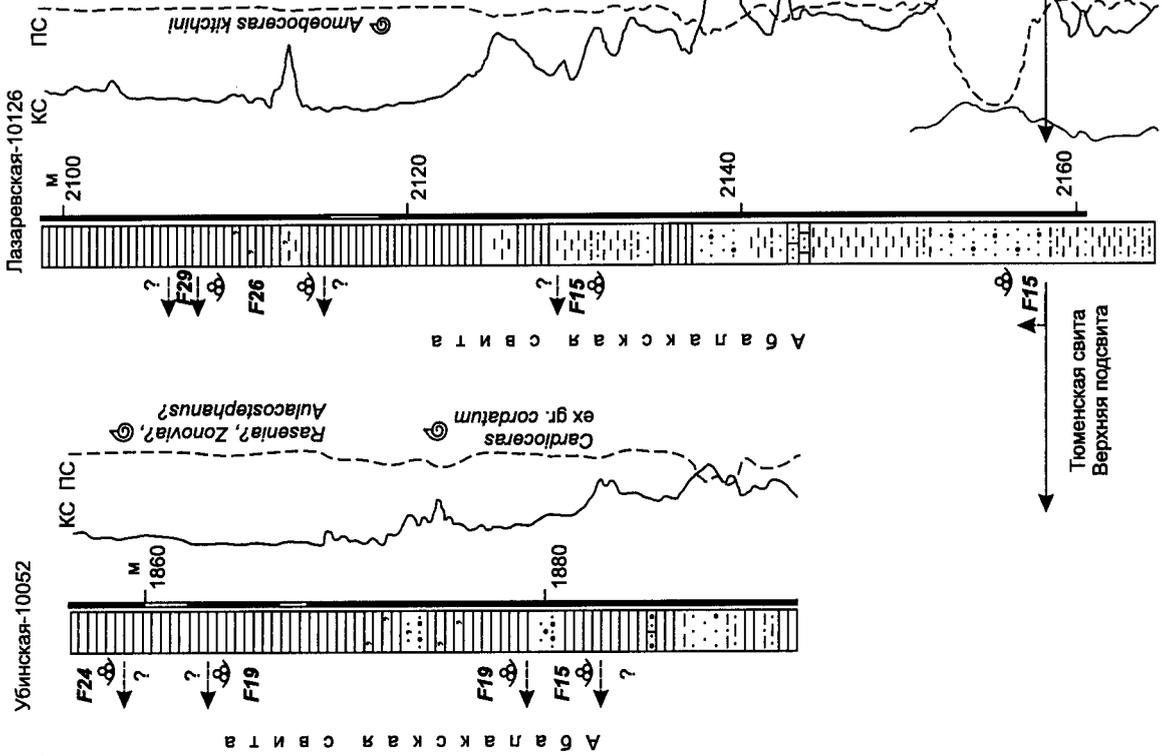
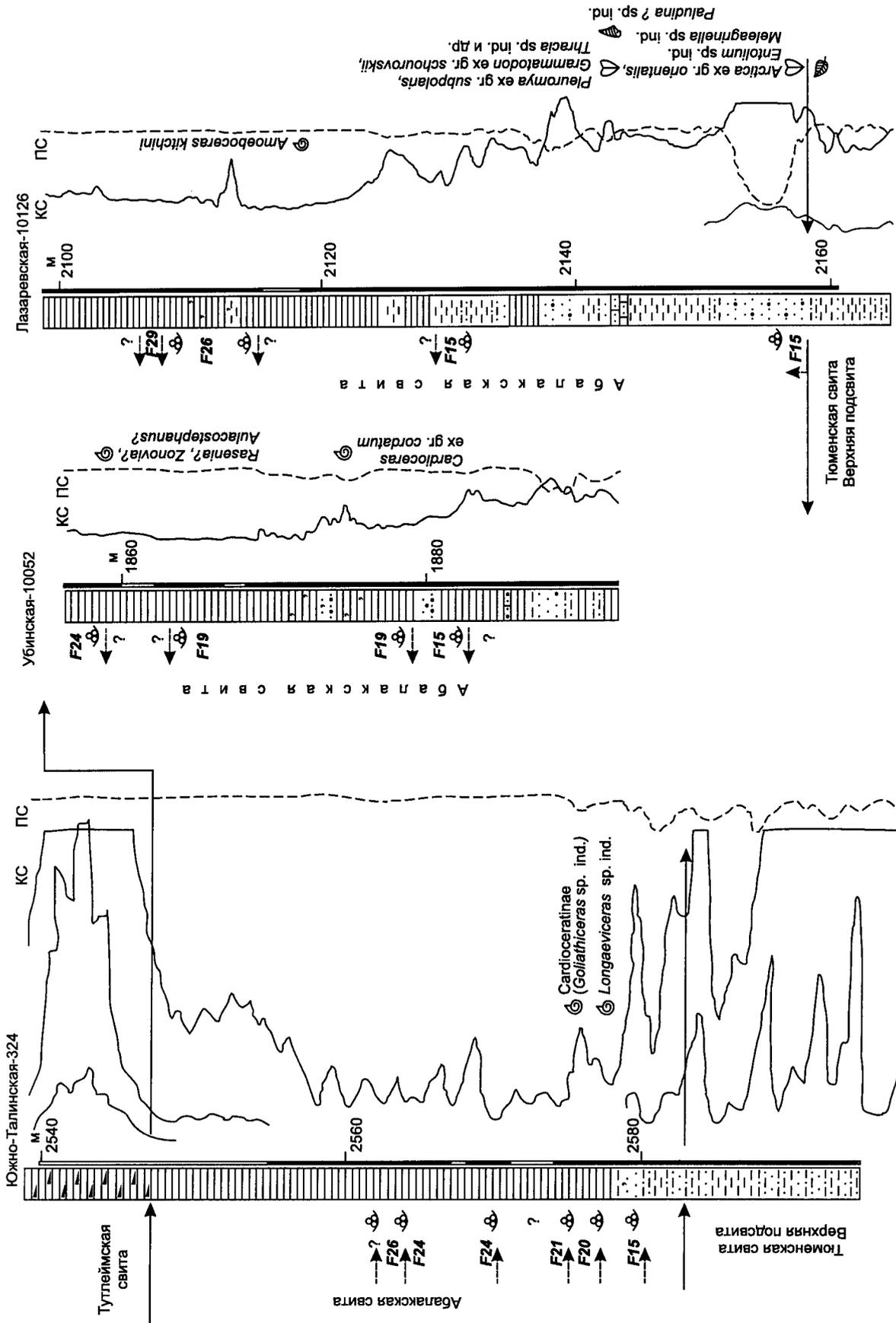
rostovzevi. В состав кроме видов-индексов комплексов входят *Ammodiscus uglicus*, *Recurvoides scherkalyensis*, *R. singularis*, *Ammobaculites* ex gr. *primoris*, *Haplophragmoides magnus*, *Glomospirella* sp., *Bulbobaculites taigaensis*, *Hyperammina* sp., *Reophax* sp., *Conorboides?* sp. ind. и др. Эта зона прослежена в абалакской свите по скважинам Убинской-10052 (инт. 1878–1886 м), Южно-Талинской-324 (нижняя часть инт. 2574–2583 м), Лазаревской-10126 (инт. 2158–2129 м) (рис. 102). Верхняя граница f-зоны зафиксирована в скважинах Убинской-10052 (верхи инт. 1878–1882 м), Южно-Талинской-324 (верхи инт. 2574–2583 м) по смене комплекса фораминифер. О возрастном “скольжении” верхней границы пласта Ю₂ свидетельствуют новые находки аммонитов. Так, в скв. Окуневской-9071 в базальном пласте абалакской свиты найдены *Quenstedtoceratinae* gen. et sp. ind. (самые верхи нижнего–верхний келловей), а в скв. Лазаревской-10132 в перекрывающей базальный пласт пачке глин — *Longaeviceras* cf. *nikitini* (низы верхнего келловей).

Над базальным пластом (Ю₂ или П₃) абалакской свиты залегают глины темно-серые, иногда слабоалевритистые, в основании которых в ряде разрезов встречены позднекелловейские *Longaeviceras* cf. *nikitini* (скв. Лазаревская-10132, верхи инт. 2049–2054 м), *Longaeviceras* sp. ind. (скв. Южно-Талинская-324, верхи инт. 2574–2583 м). В этих же интервалах и выше в скважинах Лазаревской-10211 (инт. 2038–2050 м), Сыморьяхской-10215 (инт. 2056–2067 м), Тальниковой-10177 (низы инт. 1726–1736 м) и других обнаружены характерные для слоев с *Praebuchia orientalis* и *Grammatodon schourovskii* двустворки *Grammatodon schourovskii*, *Astarte extensa*, *Entolium demissum*, *Limea* sp. ind., *Cosmetodon* ex gr. *bojarkaensis*, *Camptonectes* ex gr. *lens*, *Musculus chekanovskii*, *Dacryomya chetaensis*, *Thracia scythica* и др.

Более высокие горизонты абалакской свиты в погруженных районах восточной части территории представлены темно-серыми, тонкоплитчатыми аргиллитоподобными глинами с нижнеоксфордскими аммонитами *Cardioceratinae*, ?*Goliathiceras* sp. ind. (скв. Южно-Талинская-324, верхи инт. 2574–2583 м) (см. рис. 102). На более приподнятых участках (в основном на западе территории) в глинах появляются прослойки светло-серых

известковистых песчаников и песчанистых алевролитов разной мощности (от 0,5–2,5 м). Здесь встречены нижнеоксфордские *Cardioceras* ex gr. *cordatum* (скважины Убинская-10052, инт. 1873–1878 м; Сыморьяхская-10211, инт. 2038–2050 м), *C.* ex gr. *percaelatum*, *C.* ex gr. *excavatum* (скв. Лазаревская-10132, верхи инт. 2049–2054 м), *Cardioceratinae* gen. et sp. ind. (скважины Сыморьяхская-10211, инт. 2035–2059 м; Сыморьяхская-10215, низы инт. 2056–2067 м). Комплекс двустворок низов нижнего оксфорда сходен с верхнекелловейским и принадлежит слоям с *Praebuchia orientalis* и *Grammatodon schourovskii* (см. рис. 10, 11, 29). В верхах нижнего оксфорда (скв. Тальниковая-10177, верхняя большая часть инт. 1726–1736 м) происходит смена комплекса, появляются *Buchia* ex gr. *concentrica*, *Oxytoma expansa* и другие типичные для оксфордских слоев с *Praebuchia kirghisensis* и *Buchia concentrica*. Встреченные в этих же интервалах комплексы фораминифер оксфорда более дифференцированы, чем келловейские. Так, в скв. Лазаревской-10132 (инт. 2049–2054 м) прослежены слои с *Dorothia insperata* и *Eomarssonella paraconica*. В других разрезах келловейская f-зона *Dorothia insperata*–*Trochammina rostovzevi* непосредственно перекрывается нижнеоксфордской f-зоной *Ammobaculites tobolskensis*–*Trochammina oxfordiana* (скв. Южно-Талинская-324, верхняя часть инт. 2574–2583 м) (см. рис. 102), которая прослежена в скв. Тальниковой-10177 (инт. 1726–1736 м), скв. Ловинской-8413 (инт. 2281–2295 м). В ряде случаев обедненность комплексов фораминифер позволяет проследивать только биостратоны, имеющие более широкий стратиграфический диапазон (см. рис. 11, 29). Слои с *Trochammina oxfordiana*, датированные ранним и средним оксфордом, установлены в скв. Убинской-10052 (инт. 1879–1862 м).

Средний и самые низы верхнего оксфорда надежно опознаются по находкам комплекса фораминифер, характерного для f-зоны *Ammodiscus thomsi*–*Tolypammina svetlanae*. В скв. Южно-Талинской-324 в кровле инт. 2574–2583 м эта зона перекрывает нижнеоксфордскую f-зону *Ammobaculites tobolskensis*–*Trochammina oxfordiana*. Комплекс фораминифер f-зоны *Ammodiscus thomsi*–*Tolypammina svetlanae* существенно обеднен по сравнению с ни-



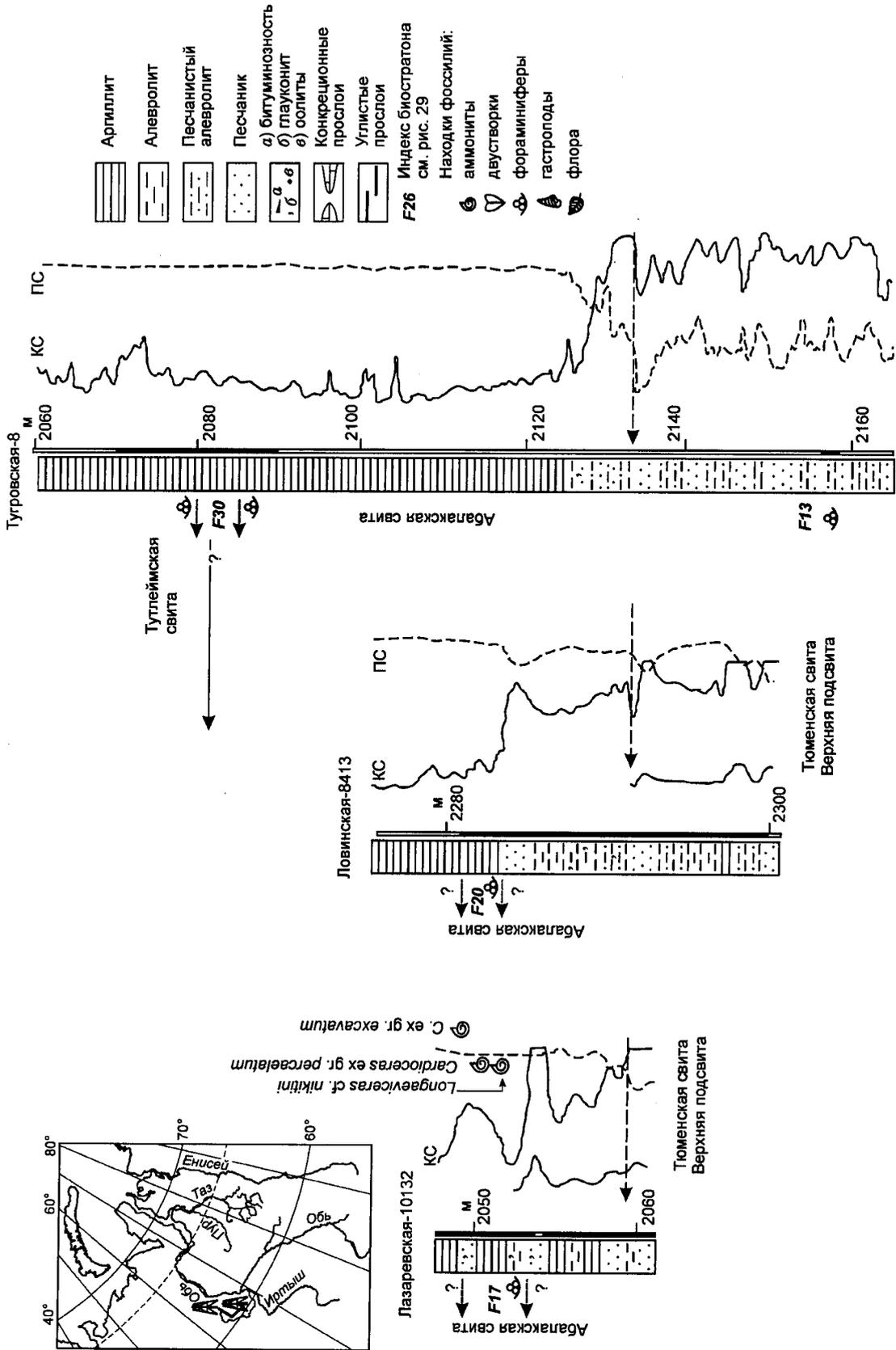


Рис. 102. Палеонтологическая характеристика и биостратиграфическое расчленение абалакской свиты ряда скважин Шаимского района и смежных территорий.

жележащим (см. рис. 102). Зона прослежена в разрезах абалакской свиты по скважинам Вишьенской-10055 (низы инт. 2078–2098 м), Южно-Талинской-324 (верхи инт. 2574–2583 м), где в том же интервале найдены двустворки, характерные для слоев с *Praebuchia kirghisensis* и *Buchia concentrica*. Судя по палеонтологической характеристике, песчано-алевритовые пласты в этой части абалакской свиты, обычно индексируемые как Π_2 , соответствуют по стратиграфическому положению стандартной западно-сибирской группе пластов Ю_1^3 и, возможно, Ю_1^2 .

В вышележащих горизонтах абалакской свиты обнаружены верхнеоксфордские аммониты *Amoeboceras ex gr. ravni* (скв. Навская-10202, инт. 1948–1958 м), совместно с которыми встречены двустворки *Buchia cf. concentrica*, *Mclearnia cf. broenglundi*, *Astarte cf. extensa*, *Meleagrinella ovalis* и *Amoeboceras sp. ind.* (скв. Сыморьяхская-10215, верхи инт. 2056–2067 м). Комплексы фораминифер верхней половины верхнего оксфорда (f-зоны *Recurvoides disputabilis*) установлены в разрезе, вскрытом скв. Вишьенской-10055 (верхняя часть инт. 2078–2098 м). Песчаные прослои в этой части разреза абалакской свиты распространены более локально, чем нижнеоксфордские. Тем не менее этот интервал хорошо прослеживается в Шаимском районе (Левина, Ровнина, 1968). Так, в скв. Половинкинской-100 отмечается чередование алевритов, песчанистых аргиллитов, спонголитов и песчаников светло-серых, иногда глауконитовых, содержащих верхнеоксфордские аммониты *Amoeboceras ex gr. alternans* и комплексы фораминифер, типичные для f-зоны *Recurvoides disputabilis* (Елисеев, Ясович, 1968). Описанные прослои песчаников являются, судя по всему, аналогами группы пластов Ю_1^1 и на более погруженных участках в глинистых разрезах абалакской свиты им соответствуют пропластки конкреционных тел (рис. 103).

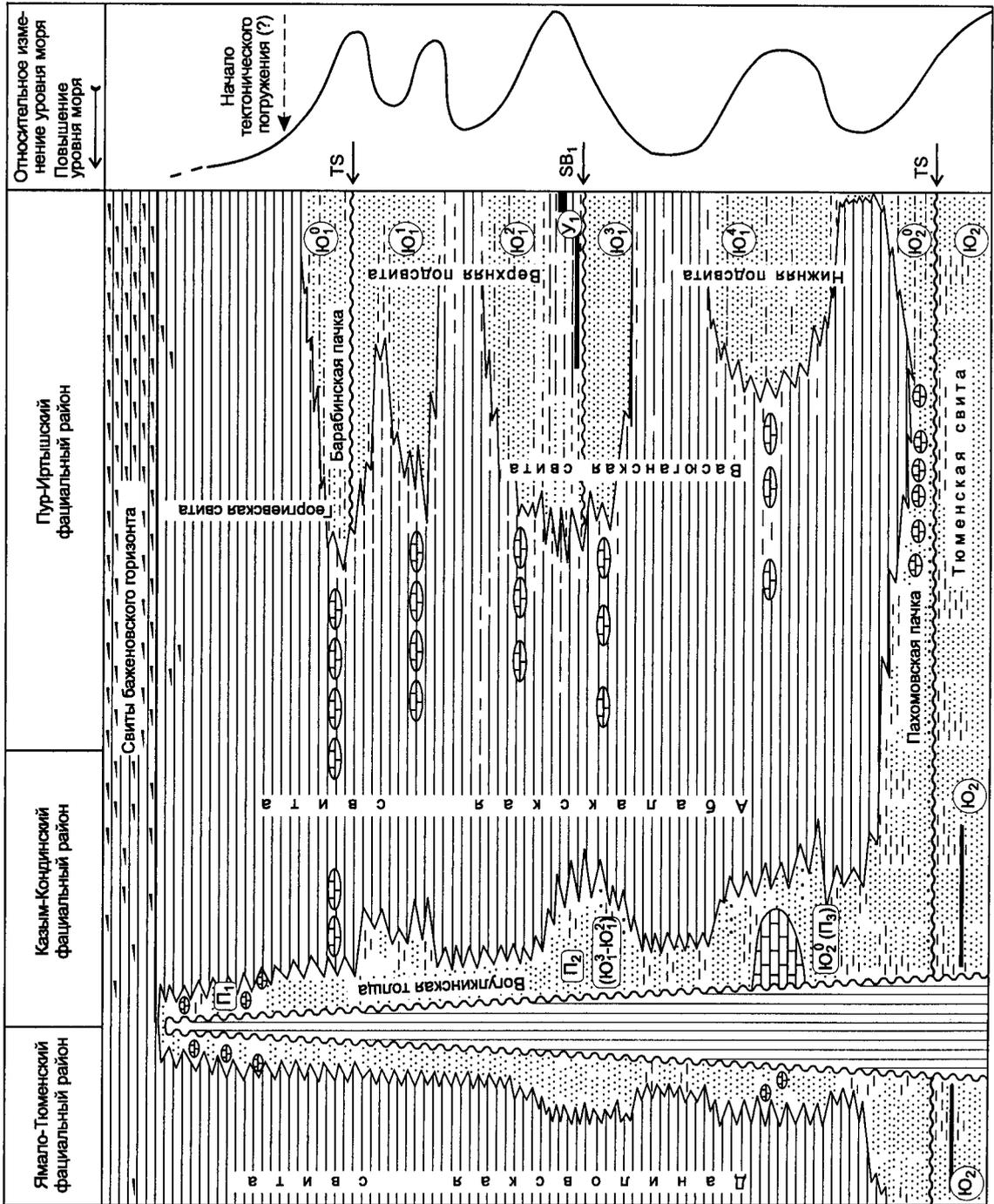
Кимеридж-нижневолжские слои абалакской свиты в Шаимском районе сложены

аргиллитоподобными глинами, темно-серыми до черных с маломощными прослоями алевритов темно-серых с зеленоватым оттенком и коричневыми сидеритизированными пропластками. Нижний кимеридж здесь четко устанавливается по находкам аммонитов *Amoeboceras kitchini* (скв. Лазаревская-10126, низы инт. 2110–2118 м), *Amoeboceras ex gr. kitchini* (скв. Усть-Иусская-8000, верхи инт. 1556–1561 м), *Amoeboceras cf. kitchini* (скв. Окуневская-9071, низы инт. 1676–1684 м). Совместно с аммонитами в этих скважинах встречены богатые комплексы двустворок с *Entolium nummulare*, *Buchia concentrica*, *Astarte extensa*, *Thracia cf. lata*, *Meleagrinella subovalis*, *Nuculoma variabilis*, *Inoceramus sp. ind.* и другими, характерными для b-зоны *Buchia concentrica*. В скважинах Южно-Талинской-324 (инт. 2568–2574 м; низы инт. 2560–2568 м), Убинской-10052 (инт. 1858–1860 м) и Узбекской-10350 (инт. 1727–1733 м) найдены фораминиферы, характерные для f-зоны *Haplophragmoides (?) canuiformis*, стратиграфический диапазон которой установлен по находкам аммонитов во многих разрезах Западной Сибири в интервале верхов верхнего оксфорда–нижней части нижнего кимериджа. В отдельных разрезах абалакской свиты (скв. Усть-Иусская-8000, верхи инт. 1556–1561 м) удалось проследить слои с *Haplophragmoides (?) canuiformis* более узкого стратиграфического диапазона (средняя часть нижнего кимериджа). Комплекс фораминифер, типичный для вышележащей реперной f-зоны *Pseudolamarckina lopsiensis* (верхи нижнего–верхний кимеридж), встречен в керне из скважин Лазаревской-10126 (верхняя часть инт. 2110–2118 м — низы инт. 2101–2110 м) и Южно-Талинской-324 (средняя часть инт. 2560–2568 м) (см. рис. 102).

Нижневолжские слои с *Kutsevelia haplophragmoides* прослежены в абалакской свите по разрезу скв. Лазаревской-10126 (средняя часть инт. 2101–2110 м). Стратиграфический объем этих слоев (нижневолжский подъярус) устанавливается достаточно

Рис. 103. Литостратиграфическая модель верхов средней – верхнеюрской толщи западных и юго-восточных районов Западной Сибири и соотношение песчаных тел с эвстатической кривой этого региона (Шурыгин и др., 1999).

Усл. обозн. см. рис. 17, 29, 88, 102; TS – трансгрессивный системный тракт, SB₁ – граница сиквенсов первого типа между сиквенсами.



Зона, слои в Западной Сибири	Горизонт		
	Верхний	Нижний	
Пур-Иртышский фациальный район	Ресинаитес ресинатус	Баж	
	Субдихотом. субграссум	Баж	
	Еосп. магнум	Баж	
	А. аутистодоненсис	Баж	
	А. еудокус	Баж	
	А. сосваенсис	Баж	
	Амоебодерас кичини	Баж	
	Амоебодерас равни	Баж	
	Амоебодерас spp.	Баж	
	Кардиодерас тенуисерратум	Баж	
Казым-Кондинский фациальный район	Кардиодерас денсиплицатум	Баж	
	Кардиодерас s. str.	Баж	
	Кардиодерас (Скарбургерас) spp.	Баж	
	Квенстед. ламберти	Баж	
	Лонгаевичерас кейсеринги	Баж	
	Рондичерас миласевичи, Космоцерас ex gr. jason	Баж	
	Сигалодерас spp.	Баж	
	Кадодератинае	Баж	
	?	Баж	
	Мамышевск.	Баж	
Ямало-Тюменский фациальный район	Сигалодерас spp.	Баж	
	Кадодератинае	Баж	
	?	Баж	
	Мамышевск.	Баж	
	Келловей	Средний	Баж
		Нижний	Баж
		Средний	Баж
		Нижний	Баж
		Средний	Баж
		Нижний	Баж
Средний		Баж	
Нижний		Баж	
Средний		Баж	
Нижний		Баж	
Оксфорд	Средний	Баж	
	Нижний	Баж	
	Средний	Баж	
	Нижний	Баж	
	Средний	Баж	
	Нижний	Баж	
	Средний	Баж	
	Нижний	Баж	
	Средний	Баж	
	Нижний	Баж	
Волжский	Средний	Баж	
	Нижний	Баж	
	Средний	Баж	
	Нижний	Баж	
	Средний	Баж	
	Нижний	Баж	
	Средний	Баж	
	Нижний	Баж	
	Средний	Баж	
	Нижний	Баж	
Подярус	Средний	Баж	
	Нижний	Баж	
	Средний	Баж	
	Нижний	Баж	
	Средний	Баж	
	Нижний	Баж	
	Средний	Баж	
	Нижний	Баж	
	Средний	Баж	
	Нижний	Баж	

условно, поскольку только в Усть-Енисейском районе характерный комплекс фораминифер встречен с нижневолжским *Pectinatites rotor* (Шаровская, 1968). Вышележащая f-зона *Spiroplectamina vicinalis* и *Dorothia tortuosa* объемлет средневолжскую толщу Западной Сибири и отчасти верхнюю часть нижневолжского подъяруса. В скв. Тугровской-8 (верхняя часть инт. 2080–2090 м) в приграничных слоях абалакской и мулымьинской свит встречены относительно многочисленные *Ammodiscus ex gr. veteranus*, *Spiroplectamina vicinalis*, *Dorothia cf. tortuosa* и другие фораминиферы, характерные для этой f-зоны.

На востоке аргиллиты абалакской свиты достаточно резко вверх по разрезу сменяются битуминозными аргиллитами баженновской и тутлеймской свит, а в западных районах переход между абалакской и вышележащей мулымьинской свитами менее резкий. Здесь темно-серые аргиллитоподобные глины абалакской свиты постепенно сменяются слабобитуминозными тонкоплитчатыми аргиллитами, чередующимися с темно-серыми небитуминозными разностями мулымьинской свиты. В толще, соответствующей баженновскому горизонту, найдены средневолжские аммониты *Laugeites cf. borealis* и *Laugeites sp. ind.* (Окуневская площадь), *Pavlovia sp. ind.* (скв. Верхне-Иусская-8003), двустворки *Buchia mosquensis*, *B. cf. tenuicollis* и др. (скважины Тартасинская-99, Каменская-82) и комплексы фораминифер, характерные для f-зоны *Spiroplectamina vicinalis* и *Dorothia tortuosa* (Баженновский горизонт..., 1986; и др.).

Общая мощность абалакской свиты обычно составляет 60–70 м, иногда сокращаясь до 30 м или увеличиваясь до 110 м. Увеличение мощности происходит обычно с юга на север.

Сменяющая абалакскую на западе территории (см. рис. 29, 65, 66, 86) даниловская свита сложена глинами аргиллитоподобными темно-серыми, от тонкоотмученных до алевролитовых, иногда глауконитовыми, в прослоях битуминозными, на крайнем юго-западе с прослоями шоколадных глин. Общая мощность свиты до 120 м.

Выше уже указывалось, что в зоне выклинивания морских средне-верхнеюрских отложений (Казым-Кондинский и Ямало-Тюменский фациальные районы) васю-

ганский и перекрывающий его георгиевский горизонт представлены единой вогулкинской толщей (Ли и др., 1960б), залегающей на доюрских образованиях. Это конгломераты, гравелиты и песчаники с прослоями алевролитов (нижняя часть), глауконитов и органо-генно-обломочных известняков с прослоями глин. Мощность вогулкинской толщи достигает 70 м.

В Приуральском фациальном районе васюганский горизонт объемлет большую часть маурыннинской свиты (Ли и др., 1960б), представленной глинами (на севере) и алевролитами глинистыми с характерным буроватым оттенком, глауконитом, линзами сидеритизированных известняков, в основании с линзами гравийных пород. Мощность свиты до 60 м.

На севере абалакская свита сменяется по латерали гольчихинской (см. рис. 29, 65, 66, 98), распространенной в Гыданском и Хатангском фациальных районах северо-западного и северного обрамления Сибирской платформы (см. рис. 56). Гольчихинская свита сложена аргиллитами темно-серыми, иногда с буроватым или зеленоватым оттенками, тонкоотмученными или алевролитовыми, в прослоях битуминозными. Мощность свиты до 950 м.

На востоке Западной Сибири и в северном обрамлении Сибирской платформы (Газо-Хетский и Паксинский фациальные районы) (см. рис. 29, 56, 65, 66, 94) васюганский горизонт представлен точинской свитой со стратотипом в скв. Малохетской-10-Р (инт. 1470–1425 м) (Байбародских и др., 1968, 1969) и нижней подсвитой сиговской свиты со стратотипом в скв. Туруханской-1-Р (Аргентовский и др., 1968; Байбародских и др., 1968, 1969). Точинская свита сложена аргиллитами темно-серыми, иногда с буроватым оттенком, с редкими прослоями песчаников и алевролитов в средней части. Мощность свиты изменяется от первых на крайнем востоке до 300 м в погруженной части Усть-Енисейской впадины. В свите найдены многочисленные остатки аммонитов, двустворок и фораминифер верхов верхнего бата-низов верхнего келловея. Нижняя граница свиты определяется по достаточно резкой смене песчано-алевролитовых толщ мальшевской и тюменской свит морскими точинскими глинами. В сводовых частях положительных структур в составе точинской свиты существенную роль начинают играть песчано-алевролитовые прослои. Эта свита соответствует нижней, наи-

более глинистой, части нижневасюганской толщи (см. рис. 29).

В северном обрамлении Сибирской платформы точинская свита хорошо изучена по разрезам скважин и в естественных выходах (Сакс и др., 1963; Карцева и др., 1971, 1974; Шурыгин, 1974; Стратиграфия..., 1976; Захаров, Шурыгин, 1978; Меледина и др., 1987; и др.). В восточных районах Западной Сибири свита вскрыта многими скважинами: Верхне-Толькинской-5 (инт. 2974–2930 м) (см. рис. 89), Приозерной-92 (инт. 2738–2698 м) (см. рис. 96), на Западно-Красноселькупской, Термокарстовой и Усть-Часельской площадях и др. Здесь она сложена преимущественно глинами с прослоями алевролитов и песчаников. Глины аргиллитоподобные, темно-серые, иногда с буроватым оттенком, с многочисленными включениями углистого детрита, местами слюдястые и слабоалевритистые с частыми прослойками светло-серых мелкозернистых песчаников мощностью от 3 до 6 см. Алевролиты серые, зеленовато-серые, часто плохо отсортированные, глинистые. Песчаники серые, светло-серые, мелко-среднезернистые. Точинская свита, обычно четко выделяющаяся на каротажных диаграммах по повышенным значениям ГК и ПС и сравнительно низкому КС, является одним из реперов в верхней юре востока Западной Сибири. В некоторых разрезах (скважины Южно-Часельская-15, Кыпа-Кынская-352 и др.) отмечается опесчанивание пластов в подошве и кровле свиты. В этих случаях достоверно определить ее вертикальный объем в конкретных скважинах бывает сложно.

На востоке Западной Сибири наиболее глинистый состав и наименьшие мощности точинской свиты приурочены к западным районам зоны ее распространения (скважины Западно-Красноселькупская-43, Усть-Часельская-199, Кыпа-Кынская-352 и др.). К востоку от этих районов постепенно увеличивается мощность свиты и нарастает содержание прослоев, обогащенных алевролитовым и псаммитовым материалом. На крайнем востоке (Мангазейская, Термокарстовая, Худосейская площади и др.) точинская свита имеет уже песчано-алевритово-глинистый состав, а мощность достигает 60–80 м. В этих районах в средней части свиты появляется песчаный пласт мощностью 5–10 м. Точинская свита согласно перекрывается песчаниками и алевролитами сиговской свиты.

Последняя представлена песчаниками и алевролитами светло-серыми, иногда глауконитовыми, с прослоями аргиллитов. Мощность свиты изменяется от первых до 200 м, реже достигает 300 м. Географически сиговская свита распространена в тех же пределах, что и точинская, а по своему строению и стратиграфическому положению она соответствует песчаной верхней толще васюганской свиты и песчаным аналогам георгиевской толщи. Детальная палеонтологическая характеристика разрезов свиты, известных в скважинах и естественных выходах в северных зонах ее распространения, неоднократно публиковалась ранее (Сакс и др., 1963; Карцева и др., 1974, 1971; Стратиграфия..., 1976; и др.).

По общему облику пород сиговская свита напоминает верхневасюганскую подсвиту, но породы ее верхней части часто бывают обогащены глауконитом, особенно это характерно для крайне восточных районов (Елогуйская, Туруханская скважины). Сиговская свита иногда делится на подсвиты, нижняя из них соответствует самым верхам нижневасюганской и верхневасюганской подсвиты. Верхнесиговская подсвита (достаточно условно) сопоставляется с низами георгиевской свиты. Глинизация и уменьшение мощности свиты происходит в западном направлении.

В последние годы довольно хорошо изучено строение и палеонтологическая характеристика сиговской свиты в восточных районах Пур-Тазовского междуречья. Так, в скв. Приозерной-92 (инт. 2698–2624 м) сиговская свита представлена переслаиванием песчаников светло-серых с серыми алевролитами и редкими пропластками черных аргиллитов (см. рис. 96). Типичны обильные желваки пирита, вертикальные и горизонтальные ходы илоедов. В скв. Верхне-Толькинской-5 в самой кровле сиговской толщи (глубина 2827 м), вероятно в пласте СГ₁, встречены фораминиферы *Pseudolamarckina lopsiensis*, *Marginulina* ex gr. *striatacostata*, *Dentalina* sp. ind. и др., свойственные для f-зоны *Pseudolamarckina lopsiensis* (верхи нижнего–верхний кимеридж). Аналогичный комплекс фораминифер установлен и в основании вышележащей глинистой толщи яновстанской свиты (см. рис. 89). Кроме того, в этих приграничных интервалах сиговской и яновстанской свит обнаружен спорово-пыльцевой комплекс кимериджа–?оксфорда, тог-

да как несколько ниже (инт. 2847–2827 м) определен только оксфордский спорово-пыльцевой комплекс. На ряде площадей (Северо-Толькинской) в верхней части свиты могут встречаться относительно мощные пласты аргиллитов (до 30–40 м) с аммонитами *Amoeboceras* (*Amoebites*) sp. ind.

В Таймырском фациальном районе, замыкающем на северо-востоке (на Таймыре) площади распространения сиговской и гольчихинской свит, васюганский горизонт сложен алевроитовыми песчаниками и алевролитами песчаными светло-серыми, с остатками морских фоссилий видимой мощностью до 160 м. Местные литостратоны в верхней юре этого района не обособлены.

В переходной Омско-Чулымской фациальной области васюганский горизонт представлен наунакской (Решения., 1969), татарской (Ростовцев, 1956) и тяжинской свитами (Труды., 1957). Наунакская свита Ажарминского и Сильгинского фациальных районов со стратотипом в скв. Усть-Сильгинской-2 (инт. 2365–2307 м) сложена мелководно-морскими, лагунными и дельтовыми сероцветными песчаниками, алевролитами и аргиллитами с преобладанием тех или иных в разных типах разрезов, с многочисленными остатками растительности, обугленным растительным детритом, пиритом, с маломощными пластами углей, редкими морскими двустворками, фораминиферами (Стратиграфо-палеонтологическая основа..., 1972; и др.).

Нижняя граница наунакской свиты усложняется по резкому увеличению кажущегося сопротивления в отложениях, непосредственно подстилающих нижнюю существенно алевроито-глинистую (с подчиненными прослоями песчаника) часть наунакской свиты. Иногда при развитии песчаных пластов в нижней части свиты граница с подстилающими отложениями тюменской свиты определяется по каротажу достаточно условно. Верхняя граница свиты проводится по появлению в разрезе аргиллитов марьяновской (на юго-востоке территории) или георгиевской свит (на северо-западе), а в случае их отсутствия — в разрезе битуминозных отложений баженовской.

Мощность наунакской свиты в среднем варьирует от 20 до 70 м. На крайнем юго-востоке Томской области ее мощность сокращается с севера на юг (см. рис. 78, 81). Так, в

скв. Еланской-1 низы наунакской свиты представлены переслаиванием песчаников светло-серых темно-серыми с аргиллитами. В верхах свиты песчаники преобладают. Общая мощность ее здесь около 56 м. В расположенной севернее скв. Ванжильской-2 отмечено сходное строение разреза при мощности 59 м. В южном и юго-восточном направлении (Няргинская, Мартовская, Белоярская скважины) мощность наунакской свиты уменьшается до 45–30 м и увеличивается количество алевролито-аргиллитовых прослоев. На территории Вездеходной площади свита представлена в нижней части алевролитами серыми, песчанистыми, с редкими прослоями светло-серых песчаников, а в верхней — преимущественно песчаными породами, с редкими прослоями алевролитов и аргиллитов мощностью 44–48 м.

Стратиграфический диапазон наунакской свиты в настоящее время существенно уточнен. Первоначально в ней были установлены комплексы фораминифер верхнего оксфорда (Стратиграфо-палеонтологическая основа..., 1972). Позднее в скв. Белоярской-1 (инт. 2238–2224? м) была найдена оксфорд-кимериджская *Buchia* ex gr. *concentrica* и келловейские фораминиферы (инт. 2279–2280, 2279–2275, 2275–2263 м) *Recurvoides scherkaelyensis*, *Haplophragmoides magnus*, *Globulina* ex gr. *oolithica*, характерные для f-зоны *Dorothia insperata* и *Trochammina rostovzevi* (Горюхин, Фузеев, 1974). Более разнообразный комплекс фораминифер с *Dorothia* sp., *Lenticulina subpolonica*, *Recurvoides* ex gr. *disputabilis* и другими обнаружен в наунакской свите скв. Няргинской-1 (см. рис. 100). Фораминиферы *Ammodiscus* ex gr. *arangastachiensis*, *Recurvoides disputabilis*, *Trochammina* cf. *oxfordiana*, *Eomarssonella paraconica*, *Dentalina* sp., *Globulina* sp., *Lagena* sp., характерные для слоев с *Trochammina oxfordiana* (нижний–средний оксфорд), найдены в наунакской свите в скв. Еланской-1 (инт. 2596–2599 м). В скв. Няргинской-1 (инт. 2142–2333 м) в самых верхах свиты установлены фораминиферы, типичные для f-зоны *Trochammina omskensis* и *Verneuilinoides graciosus* (Татьянин, 1988). Учитывая последнюю находку, можно предположить возрастное “скольжение” верхней границы наунакской свиты в пределах верхов слоев с *Amoeboceras* spp. — a-зоны равни.

Таким образом, стратиграфический диапазон свиты по всем находкам макро- и микрофауны устанавливается как верхи верхнего бата—низы верхнего оксфорда. Находки морской микрофауны по всей толще наунакской свиты свидетельствуют о существенно большей роли морских прослоев в ней, чем это предполагалось ранее.

Верхнюю (большую) существенно песчаную часть наунакской свиты на юго-востоке Западной Сибири можно индексировать как песчаный горизонт Ю₁. Более дробная индексация вряд ли возможна и целесообразна ввиду частого, неравномерного переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов. В нижней части свиты иногда можно обособить песчаный пласт, который индексируют как Ю₂⁰. Однако в большинстве случаев он или маломощный, или также представлен неравномерным чередованием песчаников алевролитов и аргиллитов.

В южном и юго-восточном направлении в Чулымо-Тасеевском фациальном районе наунакская свита замещается голубовато-серыми алевролитами и зеленовато-серыми песчаниками тяжинской свиты (см. рис. 29, 90). Эта свита континентального генезиса со стратотипом в скв. Мариинской опорной (инт. 782—673 м) сложена глинами темно-, зеленовато- и голубовато-серыми, с подчиненным значением песчаников и алевролитов серых и зеленовато-серых. От подстилающих отложений отличается отсутствием пластов угля, зеленовато- и голубовато-серой окраской глин. Анализ стандартного каротажа свидетельствует, что преимущественно глинистая часть свиты характеризуется низким электрическим сопротивлением (5, реже 8—12 Ом·м). Нижняя граница свиты хорошо отличается от нижележащих толщ низкими значениями КС (5—20 Ом·м) и мелкопульсирующей ПС. На севере Чулымо-Тасеевского фациального района тяжинская свита прослежена в скважинах Максимоярской-1 (мощность 91 м) и Ярской-1 (мощность 82 м). Свита здесь представлена чередованием алевролитов и аргиллитов с редкими песчаными прослоями. Роль песчаных прослоев возрастает в нижней части свиты в Чачанских и Карбинских скважинах, но в верхней ее половине и здесь преобладают зеленовато-серые аргиллиты. Мощность свиты в этих скважинах до 117 м. В скв. Чулымской-1 тяжинская свита (мощ-

ностью до 111 м) сложена практически только зеленовато-серыми глинами с редкими прослоями алевролитистых и песчаных пород. В основании свиты иногда отмечается небольшой пласт конгломератов или песчаника. Судя по данным бокового каротажного зондирования, породы тяжинской свиты непроницаемы, лишь отдельные маломощные песчаники обладают небольшой проницаемостью. В некоторых скважинах (Ярской-1, Чулымской-1) в свите установлены спорово-пыльцевые комплексы верхнего бата—оксфорда.

Очень своеобразной толщей представлен васюганский горизонт в узких субширотных зонах южного обрамления Западной Сибири (Баганский, Тебисский и Омский фациальные районы). Здесь развита татарская свита (мощностью до 120 м), сложенная глинами кирпично-красными, голубовато-зелеными, с прослоями алевролитов, редко — зеленовато-серых песчаников, редкими остатками двустворок неясного систематического состава.

В восточном обрамлении Сибирской платформы к области разрезов переходного типа отнесен Жиганский фациальный район. В нем васюганский горизонт представлен большей нижней частью джаской свиты (нижняя и почти вся средняя подсвита джаской свиты) (Сычев и др., 1957). Джаской свита сложена светло-серыми песчаниками с прослоями алевролитов (нижняя подсвита мощностью до 120 м) и пачками переслаивания песчаников, алевролитов, аргиллитов и углей, с редкими в прослоях остатками фораминифер (средняя подсвита мощностью до 55 м) (Стратиграфия..., 1976; и др.).

Континентальные нефтегазоносные образования васюганского горизонта распространены и в Лено-Виллюйском фациальном районе Южно-Сибирской области. К ним относятся нижневиллюйская и марыкчанская свиты (Сластенов и др., 1976). Нижневиллюйская свита представлена преимущественно светло-серыми песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов, редкими линзами углей и остатками листовидной флоры. Мощность свиты 120—320 м. Марыкчанская свита сложена преимущественно алевролитами и аргиллитами с прослоями песчаников, пластами и линзами углей, остатками флоры. Мощность свиты 120—140 м.

Георгиевский и баженовский горизонты

В литологическом отношении георгиевский горизонт относительно четко обособляется лишь в Западной Сибири, на остальной территории вместе с баженовским горизонтом он составляет единый латеральный ряд свит, поэтому целесообразно рассматривать их вместе. В морских фациях на территории Сибири горизонты представлены большим количеством литостратонов, хорошо известных и неоднократно обсуждаемых в публикациях (Сакс и др., 1963; Конторович и др., 1975; Стратиграфия..., 1976; Баженовский горизонт..., 1986; Гурари и др., 1988б; Атлас..., 1990; и др.). В Западной Сибири — это баганская (Решения..., 1991), марьяновская (Алескерова и др., 1957), георгиевская (Решения..., 1969), баженовская (Гурари, 1959) свиты, верхние части абалакской и даниловской свит, вогулкинской толщи, лопсинская, федоровская свиты (Труды..., 1957), верхние части сиговской и гольчихинской свит, нижняя часть яновстанской свиты (см. рис. 29). На севере Средней Сибири — верхняя часть сиговской свиты, яновстанская (Байбародских и др., 1968), паксинская (Опорный разрез..., 1981), буолкалахская (Гольберг и др., 1983) свиты. В переходных областях к этому стратиграфическому интервалу относятся максимоярская (Труды..., 1957; Омско-Чулымская область) и чонокская (Кирина и др., 1978; Алдано-Жиганская область) свиты. В континентальной Лено-Вилюйской области выделяется бергеинская свита (Сластенов и др., 1976).

Баганская свита развита на крайнем юге Западной Сибири (на южных окраинах переходной Омско-Чулымской фациальной области) и представлена песчаниками светло-серыми и зеленовато-серыми, иногда с глауконитом, прослоями аргиллитов серо-зеленых с красными пятнами, известковистых, с прослоями известняков, скоплениями двустворок, фораминиферами и остракодами. Мощность свиты достигает 130 м.

Севернее баганская свита замещается существенно глинистыми породами марьяновской свиты, территория распространения которой обрамляет Западно-Сибирский бассейн на юго-востоке. Судя по последним данным, эта территория ограничивается Ажарминским и Тебисским фациальными районами переходной Омско-Чулымской области.

Здесь марьяновская свита, залегающая на наунакской и татарской свитах, сложена аргиллитами темно-серыми, преимущественно тонкоотмученными с остатками морских организмов. Мощность свиты 30–220 м. В основании марьяновской свиты в большинстве случаев хорошо выделяется барабинская пачка — песчаники и алевролиты зеленовато-серые глауконитовые, иногда известковистые мощностью до 10 м. В юго-восточных районах в свите есть прослой песчаников, развитые в разной степени.

Так, на территории Ванжильской, Корбыльской и Ажарминской площадей (см. рис. 78, 81, 90) свита практически полностью сложена темно-серыми аргиллитами с маломощными (10–20 см) редкими прослоями алевролитов и песчаников. Мощность свиты в этих районах изменяется от 90 до 130 м. Южнее (Мартовская, Няргинская, Белоярская площади) мощность свиты несколько уменьшается, составляя 80–95 м (см. рис. 81), но увеличивается количество и мощность песчаных пропластков. В основании толщи в описываемых районах хорошо обособляется пласт серого песчаника или пакет чередования песчаников и алевролитов — барабинская пачка. В средней части свиты выделяются два пакета с повышенным содержанием грубозернистых разностей (рис. 104) — чередование алевролитов и песчаников с прослоями алевролитистых аргиллитов. В восточном направлении эти два опесчаненных горизонта постепенно увеличиваются по мощности, сливаясь в одну уже существенно песчаную толщу на Вездеходной площади, расположенной в зоне перехода марьяновской и максимоярской свит (см. рис. 90). На Вездеходной площади марьяновская свита в нижней части (около 20 м) представлена темно-серыми аргиллитами, постепенно переходящими в светло-серые, зеленовато-серые песчанистые алевролиты и песчаники мощностью около 20–25 м, которые мы предлагаем индексировать как пласт Ю_м. Верхняя часть свиты сложена темно-серыми аргиллитами и алевролитами мощностью 12–18 м.

Судя по керну скважин, пробуренных на крайнем юго-востоке Томской области, марьяновская свита содержит многочисленные остатки микро- и макрофауны. Наиболее полная последовательность фораминиферовых зон этого интервала установлена в

разрезе, вскрытом скв. Няргинской-1 (см. рис. 100). Здесь выделяются нижнекимериджские слои с *Haplophragmoides (?) canuiformis*, верхнекимериджская f-зона *Pseudolamarckina lopsiensis*, ниже-средне-волжские f-зоны *Dorothia tortuosa* и *Spiroplectamina vicinalis*. Кроме микрофауны, в описываемом интервале найдены нижнекимериджский аммонит *Amoeboceras (Amoebites) sp. (ex gr. uralense)* и двустворки *Astarte cf. lyaripensis* (верхи нижнего-верхний кимеридж) (Татьянин, 1988). Макро- и микрофауна обнаружена и в керне из других скважин Ажарминского фациального района. Так, в скв. Белоярской-1 встречены *Buchia ex gr. concentrica*, *B. cf. mosquensis*, *Entolium nummulare*, *Oxytoma expansa* и комплекс фораминифер, характерный для f-зоны *Verneuilinoides graciosus* и *Trochammina omskensis*. В скв. Вездеходной-4 в средней части марьяновской свиты (см. рис. 84) найдены двустворки *Ostrea (Deltostrea) sp. ind.*, *Meleagrinnella cf. subovalis* Zakh., *Pleuromya sp. ind.*, *Buchia mosquensis* (Buch), *Astarte (Astarte) cf. expansa* (Phill.), белемниты *Lagonibelus ex gr. sibiricus* Sachs et Naln., вместе с которыми обнаружены многочисленные и разнообразные диноцисты, впервые установленные на этой территории. Представительные комплексы фораминифер, характерные для слоев с *Haplophragmoides (?) canuiformis*, найдены в керне из скв. Вездеходной-1.

В скважинах Мартовской-430, Белоярской-1, Еланской-1 встречены фораминиферы из f-зоны *Pseudolamarckina lopsiensis*, в скв. Белоярской-1 — из f-зоны *Spiroplectamina vicinalis* и *Dorothia tortuosa*, а в скв. Ванжильской-2 — из f-зоны *Ammodiscus veteranus* и *Evolutinella volossatovi*. В марьяновской свите установлены палинокомплексы, характерные для оксфорда, кимериджа и волжского яруса (скважины Мартовская-430, Вездеходная-1 и 4, Няргинская-1) (см. рис. 45). Таким образом, соответствие марьяновской свиты георгиевскому и баженовскому горизонтам доказывается однозначно, если рассматривать марьяновскую свиту в том вещественном объеме, как это сейчас принято в официально утвержденных стратиграфических схемах. Напомним, что стратиграфический (вещественный) объем марьяновской свиты в том виде, в котором она приводится на официально принятых схемах (Ре-

шения..., 1991), вызывает сомнения по поводу правильности использования стратиграфической номенклатуры (см. выше).

На схемах районирования верхней юры, принятых на последнем стратиграфическом совещании, был выделен Харампурский район, протягивающийся узкой меридиональной полосой на северо-востоке Западной Сибири (Решения..., 1991). Судя по этой схеме, район включает Харампурские, Верхне-Толькинские площади и др. На стратиграфической схеме для Харампурского района в качестве латерального аналога между георгиевской и баженовской свитами (на западе) и сиговской и частично яновстанской свитами (на востоке) приведена марьяновская свита. Необходимо отметить, что литостратиграфическое строение верхней части верхней юры этой узкой зоны перехода между областями распространения георгиевской, баженовской, сиговской и яновстанской свит постоянно интерпретировалось отдельными авторами по-разному. Так, предлагалось обособить для этой зоны толькинскую (аналог георгиевской, в котором появляются первые песчаные пласты) и хадырьяхинскую свиты (аналог баженовской, но с битуминозностью лишь в отдельных прослоях, с сильно варьирующей от 60 до 170 м мощностью и с появлением в зоне максимума мощностей песчано-алевритовых прослоев) (Кулахметов и др., 1984). Рассматривая разрез скв. Харампурской-324, Ю.В. Брэдучан обособил баженовскую (около 75 м) и георгиевскую свиты (около 40 м). Если судить по каротажным диаграммам (Атлас..., 1990, рис. 9), то выделенная им в качестве баженовской свиты толща битуминозна лишь в отдельных прослоях. Отметим, что в Харампурском районе (Решения..., 1991) смена существенно песчаной толщи на глинистую, которую и предлагалось обособлять как марьяновскую свиту, происходит значительно выше по разрезу, чем в южных типовых для марьяновской свиты районах Западной Сибири: на юге — в верхах верхнего оксфорда, а в Харампурском районе — в верхах нижнего-верхнего кимериджа (например, в скв. Верхне-Толькинской-5, скважинах Хадырьяхинской площади и др.). Суммируя вышеизложенное, мы предлагаем рассматривать описываемую зону лишь как зону латерального перехода разрезов разного типа (см. рис. 29, 94), в которой в толще георгиевского и баженовского

горизонтов к востоку растут мощности, уменьшается битуминозность прослоев, появляются в низах песчаные горизонты, а на западе — мощности сокращаются, количество прослоев битуминозных пород растет, пока они не сливаются в единую толщу баженовской свиты. Такая ситуация (достаточно широкие зоны перехода разрезов разного типа) обычна не только в описываемом районе, но и на юге Западной Сибири, и не только в верхней юре, но и для толщ нижней и средней юры (Шурыгин и др., 1995; и др.).

Переходная толща вскрыта рядом скважин на Южно-Русской, Хадырьяхинской, Южно-Хадырьяхинской, Верхне-Часельской, Харампурской и Иохтурской площадях, но керны из этих интервалов нет. Судя по ГИС и аналогии со смежными территориями, свита здесь сложена глинами аргиллитоподобными, темно-серыми, тонкоотмученными, реже алевритистыми. В верхней части есть прослой высокоуглеродистых пород, о чем свидетельствуют повышенные значения ГК (до 12–15 мкР/ч), приуроченные к кровельной части разреза. В толще участками присутствуют прослой, редко пласты алевролитов и песчаников. Мощность свиты в описываемом районе сильно варьирует (от 70–80 до 250 м), постепенно увеличиваясь в субширотном направлении с запада на восток.

В центральной части Обь-Ленской морской области и в северо-западных фациальных районах (Омском и Сильгинском) переходной Омско-Чулымской области георгиевский и баженовский горизонты представлены типовыми для них свитами (см. рис. 29).

Георгиевская свита сложена глинами и аргиллитами от темно-серых до черных, тонкоотмученными, неравномерно глауконитовыми, до прослоев глауконита. Мощность свиты в аномальных разрезах изменяется от 0 до 80 м. Несмотря на чаще всего небольшие мощности, свита хорошо обособляется в разрезах Пур-Иртышского (Обь-Ленская область), Омского и Сильгинского фациальных районов (Омско-Чулымская область), где в последнее время ее

особенности довольно детально изучены. В породах свиты встречаются многочисленные остатки макрофауны (аммониты, белемниты, двустворки), богатые комплексы микрофауны, относительно точно диагностирующие ее стратиграфический диапазон в пределах самых верхов оксфорда, кимериджа и низов волжского яруса (Атлас..., 1990; и др.). Дополнительная палеонтологическая характеристика георгиевской свиты получена в последнее время при изучении разреза, вскрытого скв. Южно-Ярайнерской-51, инт. 3356–3342 м (рис. 105). Здесь найдены аммониты *Pictonia* (глубина 3352 м), двустворки *Buchia concentrica* (глубина 3355,6, 3355,4 м), *Buchia cf. tenuistriata* (глубина 3352,2; 3350,2; 3347,2 м), белемниты *Cylindroteuthis spicularis* (глубина 3351,5 м). Кроме того, в этом небольшом по мощности интервале установлена полная последовательность фораминиферозных зон (от верхов верхнего оксфорда до нижней части нижневолжского подъяруса): f-зоны *Trochammina omskensis*–*Verneuillinoides graciosus*; *Haplophragmoides? canuiformis*; *Pseudolamarckina lopsiensis*; *Spiroplectammina vicinalis*–*Dorothia tortuosa*.

В районах распространения васюганской и наунакской свит перекрывающая их георгиевская часто залегает трансгрессивно с размывом. На основе оценки вертикальной последовательности комплексов микрофауны, палинокомплексов и анализа мощностей осадков на ряде площадей были отмечены значительные перерывы в верхах васюганской свиты, отвечающие интервалам среднего-верхнего келловей — частично оксфорда. Пелитовые (с включением глауконита) морские образования георгиевской свиты хорошо обособляются в разрезах по ГИС. Значение естественной гамма-активности у них больше, чем у залегающих ниже аргиллитов нижневасюганской подсвиты, но меньше, чем у перекрывающих аргиллитов баженовской свиты. Довольно часто, но не всегда кривые микроградиент и микропотенциал зондов сливаются в единую, практически прямую линию. Величина “зияния” между кривыми ПС и КС у глин георгиевской свиты больше, чем у мел-

Рис. 104. Принципиальная схема фациальных замещений по простиранию в келловей-верхнеюрской толще Вездеходной площади и смежных районов.

Зачерненное — интервалы отбора керны; стрелками ограничены интервалы находок: СПК — спорово-пыльцевой комплекс, ДК — динокомплекс, F15...F30 — комплексы фораминифер, B23 — двустворки (см. рис. 29), Ю_м — индекс песчаного пласта в марьяновской свите.

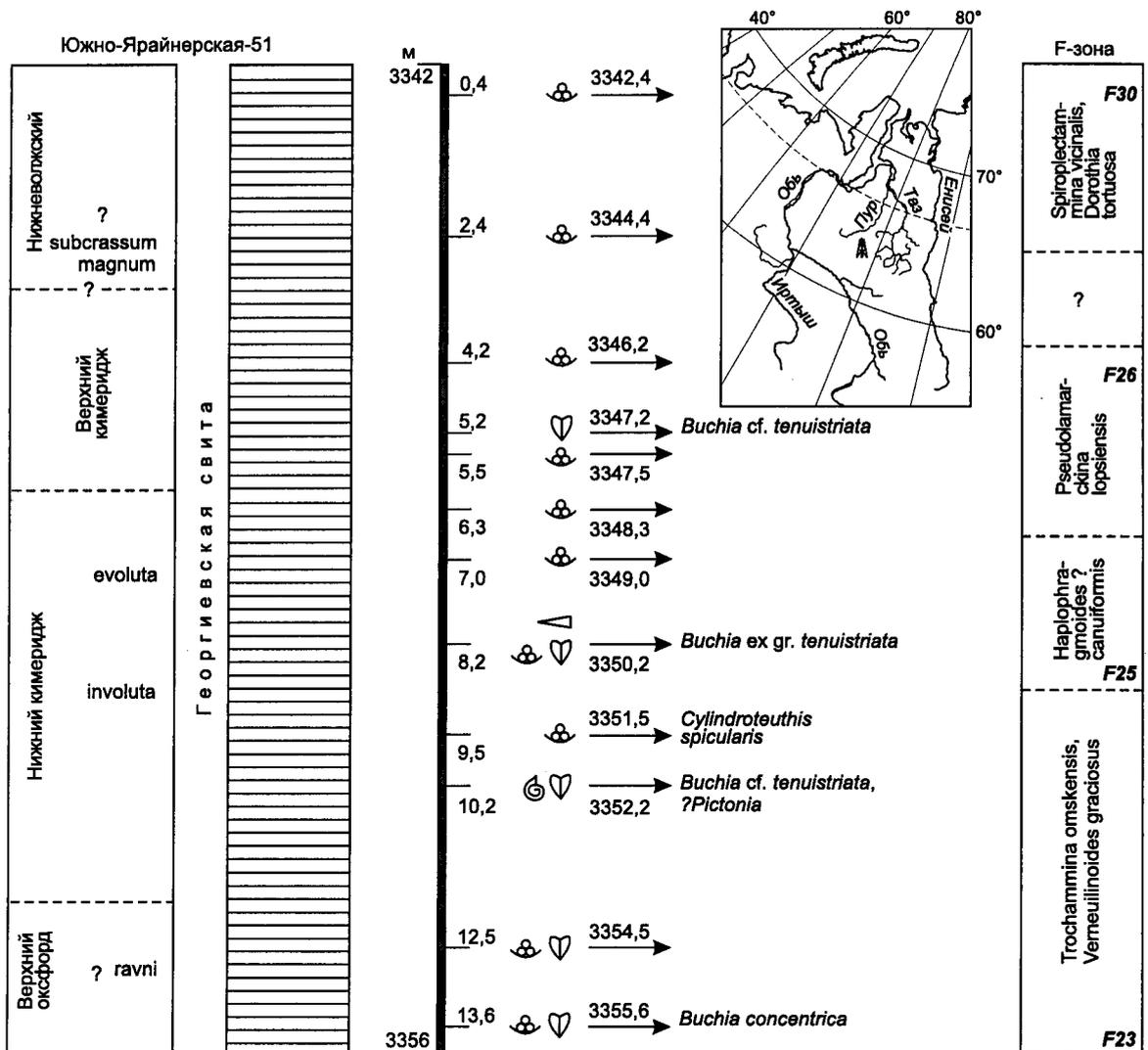


Рис. 105. Расчленение, палеонтологическая, лито- и биостратиграфическая характеристика георгиевской свиты (верхняя юра), вскрытой скв. Южно-Ярайнерской-51. Усл. обозн. см. рис. 17, 28, 29, 88.

ководно-морских образований васюганской свиты.

В нижней части георгиевской свиты в ряде скважин хорошо обособляется пачка плохо отсортированных зеленовато-серых песчаников с глауконитом, фосфатными окатышами, рассматриваемая в последнее время в схемах как барабинская пачка (см. рис. 29). Мощность пачки варьирует от 1 до 8-10 м, а диапазон "скольжения" нижней и верхней границ пачки на юге Западной Сибири изменяется в пределах верхов верхнего оксфорда-нижнего кимериджа. Пачка обычно с видимым размывом залегает на хо-

рошо отсортированных алевроито-песчаных породах горизонта Ю₁ и резко отличается от них по внешнему виду, вещественному составу, коллекторским свойствам, степени окатанности и отсортированности обломочного материала. Для пород барабинской пачки характерны плохая окатанность и отсортированность обломочного материала, гнездовидно-линзовидные включения глинистых пород, присутствие аутигенного фосфата, мономинеральных фосфатных и карбонатно-фосфатных окатышей песчано-гравийно-галечного размера, фосфатного и фосфатно-пиритового цемента, аутигенного глауконита. Часты

здесь находки макрофауны (белемниты, двустворки) и микрофауны (фораминиферы). Коллекторские свойства пород барабинской пачки обычно низкие.

Выше уже отмечалось, что мощность георгиевской свиты сильно варьирует по латерали. Так, Е.А. Гайдебуровой (1982) обособлены три зоны в центральной части Западной Сибири (Пур-Иртышский фациальный район), отличающиеся распределением мощностей георгиевской свиты. Для разрезов верхней юры первой зоны, связанной со сводами локальных поднятий, характерно отсутствие или крайне малые мощности георгиевской свиты (1–3 м). Эта зона относительно широко распространена и приурочена не только к сводам современных поднятий (Етыпуровское, северная и центральная части Вынгапуровского вала, Северный свод и Романовское куполовидное поднятие и др.), но и к значительной части Северо-Сургутской моноклинали, собственно Сургутского и части Нижневартовского свода, а также к некоторым современным прогибам и депрессиям (часть Танловской впадины, Пякутинско-Ампутинский мегапрогиб и др.). Вторая зона, имеющая более широкое площадное распространение, включает присводовые и периклинальные участки локальных поднятий. В этой зоне можно выделить разрезы двух типов. Для первого типа характерны присутствие песчаного пласта в основании георгиевской свиты, приуроченность к приподнятым участкам и мощность до 10 м. Разрезы второго типа, обычные в более погруженных участках, отличаются несколько большей мощностью и слабым развитием базального пласта. Третья зона, не имеющая сплошного распространения, характеризуется разрезами, в которых мощность георгиевской свиты увеличена (10–60 м и более). Это разрезы Ярайнерской площади (до 15 м), скважин Тагринской-60 (40 м), Ручьевской-4 (до 50 м), Новомолодежной-3 (33 м), Мильтонской-41 (43 м), Велитойской-800 (16 м), Ортыгунской-5 (12 м), Вынгаяхинской-37 (15 м) и т. д.

На юго-востоке Западной Сибири георгиевская свита имеет чаще всего небольшие мощности, составляющие 3–5 м. Наибольших значений мощности свиты достигают в погруженных частях Усть-Тымской и в юго-восточной части Нюрольской впадин. Большая толщина свиты зафиксирована в разре-

зах Кулгинской площади (18–22 м). В Межевском районе она изменяется от 4–5 до 40 м, а в скважинах Прибелинской-1, Пограничной-2 и других достигает 40–50 м.

Залегающая выше баженовская свита является хорошо известным по многим публикациям репером в мезозойской толще Западной Сибири (Баженовский горизонт..., 1986; Условия..., 1988; и др.). Свита представлена аргиллитами битуминозными черными с коричневатым оттенком, массивными, плитчатыми, листоватыми, с прослоями радиоляритов, глинистых известняков, остатками морских фоссилий. Содержание органического вещества в высокоуглеродистых аргиллитах иногда достигает 20 % и более. В аномальных разрезах она содержит прослойки песчаников, алевролитов, небитуминозных аргиллитов. Мощность свиты около 30 м, а иногда достигает 90 м. Обычно в разрезах уникально богатые планктоно- и бактериогенным органическим веществом аргиллиты баженовской свиты трансгрессивно, со стратиграфическим несогласием залегают на верхневасюганской подсвите или согласно перекрывают аргиллиты георгиевской свиты.

В Сильгинском, Омском и Пур-Иртышском фациальных районах баженовская свита распространена практически повсеместно. В центральной части ее средние мощности находятся в диапазоне 15–20 м, а в южной и юго-восточной частях Западной Сибири они увеличиваются, приближаясь к 30 м, а иногда и превышая это значение. Так, на Нарымской, Песчаной площадях ее мощность достигает 10–17 м, на востоке и юго-востоке (Колпашевская площадь) мощность нарастает до 50–65 м. Отмечено, что с увеличением мощности в этом же направлении степень битуминозности пород уменьшается (зона перехода баженовской и марьяновской свит).

Стратиграфический диапазон свиты по находкам многочисленных остатков макро- и микрофауны повсеместно определяется в пределах верхней части нижневолжского подъяруса-низов берриаса (Атлас..., 1990; и др.), хотя до сих пор стратиграфическое положение ее верхней границы дискуссионно. В последние годы в баженовской толще установлены относительно богатые в таксономическом отношении комплексы диноцист, распространенные даже в южных районах Западной Сибири. Так, типичный для верхов верхней юры комплекс динофлагеллат найден в

керне из скв. Дедовской-3 — в образцах 1 и 2, взятых из интервала 2504,0–2508,1 м, т. е. из глин лишь немногим выше песчаников группы пластов Ю₁. Для комплекса диноцист здесь характерны *Paragonyaulacysta borealis* (Brid. et Fisher) Stover et Evitt, *Tubotuberella rhombiformis* Vozzhen., *Lagenadinium membranoides* (Vozzhen.) Lentin et Vozzhen., *Batioladinium?* sp., *Chytroeisphaeridia* sp., *Chlamydophorella* sp., позволяющие датировать вмещающие отложения волжским ярусом. По комплексу диноцист пачка может быть предположительно сопоставлена со слоями с *Paragonyaulacysta borealis*–*Tubotuberella rhombiformis*, установленными в верхневолжском подъярусе на паве Урдюк-Хая (Ильина, 1985, 1988а). Богатый комплекс динофлагеллат обнаружен при изучении керна скв. Ярайнерской-23 (глубина 2965 м) (см. рис. 46). Здесь встречены *Paragonyaulacysta borealis* (Brid. et Fisher) Stover et Evitt, *Tubotuberella rhombiformis* Vozzhen., *Lagenadinium membranoides* (Vozzhen.) Lentin et Vozzhen., *Batioladinium?* sp., *Chytroeisphaeridia* sp., *Chlamydophorella* sp., позволяющие датировать вмещающие отложения средневолжским подъярусом.

Некоторые проблемы возникают и при определении стратиграфического положения нижней границы баженовской свиты, так как находки нижневолжских аммонитов чрезвычайно редки, а стратиграфический диапазон бухиазон весьма широк. Однако в последнее время в баженовской свите обнаружены аммониты, свидетельствующие о присутствии здесь нижней аммонитовой зоны нижневолжского подъяруса (ранее в Западной и Восточной Сибири была не известна, а устанавливалась только в естественных выходах на Приполярном Урале). Так, в скв. Егурьяхской-22 найдены *Eosphinctoceras magnum* (инт. 2778–2785 м) — вид-индекс нижней азоны волжского яруса, а несколько выше (инт. 2764–2772 м) обнаружены аммониты *Dorsoplanites ilovaiskii*, *Dorsoplanites* aff. *dainae* и другие, характерные для средневолжского подъяруса.

Предшественниками уже отмечалось, что “скользящий” характер границ толщ, подстилающих и перекрывающих баженовскую свиту, предполагает и некоторое возрастное перемещение границ самой свиты (Гурари, 1962; и др.). Так, на стратиграфических схемах, принятых на последнем совещании, показано, что в некоторых райо-

нах (Тобольско-Надымском, Полуйско-Ямальском и в зоне сочленения Сургутского и Нижневартковского районов) верхняя граница баженовской свиты заходит в низы куломзинского горизонта, т. е. в нижнюю часть нижнего валанжина (Решения..., 1991), а нижняя — может заходить в верхнюю часть георгиевского горизонта (север Пур-Иртышского фациального района) (см. рис. 29). С учетом такого возрастного “скольжения” верхней границы битуминозных аргиллитов и большего (в неокоме) их стратиграфического диапазона и были обособлены тутлеймская и мулымьинская свиты в западных районах Западной Сибири (в Казым-Кондинском фациальном районе).

Баженовская свита (и ее аналоги) является завершающей (финальной частью) одноименного регионального циклита. По своим физическим параметрам она резко отличается от выше- и нижележащих пород. Высокоуглеродистые аргиллиты в своем типичном выражении характеризуются значениями КС от 5 до 500 Ом·м (в разрезах таркосалинского типа — от 5 до 75 Ом·м), отсутствием отрицательных аномалий ПС (кроме трещиноватых разностей), высокой естественной гамма-активностью (свыше 16 мкР/ч), высокими НГК, низкими ИК, низкими скоростями акустических волн (Кародин, Гайдебурова, 1985). Интервалы разреза с высокими значениями КС не всегда совпадают с положительными аномалиями ГК — последние часто бывают “сдвинуты” вверх на 5–10 м. Ранее уже описывалась область в центральной части Западной Сибири, в которой распространены разрезы с несовпадающими аномалиями электро- и радиометрического каротажа баженовской свиты (Гурари и др., 1988б). Эта особенность свойственна, например, для скважин Западно-Пурпейской-710, Уренгойских-282, 673 и др.

Обособление и корреляция глинистой толщи баженовской свиты обычно не вызывают затруднений, однако при этом нельзя не заметить многообразия разрезов, которые отличаются между собой и по величине КС, и по форме этих кривых, количеству и положению их максимумов, характеру спада кривых КС и ПС (Гайдебурова, 1981, 1982; Баженовский горизонт ..., 1986; Атлас..., 1990; и др.). Ранее неоднократно предлагались многочисленные варианты типизации разрезов

баженовского горизонта (Баженовский горизонт..., 1986; и др.). Е.А. Гайдебуровой установлены четыре типа и восемь подтипов баженовской свиты и закартированы зоны их распространения в центральных и южных районах Западной Сибири. Так, зона развития баженовской свиты первого (переходного) типа занимает ограниченную территорию на востоке и юге Западной Сибири, включая районы перехода от марьяновской свиты (на юге) и яновстанской (на востоке) к баженовской свите. Баженовский горизонт представлен темно-серыми, слабобитуминозными или практически небитуминозными аргиллитами с прослоями серых алевролитов и серых аргиллитов. Отличие пород баженовской свиты от граничащей с ней по латерали яновстанской (площадь Верхне-Толькинская) состоит в увеличении значений КС. Следует отметить, что баженовская свита с подобной характеристикой зафиксирована в скважинах Черногорской, Самотлорской, Сугмутской, Нижне-Пурпейской и многих других, но только на локальных участках. Присутствие таких разрезов в локальных участках — это не переход баженовской свиты в яновстанскую или марьяновскую, но безусловный показатель сходства условий седиментации на этих участках, результатом которых было ухудшение здесь флюидоупорных качеств свиты. Мощность баженовской свиты в разрезах первого типа составляет 10–30 м.

Разрезы баженовской свиты второго типа широко распространены в Западной Сибири. Так, разрезы тагринского подтипа приурочены к Пурскому прогибу и осложняющим его локальным поднятиям. В эту зону входят разрезы скважин Новомолодежной-3, Сикторской-76, Тагринской, Северо-Тагринской, Ярайнерской, Етыпуровской структур и др. Баженовская свита тагринского подтипа характеризуется значительными мощностями (30–70 м), резкими перепадами значений КС (от 0 до 120 Ом·м) и радиоактивности, что связано с чередованием здесь высокоомных битуминозных аргиллитов с небитуминозными. Таких пачек в переслаивании может быть три, пять, девять... С увеличением количества пачек уменьшается их мощность и теряется четкость границ. На Тагринской площади установлено резкое колебание мощностей баженовской свиты и выпадение отдельных слоев и пачек: с севера на юг мощность изменяется от

20 до 65 м. Максимальное количество пачек вскрыто скважинами Тагринскими-52 и 57, расположенными на крыльях структуры. От крыльев к своду количество пачек и общая мощность отложений постепенно уменьшается и в разрезе, вскрытом скв. Тагринской-66, сохраняется лишь одна нижняя пачка мощностью 20 м.

Разрезы баженовской свиты третьего типа группируются в три подтипа. Так, к малореченскому подтипу отнесены разрезы большей части Юганской впадины, Ларь-Еганского вала, части Нижневартовского и Сургутского сводов, частично Пякутинско-Ампутинского мегапрогиба и Северного свода. Баженовская свита этого подтипа имеет небольшие мощности (10–15 м), одночленное строение, вытянутую форму кривой КС. Кочевский подтип этой свиты установлен на ограниченной территории Сургутского свода, в Танловской впадине, Соимлорском прогибе, части Северо-Сургутской моноклинали. Для этих разрезов баженовской свиты характерны сдвоенные, близко расположенные пачки со значительно повышенными значениями КС. Средняя мощность свиты этого подтипа составляют 20–30 м. Баженовская свита юганского подтипа распространена на территории, примыкающей к Салымскому району, в центральной и западной частях Танловской впадины. Мощность свиты здесь не превышает 20–30 м. Свита имеет трехчленное строение, сжатую форму кривой КС с очень высокими их значениями.

В западных районах Западной Сибири фациальный облик георгиевско-баженовской толщи меняется: георгиевская свита замещается глинами верхней части абалакской свиты, а затем и баженовская свита замещается тутлеймской и дальше мулымьинской свитами (Казым-Кондинский фациальный район). В Ямало-Тюменском фациальном районе в пределах георгиевского горизонта развита верхняя часть нижнеданиловской подсвиты, а баженовскому горизонту соответствует верхнеданиловская подсвита. В крайне западных районах Обь-Ленской области (в Приуралье) в верхней части верхней юры обособляется лопсинская свита. Она представлена глинами и аргиллитами серыми с синим и зеленоватым оттенками, с прослоями глинистых алевролитов, в основании — глауконитовыми песчаниками. Мощность свиты 10–

200 м. Перекрывается лопсинская свита федоровской, соответствующей баженовскому горизонту и сложенной алевролитами и песчаниками зеленовато-серыми, глауконитовыми, с оолитами шамозита, линзами гравия и известковыми конкрециями и с многочисленными в ориктоценозах остатками морских организмов. Мощность федоровской свиты достигает 100 м.

В западном и северном обрамлении Сибирской платформы (Тазо-Хетский фациальный район) георгиевская и баженовская свиты замещаются верхнесиговской подсвитой и нижней частью яновстанской свиты. В подошве верхнесиговской подсвиты обычно хорошо представлен базальный пласт, индексируемый как Ю₁⁰ (барабинская пачка) (Решения..., 1991).

Верхнесиговская подсвита сложена глинами и алевролитами с прослоями и пластами песчаников, количество которых увеличивается снизу вверх по разрезу. Глины и алевролиты темно-серые, иногда черные, с зеленоватым и буровато-зеленоватым оттенками, с линзовидными прослойками песчано-алевритового материала, а также мелким детритом бурого цвета. Песчаники серые, светло-серые, зеленовато-серые, мелко-среднезернистые, обычно плохо отсортированные, участками с прослойками и прослоями глин и алевролитов. Хорошо обособляются пакеты переслаивания, грубозернистость пород в которых нарастает снизу вверх (регрессивная направленность). Мощность верхнесиговской подсвиты изменяется от 20 до 200 м, уменьшаясь с востока на запад, преимущественно за счет сокращения ее объема снизу вверх по разрезу. Стратиграфическое положение нижней границы верхнесиговской подсвиты фиксируется достаточно отчетливо в верхах верхнего оксфорда, а верхняя ее граница в зоне распространения свиты “скользит” в довольно широких пределах (к обрамлению Западной Сибири), “поднимаясь” до верхов верхнего кимериджа (см. рис. 29).

Залегающая на верхнесиговской подсвите преимущественно глинистая толща выделяется в качестве яновстанской свиты со стратотипом в скв. Туруханской-1-Р (инт. 1990–2200 м) (Аргентовский и др., 1968; Байбародских и др., 1968; Решения..., 1969). Свита сложена преимущественно глинами и аргиллитами темно-серыми с зеленоватым

оттенком, от тонкоотмученных до алевроитовых, с редкими прослоями битуминозных разностей, с подчиненным количеством пластов песчаников и алевролитов. В восточном направлении увеличивается мощность свиты, количество и мощность песчаных прослоев в ней. Многочисленные находки разнообразных фоссилий позволили установить “скользящий” характер нижней границы яновстанской свиты: от верхов верхнего кимериджа до верхней половины нижнего кимериджа (см. выше). Мощность свиты крайне изменчива по простиранию: от 30–50 на западе до 700 м на востоке. По материалам ГИС яновстанская свита обычно четко выделяется в разрезах скважин повышенными значениями ПС и КС. Свита по особенностям строения хорошо расчленяется на пакеты циклического строения, которые четко опознаются по данным ГИС.

В Паксинском фациальном районе северного обрамления Сибирской платформы яновстанская свита замещается паксинской, сложенной глинами аргиллитоподобными от темно-серых до черных, часто битуминозными, с коричневатым оттенком, с остатками морских организмов. Мощность свиты достигает 300 м. Аналогом паксинской свиты в Нижнеленском фациальном районе (крайне восточный район в Обь-Ленской области развития морских отложений) является нижняя часть буолкалахской свиты, представленная алевролитами и глинами, нередко переслаивающимися, светло-серыми и серыми с зеленоватым оттенком, с подчиненным количеством пачек и прослоев светло-серых мелкозернистых песков. В разрезах в основании буолкалахской свиты хорошо прослеживается маломощный (0,35 м) прослой мелкогалечного конгломерата с известковистым цементом. Мощность юрской части свиты около 35 м.

В южных районах переходных (от морских к континентальным) фациальных областей, расположенных на юго-западе и на востоке от Сибирской платформы, георгиевский и баженовский горизонты представлены максимоярской свитой (Чулымо-Тасеевский фациальный район Омско-Чулымской области) и чонокской свитой (Жиганский фациальный район Алдано-Жиганской области).

Максимоярская свита со стратотипом в скв. Максимоярской-1 (инт. 2009–1916 м) сложена преимущественно голубовато- и

зеленовато-серыми песчаниками с прослоями серых, зеленовато-серых алевролитов и красно-коричневатых глин. К свите отнесены существенно континентальные толщи с маломощными прослоями прибрежно-морских отложений. В породах редко встречаются остатки морских двустворок, фораминифер, остракод и харовых водорослей. Мощность свиты до 90 м. Нижняя граница свиты устанавливается в разрезах по резкой смене существенно глинисто-алевритистой тяжинской свиты голубовато- и зеленовато-серыми песчаниками и алевролитами. Свита хорошо прослеживается в разрезах, вскрытых скважинами на Ярославской площади (см. рис. 78, 90, 104), в которых она представлена светло-зелеными песчаниками пятнистыми и полосчатыми, серозелеными аргиллитами и переслаиванием светло-серых песчаников с пропластками вишнево-бурых, темно-серых аргиллитов и алевролитов песчанистых серозеленых общей мощностью 88 м.

В стратотипической скважине максимоярская свита характеризуется довольно низким сопротивлением: для аргиллитов оно равно 3–4 Ом·м, а для песчаников — 8–40 Ом·м. Открытая пористость песчаников колеблется от 7,44 до 28,3 % в зависимости от цементирующей массы (Шуменкова, Шилин, 1961). В южном направлении (скважины Карбинской и Чачанской площадей) (см. рис. 78), несмотря на существенное опесчанивание разреза, мощность максимоярской свиты сокращается до 64–73 м, а еще южнее (Чулымская площадь) свита отсутствует в разрезах (на тяжинскую свиту ложится непосредственно илекская).

Палеонтологическая характеристика максимоярской свиты довольно скудная. В стратотипической скважине в основании свиты (инт. 2007–2005 м) встречаются пресноводные остракоды *Darwinula* cf. *barabinskiensis*, *Origoilyocypris fidis*, *Timiriasevia* sp. Несколько выше в этом же разрезе (инт. 1980–1985 м) найдены двустворки, определяемые ранее как морские *Meleagrinnella* ex gr. *echinata* (вероятно = *Meleagrinnella* ex gr. *subovalis* в современном понимании), *Modiolus* sp., *Tancredia* sp. В скв. Ярославской-1 (инт. 1793–1788 м) в породах свиты обнаружены единичные фораминиферы, предположительно кимеридж-волжские. Перекрывается максимоярская свита вишнево-красными, пестроцветными глинами илекской свиты с пресноводными двустворками, гастроподами и остракодами.

Чонокская свита Жиганского фациального района сложена песками и песчаниками светло-серыми с зеленоватым оттенком, с пачками и прослоями алевролитов, аргиллитов, линзами конгломератов. В прослоях довольно часто встречаются остатки морских моллюсков (Зинченко и др., 1978; Кирина и др., 1978). Мощность свиты достигает 180 м.

В Лено-Вилуйском фациальном районе континентальной Южно-Сибирской области георгиевскому и баженовскому горизонтам соответствует часть бергеинской свиты, представленной сероцветной угленосной толщей (Горшенин и др., 1961; Кирина и др., 1978). Это преимущественно песчаники с прослоями и пачками переслаивания алевролитов и аргиллитов с пластами угля рабочей мощности. Мощность свиты до 100–200 м.

Глава 7

СТРАТИГРАФО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ К ОЦЕНКЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Как известно, основная часть углеводородов мезозойского комплекса Сибири до сих пор извлекается из резервуаров меловой толщи. Однако И.М. Губкин еще в 1932 г. (на совещаниях в городах Екатеринбург и Новосибирске) для оценки перспектив нефтегазоносности Западной Сибири брал за основу идею перехода именно юрских угленосных фаций восточного склона Приполярного Урала в нефтеносную фацию Западной Сибири. Действительно, со времени открытия первых месторождений в Западной Сибири значительную роль в нефтегазодобыче играют верхнеюрские горизонты, преимущественно связанные с группой пластов Ю₁. Особенности распределения этих пластов на территории Западной Сибири к настоящему времени хорошо известны. Потенциал нефтегазоносности ниже-среднеюрского этажа мезозоя Сибири, предполагающий дальнейший прирост разведанных запасов углеводородов (Конторович и др., 1964, 1975, 1998; Трофимук, 1991; Сурков и др., 1991, 1992; и др.), до сих пор во многом не ясен, хотя в этой толще обнаружено не одно крупное месторождение нефти. Здесь известно свыше 140 углеводородных залежей, приблизительно 60 % из них приурочены к ловушкам антиклинального характера, а остальные — к литологическим.

Территориальное и стратиграфическое размещение полезных ископаемых осадочного генезиса в значительной мере контролировалось палеогеографической спецификой зон осадконакопления и последующей историей развития регионов. В юрском периоде в Сибири особенно благоприятные условия существовали для формирования осадочных толщ, потенциально перспективных для накопления и сохранения залежей горючих полезных ископаемых — угля, нефти и газа. Этому немало способствовали биотическая и абиотическая специфика ландшафтов без рез-

кой их дифференциации на больших площадях, относительно теплый гумидный климат юры, периодическое чередование на огромных территориях обстановок осадконакопления от континентальных до морских.

Общей чертой западно-сибирского и среднесибирского седиментационных бассейнов является их внутриконтинентальное (в широком смысле) положение с горным обрамлением со стороны суши, полузамкнутый характер депрессий, наклон днища в сторону бореальных морей, окружавших полярную область Земли и, как следствие этого, существование закономерного ряда фациальных областей с морским, переходным и континентальным типом седиментогенеза (см. рис. 1–4, 55, 56). Свободная связь юрских акваторий Сибири с Мировым океаном обусловила непосредственное влияние эвстатических колебаний на процессы седиментогенеза, выразившееся в периодическом формировании регионально распространенных глинистых толщ (см. рис. 16, 17, 27, 61, 62).

В латеральном ряду фациальных областей наиболее хорошие, по нашему мнению, условия для формирования углеводородных залежей имели области переходного типа (см. рис. 55, 56). Эти области, на гигантских территориях которых периодически мигрировала зона стыка суши и моря, с их широким спектром фациальных обстановок являлись первым поясом интенсивной (“лавинной”) разгрузки терригенного материала. Здесь образовывались толщи, которые по составу, сортировке обломочного материала, геометрии, фациальным и геохимическим особенностям были благоприятны для скопления углеводородов в ловушках различного типа. Это — песчаные толщи подводных возвышенностей и клиноформы мелкого шельфа, турбидиты и темпеститы, толщи, слагающие вдольбереговые бары и барьерные острова, осадки фронта и морского края дельты, заполнения

дельтовых бороздин, протоков, осадки пляжей, устьевых баров и т. д. В этой же фациальной области широко развиты и спокойно-водные бассейны: полузамкнутые заливы и лагуны, озера, болота, аккумулирующие тонкодисперсный материал и огромные массы органического вещества. Периодически вся область покрывалась морскими водами, оставлявшими после себя мощные толщи аргиллитов — региональные покрывки. Таким образом, специфическое сочетание седиментационных факторов выдвигает переходные области в число перспективных и первоочередных при проведении нефтегазопроисловых работ. Нужно отметить, что более 80 % всех известных к настоящему времени в нижней и средней юре Западной Сибири залежей располагаются в переходной Обь-Тазовской области (Гурари и др., 1990), а ниже- и среднеюрские залежи газа и конденсата Вилюйской синеклизы (Анциферов, 1981) также приурочены к Лено-Вилюйской фациальной области переходного типа.

Детальные стратиграфические и палеогеографические реконструкции, сделанные в последнее время на основе изучения разрезов нижней и средней юры восточного обрамления Сибирской платформы, свидетельствуют о присутствии в этих районах нескольких зон (полос) выклинивания песчаных пластов по региональному восстанию без заметных стратиграфических несогласий (Князев и др., 1991, рис. 16) (см. рис. 83). Формирование этих зон выклинивания и латерального замещения обусловлено палеогеоморфологическими и седиментологическими особенностями, среди которых основное значение имели: наличие уступов палеодна, развитие дельтового комплекса, специфические пути транзита терригенного материала и эвстатические колебания уровня морей. Так, обнаруженные в юре центральной части Лено-Вилюйской нефтегазональной провинции залежи газа и конденсата контролируются в основном сдвоенным китербютским и лайдинским (сунтарская свита) экраном.

На разрезах нижней юры северного и восточного обрамления Сибирской платформы зафиксирована прямая зависимость смещения этажа нефтеносности вверх по разрезу на восток и нарастания в этом же направлении представительства глинистых пачек — экранов (Князев и др., 1991). Так, залежи и проявления углеводородов в Усть-

Енисейском районе отмечаются практически по всему разрезу нижней юры (Будников и др., 1989; Гурари и др., 1990; и др.), а на Хапчагайском валу они приурочены в основном к верхней части нижней юры.

Увеличение количества глинистых пачек в ниже-среднеюрской толще в восточных районах хорошо здесь увязывается с особенностями геоморфологии палеошельфа (переход дельтовой платформы во фронтальную часть и далее в авандельту) (Князев и др., 1991, рис. 14), с положением путей транзита, дальностью разноса песчаного материала и колебанием уровня моря. При повышении уровня моря происходило смещение зоны седиментации песчаного материала на запад — в сторону Сибирской платформы. Отметим, что предтоарская регрессия в восточном обрамлении Сибирской платформы происходила на фоне самого крупного в ранней юре повышения уровня моря, поэтому верхнеплинско-бахская зона регионального выклинивания песчаных пластов расположена значительно ближе к палеоконтиненту, чем остальные.

При оценке потенциальных ресурсов нижней и средней юры Лено-Вилюйской нефтегазональной провинции следует иметь в виду частичное (неповсеместное) отсутствие региональных флюидоупоров (левинского, китербютского, лайдинского) в Западном Верхоянье (Сластенов и др., 1986). Отсутствие в этих разрезах толщ глинистой седиментации связано, вероятно, не с осушением территорий (Палеогеография..., 1983), а с оползанием обводненных глинистых илов по относительно крутой поверхности фронта Вилюйской палеодельты (Князев и др., 1991). Соответственно уже в процессе формирования осадков создавались условия для рассеяния углеводородов в среднеюрской толще центральной и восточной частей Вилюйской синеклизы.

На субмеридиональных территориях Приверхоанского обрамления Сибирской платформы ниже-среднеюрская толща формировалась на относительно мелком пологом шельфе при минимальном воздействии крупных речных систем, сохранив относительно четкую циклическую конструкцию. Своеобразие латерального строения этой толщи, заметное при изучении и корреляции разрезов обнажений и редких скважин, определяет возможности поиска ловушек неантиклинального типа. Так, от

Верхоянской складчатой системы к Сибирской платформе (по региональному восстанию пластов) происходит смыкание ряда горизонтов глинистой седиментации и выклинивание проницаемых частей нефтегазонасыщенных комплексов (Князев и др., 1991, рис. 16). Далее на север на территориях, примыкающих к Оленекскому своду, ниже-среднеюрская толща в основном глинистая (кыринская и келимьярская свиты), поэтому она может рассматриваться как надежный флюидоупор, к которому кровельно прилегают песчаные пласты преимущественно триасового возраста. Однако сравнение разрезов нижней и средней юры, вскрытых в скважинах (Чарчкской, Говоровской и др.) и в естественных обнажениях, свидетельствует о наличии зон латерального выклинивания (в направлении к Сибирской платформе) маломощных песчаных пластов даже в этой монотонной глинистой толще. Малая мощность пластов связана, видимо, с отсутствием сколько-нибудь ярко выраженного уступа в рельефе морского палеодна этой территории. Возможно, такой уступ был расположен на северном борту Лено-Анабарского прогиба, и тогда на Арктическом шельфе юрская толща будет содержать достаточно мощные песчаные пласты.

В Енисейско-Анабарской нефтегазонасыщенной провинции наиболее интересными с седиментологических и структурных позиций представляются территории Хатангской седловины и ее склоновых участков. На этих площадях есть прямые признаки нефтегазонасыщенности — тоарские и байосские песчаники п-ова Юрюнг-Тумус (Емельянцева, 1939а, б; Сакс и др., 1963; Меледина и др., 1987; и др.). Заметим, что и здесь в южном направлении (к Сибирской платформе) происходит выклинивание песчаных пластов, но среднеюрская часть разреза в южных районах часто размыта или представлена песками, и региональных экранов не содержит. В западной части Хатангской впадины и в Усть-Енисейском районе трудно предполагать зоны выклинивания песчаных толщ, аналогичные описанным для Приверхоянья. В связи с, вероятно, более крутыми уклонами палеодна песчаные пласты здесь, скорее всего, являются “сквозными”, и можно ожидать кровельного прилегания пластов нижней и средней юры к глинистой верхнеюрской толще.

В Западно-Сибирском регионе юрские отложения рассматриваются в качестве одного из основных объектов дальнейшего наращивания запасов и добычи углеводородов. Общая закономерность строения юры Сибири заключается в ритмичном чередовании толщ контрастного литологического состава, которые представляют собой естественные пакеты пород-коллекторов и экранов (см. рис. 10, 11, 27–29, 61, 62). Это дает возможность с учетом общих историко-генетических особенностей толщ дифференцировать юру Сибири на региональные (разной степени иерархии) проницаемые и экранирующие этажи, определив, таким образом, нефтегазонасыщенные комплексы и подкомплексы (обычно называются по проницаемой части).

Особое место в этой иерархии занимают резервуары в зоне контакта палеозойских и юрских образований. Известны залежи промышленного значения, экранируемые в зоне контакта тогурскими глинами или даже пачками средней юры (Гурари и др., 1990; Конторович и др., 1995б; Сурков и др., 1995; и др.). Эти разновозрастные резервуары в выступлениях фундамента, иногда трактуемые в производственной практике как “горизонт М”, А.Э. Конторович и Е.Е. Даненберг предложили называть “нефтегазонасыщенным горизонтом зоны контакта мезозоя и палеозоя” (НГТЗК) (Конторович и др., 1994б, 1995а, б; и др.).

Выделявшийся ранее как единый ниже-среднеюрский нефтегазонасыщенный комплекс (Конторович и др., 1975) сейчас расчленяется на два обособленных комплекса. Причем стратиграфический и вещественный объем нижнего из них шеркалинского нефтегазонасыщенного комплекса рассматривается существенно по-разному (Нежданов, Огибенин, 1987; Гурари и др., 1990; Сурков и др., 1995). Одними исследователями нижеюрский комплекс выделяется в объеме зимнего-лайдинского горизонтов, а среднеюрский — в объеме вымского-васюганского горизонтов, а другими — эти два комплекса разграничиваются по подошве надояхского горизонта. Дискуссия в значительной мере обусловлена разным пониманием стратиграфического и вещественного объема шеркалинской свиты (см. выше), с которым связывается и объем нефтегазонасыщенного комплекса. Вероятно, этот вопрос требует еще дополнительной проработки с точки зрения корреляционной связи в системе нефтепроизводящие породы-нефть

(Конторович и др., 1995а, б) и палеогеографической этапности формирования юрской толщи Западной Сибири. Нефтегазоносные подкомплексы, в общем виде соответствующие парам региональных горизонтов (резервуар-флюидоупор) (рис. 106, 107), в большинстве случаев выделяются одинаково: зимне-левинский, шараповско-китербютский, надояхско-лайдинский, вымско-леонтьевский, малышевско-васюганский, верхневасюганско-баженковский (Гурари и др., 1990; и др.).

В выделяемых в юре подкомплексах обнаружены нефтегазовые залежи, по крайней мере, в пределах Западной Сибири. Даже в зимне-левинском подкомплексе известны залежи нефти на Толпаровской и Западно-Новогодней площадях. Так, на последней площади (первооткрывательница — параметрическая скв. 210) (см. рис. 60) получено около 20 м/с водонефтяной смеси, в пересчете — 5 м/с нефти, хотя есть основания считать проведенные испытания некачественными. Залежь здесь, вероятно, литологическая, приурочена к базальным слоям юры и сверху экранирована ягельной свитой. В шараповско-китербютском нефтегазоносном подкомплексе установлено более десяти залежей углеводородов на территории Тюменской и Томской областей (Ямальский, Уренгойский, Фроловский, Нюрольский и Тымский районы переходной Обь-Тазовской области), в том числе на нефтяном гиганте — Талинском месторождении. Известные залежи относятся преимущественно к литологическому типу.

В настоящее время есть все основания связывать перспективы нефтегазоносности нижней юры с надояхско-лайдинским региональным резервуаром (Конторович и др., 1998; и др.), в котором сосредоточены главные разведанные в нижней юре запасы углеводородов. Помимо перечисленных выше, залежи, приуроченные к этому резервуару, открыты в Варьеганском фациальном районе (Верхне-Коликъеганская, Приозерная, Кошильская площади) и имеют как литологический, так и антиклинальный характер. Основные запасы нефти Талинского месторождения также сосредоточены в надояхско-лайдинском резервуаре (надояхский горизонт) и, как правило, приурочены к переходным от континентальных к морским отложениям (дельтовый и эстуарный комплексы). Сложность поиска залежей в тоар-аален-

ских толщах часто связана с трудностями использования применительно к этим отложениям методики детального картирования по сейсморазведочным материалам зон улучшенных коллекторов и ловушек, хотя эти задачи в последнее время успешно решаются (В.А. Конторович, 1992; В.А. Конторович и др., 1995).

Вымско-леонтьевский нефтегазоносный подкомплекс содержит преимущественно небольшие по запасам залежи нефти и газа в Ямальском, Фроловском, Уренгойском, Колпашевском и Нюрольском фациальных районах. Залежи в основном антиклинального типа, экранированы леонтьевской покрышкой или пропластками углистых аргиллитов. Дебиты нефти из этого резервуара на юге территории (Томская область) не превышают первых кубометров в сутки.

Основная часть разведанных в среднеюрской толще Западной Сибири запасов нефти и газа сосредоточена в малышевско-васюганском подкомплексе и, в частности, в пласте Ю₂ или Ю₂₋₃. Насчитывается более сотни таких залежей (Гурари и др., 1990), известных практически из всех фациальных районов (за исключением бесперспективных земель юга и юго-востока Западно-Сибирской плиты). В последнее время внимание геологов привлекают пласты Ю₃, Ю₄ и Ю₅ как высокоперспективные в южных районах Западной Сибири, где одно за другим открываются все новые месторождения (группа Тайлаковских, Новоютымских, Кальчинское месторождение и др.).

Как видно из приведенного обзора, значительная доля залежей нижней и средней юры Западной Сибири связана с неантиклинальными ловушками углеводородов, что определяет опережающую значимость сейсмических исследований в общем комплексе поисковых работ. Необходимо применение эффективных методов обработки полевой информации, в том числе по программам прогнозирования геологического разреза, предполагающее участие широкого круга специалистов, тесное сотрудничество геологов и геофизиков. В комплексе первоочередных задач нефтегазопоисковых работ в нижней-средней юре можно рассматривать детальную стратиграфию этих толщ, анализ фациального состава, литологии и коллекторских свойств пластов, оценку закономерностей развития последних и приуроченности залежей к определенным их генетическим

Отдел	Ярус	Подъярус	Горизонт	Центральная и северная части Западной Сибири (тюменская классификация с уточнениями и дополнениями)	Юго-восток Западной Сибири (томская классификация)	Западная Сибирь (тюменская классификация)	Ямало-Гыданская фациальная область		Обь-Тазовская фациальная область			
							Ямальский фаци. район	Усть-Енисейский фаци. район	Уренгойский, Надымский, Варьеганский, Часельский фациальные районы			
Средняя юра	Бат	Верхний	Васюганский	Ю ₂ ⁰	Ю ₂ ⁰	Ю ₂ ⁰	Ю ₂ ⁰					
		Средний	Малышевский	Ю ₂	Ю ₂₋₆ (У ₂₋₅)	Ю ₂₋₄	ЮЯ ₂₋₄	ЮЕ ₂₋₄	ЮГ ₂₋₄	ЮВ ₂₋₄	ЮТ ₂₋₄	
		Нижний		Ю ₃₋₄								
	Байос	Верхний	Леонтьевский	Ю ₅₋₆	Ю ₇₋₁₀ (У ₆₋₉)	Ю ₅₋₆	ЮЯ ₅₋₆	ЮЕ ₅	ЮГ ₅₋₆	ЮВ ₅₋₆	ЮТ ₅₋₆	
		Нижний	Вымский	Ю ₇₋₈ Ю ₉	Ю ₁₁₋₁₄ (У ₁₀₋₁₃)	Ю ₇₋₉	ЮЯ ₇₋₉	ЮЕ ₆₋₉	ЮГ ₇₋₉	ЮВ ₇₋₉	ЮТ ₇₋₉	
	Аален	Верхний	Лайдинский							ЮГ ₁₀		
		Нижний										Ю ₁₄ в кровле
	Нижняя юра	Тоар	Верхний	Надояхский	Ю ₁₀	Ю ₁₅	Ю ₁₀	ЮЯ ₁₀	ЮЕ ₁₀₋₁₂	ЮГ ₁₀₋₁₂	ЮВ ₁₀	ЮТ ₁₀₋₁₂
			Нижний	Китербютский								
		Плиньбах	Верхний	Шараровский	Ю ₁₁	Ю ₁₆	Ю ₁₁	ЮЯ ₁₁	ЮЕ ₁₃₋₁₄	ЮГ _{13-17?}	ЮВ ₁₁₋₁₂	ЮТ ₁₃₋₁₈
Нижний			Левинский				ЮЯ ₁₂		ЮГ _{18-19?}			
Снежор		Верхний	Зимний	Ю ₁₂	Ю ₁₇	Ю ₁₂				ЮГ _{20-23?}		
		Нижний										
Гептанг	Верхний											
	Нижний											

Рис. 106. Индексация песчаных пластов нижней и средней юры Западной Сибири. Здесь и далее темной заливкой показаны существенно глинистые горизонты.

типам в различных районах Западной Сибири, выяснение катагенетической преобразованности органического и терригенного материала, истории формирования залежей нефти и газа. Успешное выполнение поставленных задач поможет ускорить открытие в этом комплексе крупных, высокодебитных залежей углеводородов на территории Западной Сибири.

При анализе нефтегазоносности фациальных районов северного и восточного обрамления Сибирской платформы в связи со спецификой существенных латеральных изменений строения ниже-среднеюрской тол-

щи обычно выделяют резервуары, включая в них только проницаемую часть (коллектор) и называя резервуары по свите, содержащей коллектор: малышевский, кызылсырский и т. п. (Анциферов, 1981; и др.). В Хатангско-Вилуйской нефтегазоносной провинции отдельно рассматриваются Вилуйская синеклиза с кызылсырским и якутским резервуарами и Енисей-Хатангский прогиб с резервуарами, аналогичными по названию проницаемым частям вышеописанных нефтегазоносных подкомплексов Западной Сибири.

Промышленные запасы углеводородов в юре Вилуйской синеклизы приурочены

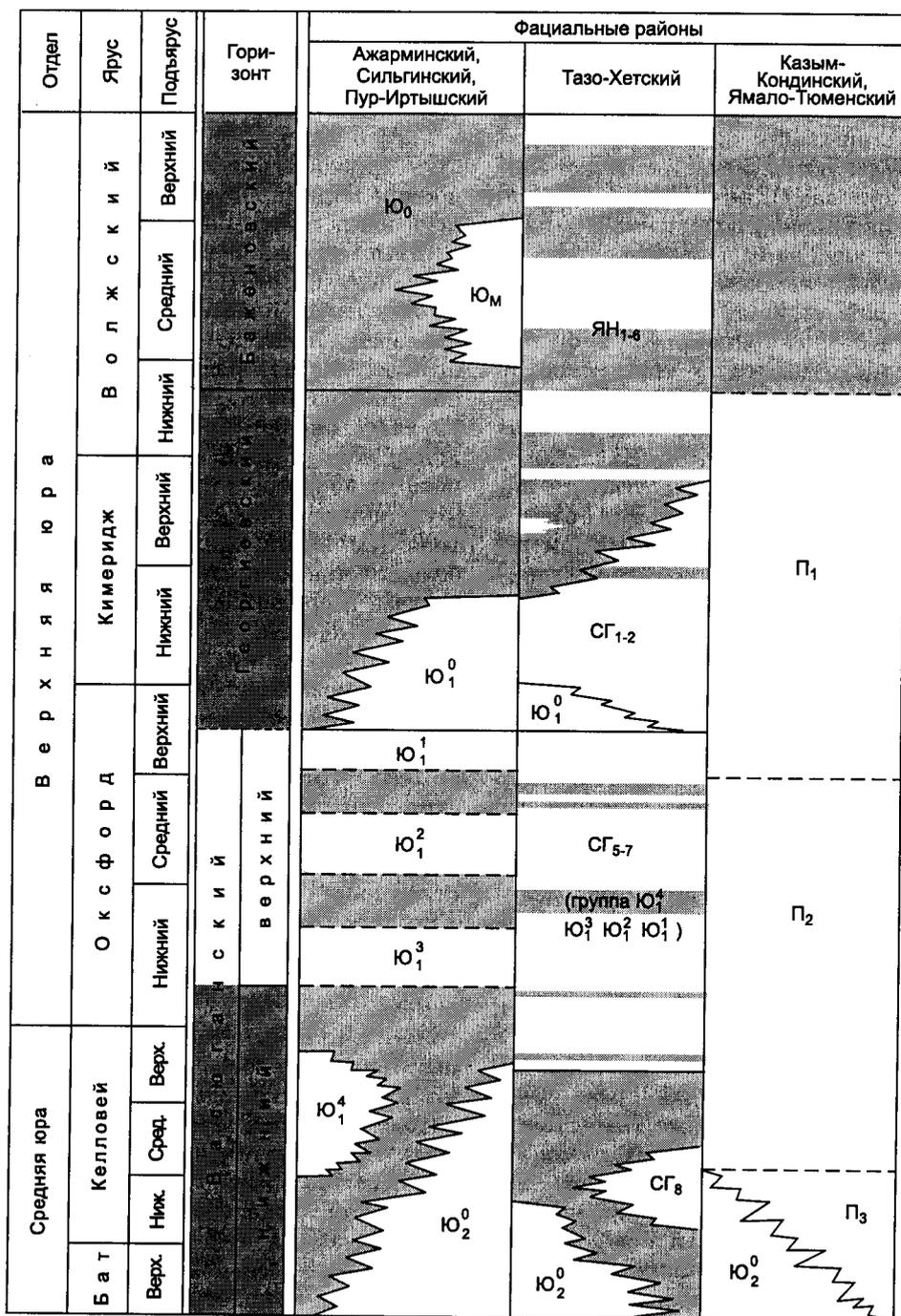


Рис. 107. Индексация песчаных пластов келловей и верхней юры Западной Сибири.

только к кызылсырскому резервуару (зимний и шаратовский горизонты) в Нижневиллюйском фациальном районе. Флюидоупором являются аргиллиты сунтарской свиты (китербютский горизонт и выше). Генетически резервуар приурочен к краю платформы и склону палеодельты, временами заливаемой мо-

рем. Здесь есть промышленные залежи газа, конденсата и проявления нефти. Широкое развитие остаточных битумов в юрских отложениях на востоке Сибирской платформы, присутствие здесь битуминозных аргиллитов раннего тоара (потенциально нефтематеринских пород) позволяют достаточно оптимистично

рассматривать этот комплекс в качестве нефтегазоперспективного на всей территории мезозойских прогибов платформы. В Лено-Анабарском прогибе на севере Средней Сибири резервуары в нижней и средней юре традиционно не выделяются в связи с общей глинизацией разреза. Однако, как показано выше, и в этих районах положение с нефтегазонасностью юры не безнадежно.

В Енисей-Хатангском прогибе (за Усть-Енисейского района, который нами рассмотрен в составе Западно-Сибирской нефтегазонасной области) залежей углеводородов практически не обнаружено, вероятно, из-за недостатка глубоких скважин, доходящих до нижней юры. Лишь на Балахнинской площади в выемской свите открыта небольшая газовая залежь с дебитом 50 тыс. м³/с с небольшим количеством газоконденсата. Залежь пластовая, тектонически экранированная. Небольшие проявления газа получены при испытании малышевского резервуара на Джангодской площади. В целом же нижняя и средняя юра этого района может рассматриваться как аналог нижней и средней юры Лено-Анабарского прогиба и характеризуется существенно глинистым составом.

Оценка потенциальной нефтегазонасности и подсчет запасов в юрской толще Сибири в значительной мере связаны с однозначностью выделения, прослеживания и корреляции пластов-коллекторов или групп таких пластов. Однако до сих пор нет единого методического подхода к их номенклатуре и выделению (см. рис. 106, 107).

Более или менее единая классификация принята для продуктивных ниже-среднеюрских горизонтов Вилуйской синеклизы, что вполне объяснимо, во-первых, компактностью нефтегазонасной территории, во-вторых, тем, что их расчленение производилось единым коллективом (Анциферов и др., 1981). В связи с практическим отсутствием органических остатков и узким стратиграфическим диапазоном слоев-песчаников корреляция ниже-среднеюрских продуктивных пластов на этих территориях проводится в большинстве случаев по электрокаротажным характеристикам. Следует отметить, что пласты-коллекторы здесь не имеют строго ограниченных, постоянных, отличных от соседних пластов показаний КС, ПС и т. д. Индекс юрских коллекторов составляется из индекса системы, отдела и номера пласта. Так, в средней юре Вилуйской синеклизы выделяется один пласт J_2^1 , в кызылсырской

свите — три песчаных горизонта: J_2^1 , J_1^{II} , J_1^{III} , причем каждый из них может разделяться еще на ряд пластов-коллекторов (до пяти) с присвоением ему буквы русского алфавита: J_{1d}^{III} , J_{1e}^{III} и т. д.

Принципы унифицированной индексации и корреляции продуктивных пластов нефтегазонасных отложений Западной Сибири разрабатывались на специальных совещаниях в Горноправдинске (1965 г.) и Сургуте (1968 г.). Проницаемым пластам юрской системы был присвоен индекс "Ю". К настоящему времени практически нет разногласий в корреляции пластов группы $Ю_0$ (баженовский горизонт), $Ю_1$ (васюганский горизонт) и $Ю_2$. Напомним лишь, что сейчас отчетливее стал ряд нерешенных вопросов в понимании объема и возможности обособления $Ю_2$ от вышележащих толщ (см. выше). Индексация и корреляция большинства остальных проницаемых пластов нижней и средней юры до сих пор в значительной мере дискуссионны.

Проблема индексации и корреляции проницаемых пластов тесно связана со смысловой нагрузкой понятия пласта-коллектора, по-разному определяемой при решении разных геологических задач: несет ли он стратиграфическую (изохронную, корреляционную) нагрузку, является ли он непрерывным по латерали и вертикали в пространстве геологическим телом (поскольку имеет один и тот же индекс)? Подход к однозначному определению ситуации был намечен уже давно. Так, А.Э. Конторович и др. (1975) отмечали, что "...пласт — однородное по литологии геологическое тело сравнительно небольшой мощности и протяженности с четкими литологическими границами в кровле и подошве... Он может иметь линзовидное строение и незначительное изменение стратиграфического объема на величину мощности ниже- или вышележащего пласта. Пластам присваиваются буквенные, цифровые или буквенно-цифровые индексы. В каждой свите индексация пластов производится сверху вниз. В некоторых случаях единая индексация может охватывать две или даже три смежные по вертикали свиты" (с. 78). Поскольку песчаные пласты, развитые в разных районах в пределах горизонта песчаной седиментации, не являются единым геологическим телом, и каждый пласт не может быть прослежен на достаточно большой территории, то к буквенному индексу, обозначающему стратиграфический интервал пласта, стали присоединять первую букву названия нефтегазонасного района: "ЮК₁₀" оз-

начает десятый пласт юры Красноленинского района.

Как показывает опыт корреляции по электрокаротажным материалам, синонимика пластов даже на смежных площадях весьма условна. Она вызывает дискуссии и при корреляции в пределах одной площади на юге Западной Сибири. Обусловлено это постоянными разночтениями объемов и латеральной протяженности местных подразделений — свит. Более того, при расчленении разрезов по каротажным диаграммам геологи чаще всего выделяют пласты действительно как “счетные” — отсчет идет от каких-либо маркеров — глинистых толщ. Однако затем (при корреляции разрезов, рисовке геологических профилей и т. д.) обычно “закрываются глаза” на примененную в данном случае “счетную” сущность определенных пластов, и пласты начинают рассматриваться как несущие стратиграфическую (корреляционную) нагрузку — пласты с одинаковыми индексами коррелируются как разновозрастные. Иногда выход из положения находят в определении не конкретных пластов, а их групп по “изохронным” индексам.

Совершенно очевидно, что в разных палеогеографических ситуациях расклинивание песчаных толщ неодинаковым количеством глинистых прослоев приводит к обособлению в изохронных пределах разного количества песчаных пластов, которые даже могут получить и отличающиеся групповые индексы (см. выше ситуацию с пластом Ю₂⁰ и пластами Ю₁⁵⁻⁶ васюганской свиты). По-разному нумеруют одни и те же (в смысле стратиграфического положения) группы пластов геологи Новосибирского, Томского и Тюменского ГГП (см. рис. 106, 107). Все это связано с отсутствием надежной методики корреляции, основой которой, как и раньше, остается прослеживание характерных каротажных реперов. Дополнительным источником точности корреляции является прослеживание не только пластов песчаников, но и экранирующих их глинистых покровов, обычно хорошо идентифицируемых на временных сейсмических разрезах, обработанных по современным методикам прогнозирования геологического разреза. К сожалению, до сих пор разрешающая способность сейсморазведки и прогнозные сейсмогеологические модели, составленные по программам ПГР, требуют значительных затрат времени и средств, а получаемые результаты имеют низкую подтверждаемость прямыми методами поисков залежей углеводородов. Обусловлено это, в первую очередь,

слабыми техническими возможностями отечественной аппаратуры.

Таким образом, при существующем подходе (сквозная нумерация пронизываемых пластов сверху вниз) несоответствия при решении задач индексации и корреляции юрских пластов трудно избегаемы, поскольку с севера на юг и от центра плиты к бортам значительно колеблются мощности, меняются фации и корреляционные признаки, происходит выклинивание или появление новых пластов и т. д. Несколько более сложный путь индексации, но сохраняющий “стратиграфическую нагрузку” пластов (или по крайней мере их групп), видится в предложении индексации песчаных пластов, опирающейся на погоризонтное стратиграфическое расчленение юрских отложений Сибири. Для такой индексации можно использовать двухбуквенный индекс (первая буква “Ю” от названия системы, вторая — первая в названии регионального стратиграфического подразделения — горизонта). Количество пластов с одинаковым двухбуквенным индексом, коррелируемых лишь в пределах горизонта, определяется для каждого района простым подсчетом от границы с вышележащим (обычно глинистым) репером (горизонтом). Группа пластов зимнего горизонта будет в этом случае индексироваться “ЮЗ”, шараповского “ЮШ”, надояжского “ЮН” и т. д. Цифрами внизу, как и раньше, предлагается обозначать количество (и порядковый номер) пронизываемых пластов (ЮМ₂₋₅, ЮМ₂). Обособление пластов, нумерация и прослеживание будут осуществляться в пределах каждого горизонта (нефтегазоносного комплекса) для нефтегазоносных областей и районов. В таком подходе просматривается возможность унификации номенклатурной процедуры выделения и корреляции, а также снятие определенных проблем при оценке ресурсов и запасов углеводородов по каждому нефтегазоносному комплексу и месторождению (Казаров и др., 1992). Возможно, что в пределах малышевского горизонта за широко известным пластом “Ю₂” нужно оставить его номер во избежание дальнейшей путаницы. Кроме того, возможно употребление еще одной дополнительной буквы, означающей нефтегазоносный район: “ЮММ₂”, например, будет означать второй пласт малышевского горизонта Межовского нефтегазоносного района.

Отметим, что к настоящему времени трактовка стратиграфического объема и положения границ многих юрских нефтегазоносных комплексов (пласты-коллекторы и

экранирующие их толщи) существенно уточнена. При этом учитывались сложившаяся практика опознавания юрских горизонтов Западной Сибири, как отвечающих специфическим этапам осадконакопления, и современная точность привязки границы горизонтов, отвечающих изменениям режима осадконакопления, к биостратиграфическим шкалам и общим стратиграфическим подразделениям.

Так, путем комплексного анализа каротажных, литологических, палеонтолого-палеологических материалов удалось наметить определенные биостратиграфические критерии групп пластов Ю₉–Ю₇ в Уренгойском и Варьеганском районах.

Установлено, что граница между ааленом и байосом в разрезе скважин Западно-Новогодней-210 проходит в верхах пласта Ю₉–пласте Ю₈ (см. рис. 60), Приозерной-92 глинистый пакет, разделяющий Ю₉–Ю₈, датируется началом раннего байоса, а в низах пласта Ю₉ определены ааленские палинокомплексы (см. рис. 96). Кроме того, в скв. Ярайнерской-23 аргиллитовый пласт между Ю₉–Ю₈ датирован как байосский. Таким образом, граница между ааленом и байосом может проходить или в самых верхах группы пластов Ю₉, или внутри глинистого пакета, разделяющего Ю₉–Ю₈. Палинокомплекс слоев 9а (низы нижнего байоса), характерный для верхов вымского горизонта, встречен в низах глинисто-алевролитового пакета, расположенного между группами пластов Ю₈–Ю₇. В то же время в самых верхах этой глинистой пачки (в других разрезах) обнаружен палинокомплекс слоев 9б, типичный для переходной вымско-леонтьевской толщи. Следовательно, можно предположить, что граница между палинослоями 9а и 9б проходит внутри алевро-аргиллитовой пачки, разделяющей группы пластов Ю₈–Ю₇ или в низах пласта Ю₇. Стратиграфическое положение Ю₂ (верхи верхнетюменской подсвиты), по данным спорово-пыльцевого анализа многих скважин, как будто бы оценивается не ниже верхов среднего бата (слои с *Arcticoceras* в Сибири).

В связи с доказанным на ряде разрезов “стратиграфическим скольжением” границ некоторых глинистых прослоев (покрышек), вероятно, песчаные прослои, частично замещающие их по латерали, следует индексировать как относящиеся к группе смежных с глинистыми пакетами песчаных пластов (на-

пример, Ю₁₀ в низах лайдинской толщи, Ю₁₁ в верхах левинской толщи и т. д.).

Базальные песчаники морских трансгрессивных толщ, обладая специфическим литологическим составом, обычно очень хорошо распознаются в керне (например, пахомовские, барабинские слои). Гораздо сложнее ситуация с диагностикой пластов в континентальных толщах. Так, в основании юры на Западно-Новогодней площади залегает нефтеносный песчаник, перекрываемый глинами ягельной свиты (см. рис. 60). По данным палинологии эта толща соответствует нижней половине верхнего плинсбаха, т. е. левинскому горизонту (Шурыгин и др., 1998). Песчаники в основании ягельной свиты, скорее всего, являются базальными, но по внешнему облику вряд ли отличаются от таковых береговой свиты. Такие базальные песчаники обычно распространены на ограниченных площадях и не прослеживаются на большие расстояния. Логичнее в этом случае относить их к нижележащей группе пластов Ю₁₂. При детальном корреляциях их можно индексировать как Ю₁₂¹.

К настоящему времени можно считать доказанным, что формирование келловей-верхнеюрских продуктивных пластов (группа Ю₁) Западной Сибири в значительной степени контролировалось эвстатикой (Sahagian et al., 1997; Шурыгин и др., 1999; Pinous et al., 1999; и др.). На основании комплексного палеонтолого-палеологического и литостратиграфического анализа, проведенного на разрезах верхней юры юго-востока и запада Западной Сибири, установлено, что под пластом Ю₁¹ проходит граница верхнего и среднего оксфорда, пласт Ю₁² — преимущественно среднеоксфордский, тогда как Ю₁³ — нижнеоксфордский, а Ю₁⁴ — верхне-среднекелловейский (см. рис. 17, 103, 107) (Атлас..., 1990; Глинских и др., 1999; Шурыгин и др., 1999; и др.).

На данный момент необходимой, по нашему мнению, является работа специальной группы (возможно в составе СибРМСК), которая публиковала бы регулярные ревизии индексации пластов, их соответствие друг другу в разных районах Западной Сибири, стратиграфических диапазонов групп пластов, согласующихся с новыми сведениями по общей и региональной стратиграфической шкале (см. рис. 5, 10, 11, 28, 29, 106, 107).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

(ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ, ЗАДАЧИ И НАПРАВЛЕНИЯ ДАЛЬНЕЙШИХ ИССЛЕДОВАНИЙ)

Книга является новейшей аналитической сводкой, впервые с большой детальностью обобщающей и унифицирующей представления о стратиграфии юры нефтегазоносных регионов Западной и Восточной Сибири. Все изложенное в какой-то мере подытоживает накопленные к концу второго тысячелетия результаты исследования стратиграфии юры Сибири. Проанализировано состояние стратиграфической изученности юрских отложений Сибири и приведены новые материалы по био-, литостратиграфии и палеонтологической характеристике системы для обоснования региональных стратиграфических схем нефтегазоносных территорий Сибири (см. рис. 28, 29, 55, 56).

В основе региональных стратиграфических шкал юры лежит зональная аммонитовая шкала, соотношенная в меру допустимой точности с аммонитовым международным стандартом. Через региональную аммонитовую шкалу проводится корреляция с международным стандартом всех автономных шкал, основанных для юры на белемнитах, двустворчатых моллюсках, фораминиферах, остракодах, спорово-пыльцевых комплексах и диноцистах. На детально изученных (опорных) разрезах в естественных выходах и по керну скважин, хорошо охарактеризованных аммонитами, установлено стратиграфическое положение границ зон автономных (по парастратиграфическим группам фауны и флоры) шкал, которые затем используются для детальных внутри- и межрегиональных корреляций на обширных территориях от Западной до Восточной Сибири и Северо-Востока России. Именно такое комплексное изучение дает возможность датировать некоторые уровни разрезов, не содержащие аммониты в Сибири, устанавливая через автономные зональные шкалы их аналоги в разрезах Приверхоянья и Северо-Востока России, где в соответствующих интервалах есть находки аммонитов. Таким образом, с большей или меньшей степенью детальности удается датировать практически любые ин-

тервалы юры Сибири. Сочетание таких взаимосвязанных шкал по различным группам ископаемых в комплексе с лито- и циклостратиграфией резко повышает разрешающую способность стратиграфической основы, являющейся одной из систем координат при разных палеогеографических реконструкциях, геологическом картировании, поисках и разведке полезных ископаемых.

Степень изученности различных групп ископаемых организмов и растений в юре Сибири неравноценна. До сих пор остаются наиболее хорошо исследованными головоногие и лишь некоторые группы двустворчатых моллюсков, фораминифер, остракод. Монографически изучены (хотя и неполно) практически все стратиграфически важные группы юрской макро- и микрофауны Средней Сибири и несколько хуже Западной и, отчасти, Восточной Сибири. Флора юры Западной и особенно Средней Сибири остается пока наименее изученной среди одновозрастных сибирских флор. Хотя исследование послойных сборов остатков растений из разрезов многочисленных скважин Западно-Сибирской плиты может дать богатейший материал для восстановления этапов развития юрской флоры, последовательности изменения ее ассоциаций во времени и пространстве. Западно-сибирская и якутская флора может выступать в качестве эталонной, поскольку во многих разрезах возраст фитостратиграфических комплексов определяется находками морской фауны. Разработка фитостратиграфического стандарта открывает широкие возможности для местной детальной корреляции и межрегиональных построений. Следовательно, крайне необходимо дальнейшее монографическое изучение коллекций остатков флоры и, прежде всего, из керна скважин Западной Сибири. Даже уже имеющиеся материалы позволяют внести коррективы в возрастные датировки и корреляцию континентальных юрских отложений юга Сибири.

Рассмотрена шкала общих стратиграфических подразделений юры, история ее со-

вершенствования и связь сибирской региональной шкалы с общей. Аммонитовая зональная шкала юры Сибири стала почти вдвое более дробной: изменена возрастная трактовка многих зональных подразделений. Еще более существенно преобразованы шкалы по двустворчатым моллюскам, фораминиферам, остракодам, белемнитам. Все это явилось результатом детальных исследований, проведенных на опорных для Сибири разрезах юры, и последующего монографического изучения палеонтологических образцов, выполненного сотрудниками ОИГГМ СО РАН, СНИИГГиМСа, ВНИГРИ, ВСЕГЕИ, ЗапСибНИГНИ, Севморгео и многих других геологических организаций. Следствием изменений биостратиграфической шкалы стали пересмотр и уточнение возрастных диапазонов свит (и их частей) на территории Западной Сибири. На основе восточно-сибирской эталонной биостратиграфической шкалы разработана и биостратиграфическая шкала для Западной Сибири, выделение биостратонов в которой опирается на результаты изучения многочисленных коллекций ископаемых, собранных из керна скважин.

По сравнению с официально принятыми стратиграфическими схемами фактически создана новая более детальная и с большей разрешающей способностью стратиграфическая основа для расчленения и корреляции юры Сибири на базе параллельных автономных зональных шкал по двустворчатым моллюскам, белемнитам, фораминиферам, остракодам, спорам и пыльце, динофлагеллатам. Впервые в схемы для севера Средней Сибири введены зональные шкалы по двустворкам, фораминиферам, остракодам, диноцистам, для Западной Сибири — по двустворкам, по остракодам, диноцистам, шкала палинозон, существенно детализирована и сопоставлена с таковой Средней Сибири шкала по фораминиферам, дана флористическая характеристика региональных стратиграфических подразделений — горизонтов. На этой основе пересмотрены объем и положение границ горизонтов, которые, как установлено в настоящее время, в большинстве своем не совпадают с границами ярусов и подъярусов. В связи с передатировками аммонитовых шкал и соответственно параллельных стратиграфических шкал по парастратиграфическим группам по иному рассматривается положение границ отделов

юры: граница нижней и средней юры проходит внутри b-зоны *Arctotis marchaensis*, т. е. существенно ниже, чем это принято в последних официальных стратиграфических схемах; граница средней и верхней юры сейчас рассматривается по подошве оксфорда. Граница бата и келловея принята по подошве зоны *Cadoceras falsum*, а не *Arcticoceras kochi*, как это было ранее. Соответственно изменилось положение границ мальшевского и васюганского горизонтов Сибири на шкале общих стратиграфических подразделений с келловейского на верхнебатское.

К настоящему времени юрская система на рассматриваемой территории полностью расчленена на местные стратиграфические подразделения — серии, свиты, подсвиты, пачки, которые до 70-х годов выделялись практически только в континентальных отложениях, тогда как морские осадочные толщи с фауной ранее делились (часто условно) на стратоны общей шкалы. Составлена единая схема фациального районирования юры Западной и Восточной Сибири, на которой вся территория разбита на фациальные области трех типов: морскую, переходную и континентальную с присущими для каждой из них особенностями седиментогенеза и местными схемами литостратиграфии. По нижне-среднеюрским отложениям Западной Сибири рассмотрены два варианта фациального районирования. Первый основан на типизации разрезов по структуре последовательности литостратонов, поэтому единицей районирования является район; второй — на генезисе, стратиграфической полноте, мощности и литологическом составе толщ. Во втором случае выделенные фациальные области, отвечающие морскому, переходному и континентальному режимам осадконакопления, в зависимости (преимущественно) от стратиграфической полноты разрезов и генезиса осадков разделены на фациальные районы.

Приведена характеристика литостратиграфических подразделений по горизонтам, показаны их латеральные ряды по фациальным областям и районам. В конечном счете составлены единые стратиграфические схемы Западной и Восточной Сибири для нижней-средней и верхней юры. В схемах показано стратиграфическое положение основных песчаных и глинистых горизонтов и пластов. Региональные стратиграфические схемы нижне-среднеюрских и верхнеюрских

отложений Сибири могут быть квалифицированы как унифицированные. К настоящему времени палеонтологически доказано присутствие в Сибири всех ярусов юрской системы. В региональной части схем в составе биостратонов дана комбинация параллельных шкал из зон и подзон по аммонитам, белемнитам, двустворчатым моллюскам, фораминиферам, споре и пыльце, диноцистам, характерные комплексы органических остатков. В качестве литостратиграфических подразделений в корреляционной части схем фигурируют свиты, подсвиты, пакки.

Предложено и обосновано относительно однозначное решение ряда спорных вопросов литостратиграфии (номенклатура свит, пластов и т. д.), часто вызывающих разночтения при геологических исследованиях, нефтепоисковых и разведочных работах. Определены стратиграфические закономерности распределения залежей углеводородов. Показано, что основная масса известных залежей УВ приурочена к областям развития дельтового комплекса Западной и Средней Сибири. Рассматривается предложение по унификации индексации продуктивных пластов на базе региональных стратиграфических подразделений — горизонтов.

Первоочередные задачи и направления дальнейших исследований, вытекающие из анализа накопленного стратиграфического материала, следующие:

1. Идентификация и стратификация отражающих горизонтов по материалам сейсмических работ, в том числе обработанных по программам ПГР.

2. Разработка моделей строения седиментационных бассейнов с выявлением их внутренней зональности с учетом данных биофациального и сиквенстратиграфического анализов для детализации фациального районирования и разработки схем бассейновой стратиграфии.

3. Выявление, картирование и характеристика зон стратиграфических несогласий, перерывов, фациальных замещений, регионального выклинивания — потенциальных зон развития ловушек УВ неантиклинального типа.

4. Выделение, корреляция и универсальная индексация продуктивных пластов-коллекторов в составе стратифицированных комплексов.

5. Усиление работ по палеонтологически слабо охарактеризованным базальным отложениям юрской системы (геттанг, синемюр, нижний плинсбах), поискам окаменелостей в нижнем келловее, нижневолжском подъярусе как на территории севера Средней Сибири, так и в смежных с ней территориях Западной Сибири и Северо-Востока России, являющихся благодатным полигоном для разработки и решения методических и практических вопросов стратиграфии юрской системы, а также для создания моделей седиментационных бассейнов с определением их внутренней зональности.

6. Монографическое изучение сибирских амальтеид верхов верхнего плинсбаха для совершенствования аммонитовых зональных шкал, так как даже для этого наиболее детально охарактеризованного аммонитами и хорошо изученного интервала нижней юры (верхний плинсбах-тоар) имеется много проблем. Необходима монографическая ревизия представителей сибирских *Pseudolioceras* для решения вопросов зонального расчленения тоара и низов аалена. Первоочередной задачей изучения аммонитов нижнего лейаса Сибири является поиск новых местонахождений: детальное исследование нижнелейасовых отложений наиболее перспективного в этом отношении Оленек-Келимьярского района. Несомненно, для сравнительного стратиграфического анализа требуется и изучение геттанг-нижнеплинсбахских аммонитов разрезов Северо-Востока России. Особенно это касается приграничных триасово-юрских толщ. Требуется дополнительные сборы аммонитов из этого интервала других местонахождений (в том числе и Сибири) и монографическое их изучение. Решение этой задачи имеет не только большое региональное научное и прикладное значение, но и международное. При исследовании нефтегазоносных толщ Сибири и шельфа Арктики часто весьма важно точно установить положение триасово-юрской границы. В будущем предстоит решить ряд вопросов по систематике средне- и некоторых верхнекелловейских аммонитов, в частности, группы груборебристых *Longaeviceras* (?), часто встречающихся в кернах скважин в Западной Сибири в пограничных слоях келловее и оксфорда и вызывающих затруднения при определении. Остается нерешенным вопрос о возможности подразделения среднего келловее, что объясняет

ся не только сокращенным объемом подъяруса во всех известных разрезах Восточной Сибири, но и недостаточной изученностью среднекелловейских аммонитов. В настоящее время уже собраны палеонтологические материалы по среднему келловею, которые предстоит изучить.

7. Постоянной и неизменной остается на будущее задача поиска экзотических для Сибири родов макро- и микрофауны на всех уровнях средней юры, которые способствовали бы детализации самой биостратиграфической схемы, и, главное, обоснованию достоверной корреляции ее со стандартом. Наиболее важными задачами для детализации и обоснования стратиграфических шкал по двустворчатым моллюскам следует считать монографическое изучение и ревизию авикулопектирид и гетеродонт нижней и средней юры. Эти группы широко представлены в разрезах Сибири и Северо-Востока России, где диапазоны распространения многих видов зафиксированы по совместным с ними находкам аммонитов. В конечном счете для нужд практической геологии необходимо создать атлас-определитель по нижне-среднеюрским двустворкам Западной и Восточной Сибири. В стратиграфическом плане особое внимание следует сосредоточить на комплексах двустворок нижнего лейаса Западной и Восточной Сибири, детальность расчленения которого пока еще не высока.

8. Насущной потребностью в настоящее время является специально поставленное монографическое изучение нижне-среднеюрских остракод: "мандельштамий", ортонотацитер, пирочитероидей и других из естественных выходов и керна скважин для дальнейшей детализации шкалы и оперативной стратификации, прежде всего толщ на закрытых территориях по керну.

9. Монографическое описание и изображение нижне-среднеюрских фораминифер Западной Сибири, так как на схемах и в литературе часто фигурируют определения

еще не описанных и не опубликованных видов или же видов с совершенно чуждых стратиграфических интервалов (например, из перми), что соответственно приводит к путанице при расчленении и сопоставлении разрезов скважин. Необходимо создать атлас-определитель по нижне-среднеюрской микрофауне Западной и Восточной Сибири.

10. Разработка зональных шкал по микрофауне для верхней юры Сибири, поскольку существующие и используемые в настоящее время схемы содержат лишь характеристику комплексов микрофауны, принятую для общих стратиграфических подразделений (ярусов, подъярусов и т. д.). Требуется создать параллельные зональные шкалы по двустворкам для этого интервала (параллельно существующей филозональной шкале по бухиям), составленные из зон комплексного обоснования, для использования их в разрезах разных фаций (в которых отсутствуют или редки бухииды).

Необходимы дальнейшие поиски и изучение диноцист в нижне-, средне- и верхнеюрских отложениях Сибири для совершенствования зональной шкалы Сибирской юры по динофлагеллатам.

Опыт обобщения материалов разноплановых исследований юрских толщ, полученный при подготовке предлагаемой книги, показывает, что только комплексный анализ дает эффект, обеспечивающий максимальную дробность расчленения и точность корреляций. Разработка детальной стратиграфической основы и комплексирование данных разного рода геологических и геофизических исследований — необходимая предпосылка для создания детальных непротиворечивых палеогеографических реконструкций (см. рис. 2–4), объясняющих историю развития седиментационных бассейнов Сибири и Арктики в целом и являющихся необходимой основой для прогноза перспективных на полезные ископаемые районов Сибири. Эту задачу можно рассматривать как перспективу на ближайшее будущее.

SUMMARY

INTRODUCTION

Jurassic rocks are widely distributed within northern half of Russia. On a greater part of this huge territory the Jurassic forms a part of the mantle of major structures in old and young platforms (Barents Sea platform, West Siberian plate, Pechora and Vilyuy synclises, Enisey-Lena depression and so on). During the Jurassic time the area of sedimentary basins of northern Siberia increased constantly and the areas of marine sedimentation were growing in size also. Sedimentation in Jurassic boreal basins took place under both platformal and geosynclinal conditions. Platform basins occurred in western and central parts of northern Siberia and geosynclinal ones occupied eastern part. Despite the existence of the basins with diverse tectonic setting they generally accumulated predominantly terrigenous sediments.

By character and thickness of Jurassic sequence in northern Russia three major regions are distinguished. In western of them (Barents sea platform, West Siberian plate) the Jurassic has relatively clear two-partite structure, where the basal part is made up mainly of fresh-water (continental and subcontinental) sandy-argillaceous deposits (Lower–Middle Jurassic), which are replaced predominantly by marine essentially argillaceous Callovian–Upper Jurassic sediments. The total sequence is frequently characterized by breaks with a volume of one or two substages. The thickness of Jurassic sequence varies from 400–600 to 1000–2000 m.

In central region (Yenisey-Lena and Priverkhoyansk depressions, Vilyuy syncline) the Lower Jurassic sequence is represented mainly by marine and offshore series of terrigenous sediments. The Middle Jurassic sequence, showing marine genesis in northern and eastern margins of the Siberian platform, is represented in the Vilyuy syncline by alternation of fresh water and shallow-water marine deposits with decrease in the amount of the latter upward the sequence. The Upper

Jurassic remains essentially marine only in Yenisey-Lena depression while in Priverkhoyansk region and Vilyuy syncline the upper part of the Jurassic sequence is made up of continental frequently carbonaceous sediments. The thickness of the Jurassic strata regularly changes from west to east, decreasing from 2500 m in the lower Yenisey up to 600–700 m at Lena-Anabar interfluvium, rises up to 2500 m in Priverkhoyansk and again decreases to 800–1000 m in the Vilyuy syncline. In eastern region of Russia within the limits of Verkhoyansk-Chukotka folded system the Jurassic sediments occur in very contrasting structures and their composition here is very variable.

Jurassic sedimentary basins in northern Russia make up marginal zones of arctic circumpolar basin, which was inhabited with distinctively boreal biota. The boreal basins, which were buffered in fact (transitional between the Paleatlantic and Paleopacific), occupied in Jurassic vast circumpolar territory (Boreal paleobiogeographical belt) a greater part of which was covered by arctic aquatoria (northern Siberia and Asia as a whole, Canada, Alaska, Arctic islands) possessing most specific biota. The central position in this buffered zone was occupied by the basins surrounding the Siberian platform in the west, north and east.

The history of formation and development of Siberian paleobasins, their position in paleogeographical structure of Arctic sedimentary basins, the features exerting an effect (undoubtedly great) on climatic, hydrocirculating, biotic etc. general boreal reconstructions during the Jurassic time all these are interesting problems, which can be solved only by the use of most detailed stratigraphic basis. The position of North Siberian sedimentary basins within the same climatic belt, regular connections with central arctic sea (on the territory of modern Arctic), the neighborhood with a major land mass (Siberian), that was a source of sedimentary material removal, defined

the commonness of main characters of ecosystems: wide range of terrigenous sedimentation (predominance of sands, silts, clays) and specific type of arctic biota.

Just the Siberian Jurassic paleobasins exemplified the development of the methods of estimating topological structure of benthic catenas, which heterogeneities across the area describe very well the change of depth as moving away from paleoshore, i. e., the relief of the bottom of paleobasin within the zone of catena distribution.

It was the Jurassic period when the West Siberian plate unique in size and features of structure was formed and which mantle is saturated with oil and gas. Currently the Jurassic sedimentary strata in Siberia are considered to be one of the most promising as regards the rising of explored reserves of oil and gas in Russia. These strata which in sense of oil potential, stratigraphic possibilities and texture are in many cases still "terra incognita", have already provided more than one major oil fields.

When constructing detail stratigraphic charts for the Siberian Jurassic, which are the basis for all subsequent geological investigations, great difficulties were faced because of considerable lithological changeability of deposits, wide variation in thickness of one and the same stratotypes (from tens to thousand m), not adequate study of biostratigraphical, lithological and structural features of the Jurassic strata in not easy accessible areas, especially where Jurassic strata are covered by more young ones.

Despite a sufficiently complicated (various facies) structure of Jurassic strata in Siberia, a great amount of stratigraphical and paleontological investigations carried out in the last 40 years by the paleontological and stratigraphical groups from United Institute for Geology, Geophysics and Mineralogy of the RAS, ZapSibNIGNI, Siberian Research Institute for Geology, Geophysics and Mineral Resources, VNIGRI, Sevmorgeo, IGIRGI together with the experts from industrial enterprises does allowed the accumulation of rather reliable, though not exhaustive, data on the structure and interrelations of the Jurassic strata on the territory under discussion.

Sequences structure, the conditions for development and mode of occurrence of the Jurassic in West, Central and East Siberia along with essential distinctions have much in

common also. This is true first of all of close relationship between the Upper Triassic and Lower Jurassic rock units, which frequently form consanguineous facial series in more complete sequences of the systems; regular cycle recurrence in structure of the sections that to a large extent is similar throughout a huge territory and caused possibly by eustatic reasons; terrigenous sedimentogenesis and relatively wide communications of biotas in the Jurassic basins. The latter thing allowed the development of stratigraphic scale of regional horizons unified for Siberia and the combination of parallel zonal scales based on diverse groups of macro and microfauna, that can be applied over the northern area of Asiatic part of Russia and in adjacent regions.

During the last decade the concepts of Jurassic stratigraphy in West and Central Siberia necessitated a radical revision thanks to general progress in stratigraphy on the one hand and a wealth of new evidence provided by deep boring and seismic stratigraphy on the other hand. In this time interval Jurassic regional scale underwent drastic changes, especially as regards the Lower and Middle Jurassic parts of the charts. A great deal of new data on lithostratigraphy has evolved.

At current stage of investigations correct notions of Jurassic stratigraphy of central and southern West Siberia, Vilyuy syncline and certain areas in Yenisey-Lena depression, not at variance with the stratification charts as for adjacent regions in the north of West Siberia studied in detail, are closely associated with the use of the latest data on boundaries position, features of subdivision, range, distinctive features in distribution of general and regional stratigraphical units in boreal Mesozoic strata in the north of Russia.

In proposed book on the basis of numerous new data, revision of all accumulated paleontological material and stratigraphical charts for West and Central Siberian Jurassic rocks an effort was made to unify the concepts of position of the boundaries of general and regional stratigraphic units of Siberian Jurassic and appropriate revision and improvement of lithostratigraphy. The analysis is made and the variants to solve a number of disputable and still unsettled problems of subdivision and correlation of appropriate strata are suggested.

CHAPTER 1. THE STATE OF KNOWLEDGE

Modern concepts of Jurassic detailed stratigraphy in Siberia have been formed during some decades and the initial paleontological and stratigraphical investigations date even from the last century. Biostratigraphical subdivision and correlation of Siberian Jurassic is based on the analysis of stratigraphical range of marine mollusks (ammonites, belemnites and bivalves), macrofauna, dinoflagellates, spore and pollen. Thoroughly studied and well ammonite-based (reference) sections permit us to define stratigraphical position of boundaries for the zones of autonomous (based on another groups of fauna and flora) scales, which are used subsequently in detailed intraregional and interregional correlations on vast territories of West Siberia, East Siberia and North-East Russia.

The initial section of the Part discusses in detail the extent of paleontological and stratigraphical knowledge of diverse groups of fauna and flora from the northern Russia Jurassic. The analytical review of data as for insight into the taxonomic composition of the assemblages of ammonites, belemnites, bivalves, ostracods, foraminifers, dinocysts, spore and pollen is presented. The analysis is given to the stage-by-stage development of notions of the importance of these groups for stratigraphical constructions and application of the assemblages to substantiation of Jurassic biostratigraphical scales based on different groups of fauna. Essentially all groups of marine macro- and microfaunas of stratigraphic importance from Central Siberia have been monographically (though not extensively) studied during last 40 years and in consequence of this the notions of the system, diversity and stratigraphical value of these groups have undergone a substantial change.

The second section of the Part gives a historical review of the development and improvement of stratigraphical charts for Siberian Jurassic, the notions of lithostratigraphy and local stratigraphical units, the comparison of stratigraphical charts developed by different groups and in different periods. Detailed analysis of the latest stratigraphical charts for the Siberian Jurassic formally accepted and with regard for recent evidence

shows that both the columns of general and regional scales and a correlation column of the charts, involving oil and gas areas, have a certain drawback.

The review of previous biostratigraphical studies attests that by the early 90s there was developed new though not quite perfect principal biostratigraphical basis for the detailing of regional stratigraphical charts of Siberia. In studies of the history of Siberian sedimentary basins it was evident from the first that the Early–Middle Jurassic and Late Jurassic stages in the development of paleobasins are radically different as for the regularities of formation of sedimentary strata. Beginning virtually with the first regional stratigraphical charts in numerous publications, resolutions of the colloquia discussing fauna and biostratigraphy, in the resolutions of Regional Meetings on stratigraphy of Siberia, in line with presented notions, the charts for structure and facies zonation and regional stratigraphical charts have been constructed generally separately for the Lower–Middle Jurassic and for the Upper Jurassic and differed essentially in the set of structure-facial zones, the degree of paleontological substantiation, details in the development of regional scales and construction of correlation part.

CHAPTER 2. THE STATE OF GLOBAL SCALE

The stage and zonal stratigraphical scales for the Jurassic used as international standards are further improved due to active work of International Subcommittee on Jurassic Stratigraphy and its Working Groups. The Part includes comprehensive review of stage and zonal stratigraphical scale for the Jurassic that is used as the international standard. All recent changes and improvements accepted by International Commissions are discussed.

At the present time all stages of the Jurassic System have zonal and subzonal scales developed on the basis of the sections in North-Western Europe which in the Jurassic epoch was a part of Subboreal paleobiogeographical region. The standard West-European zonal scale for the Jurassic is constantly perceptibly changed that should be considered in unified portion of all new stratigraphical charts for Russian territory. However the global standard cannot be applied to certain parts of the boreal

Jurassic in Siberia because of high degree of endemic fauna. This is in particular true of a greater portion of the Middle Jurassic for which a special boreal standard with the stage and zone stratotypes in East Greenland was developed. In last decade marked changes have been made in zonal scale for the Bajocian, Bathonian and Lower Callovian of boreal regions in Siberia. The updated Siberian zonal scale of this part of the Middle Jurassic was correlated with boreal East Greenland standard and wherever possible with global scale.

CHAPTER 3. THE METHODS OF INVESTIGATION

In investigations we followed the methods generally used in study of reference sections of Mesozoic terrigenous strata of Siberia. The major special feature of adopted methods was complex (concurrent works in field and laboratory) investigation of the sections carried out by the scientists of some geological disciplines, who solved (jointly and separately) the problems of stratigraphy and performed extensive lithological and geochemical, facial

and genetic, paleontological, paleoecological and biofacial studies of deposits by main groups of fossils (ammonites, bivalves, foraminifers, ostracodes, spore and pollen, flora).

Numerous diagrams, charts and figures in the text elucidate the principles of substantiation, methods and technique used in development of zonal scales on the basis of parastratigraphical groups; the technique used in analyzing the total complex of parallel zonal scales based on ortho- and parastratigraphical groups for regional intrazonal correlations and tracing interregional datums (Fig. 1(20)) and as the result the development of circumboreal scales.

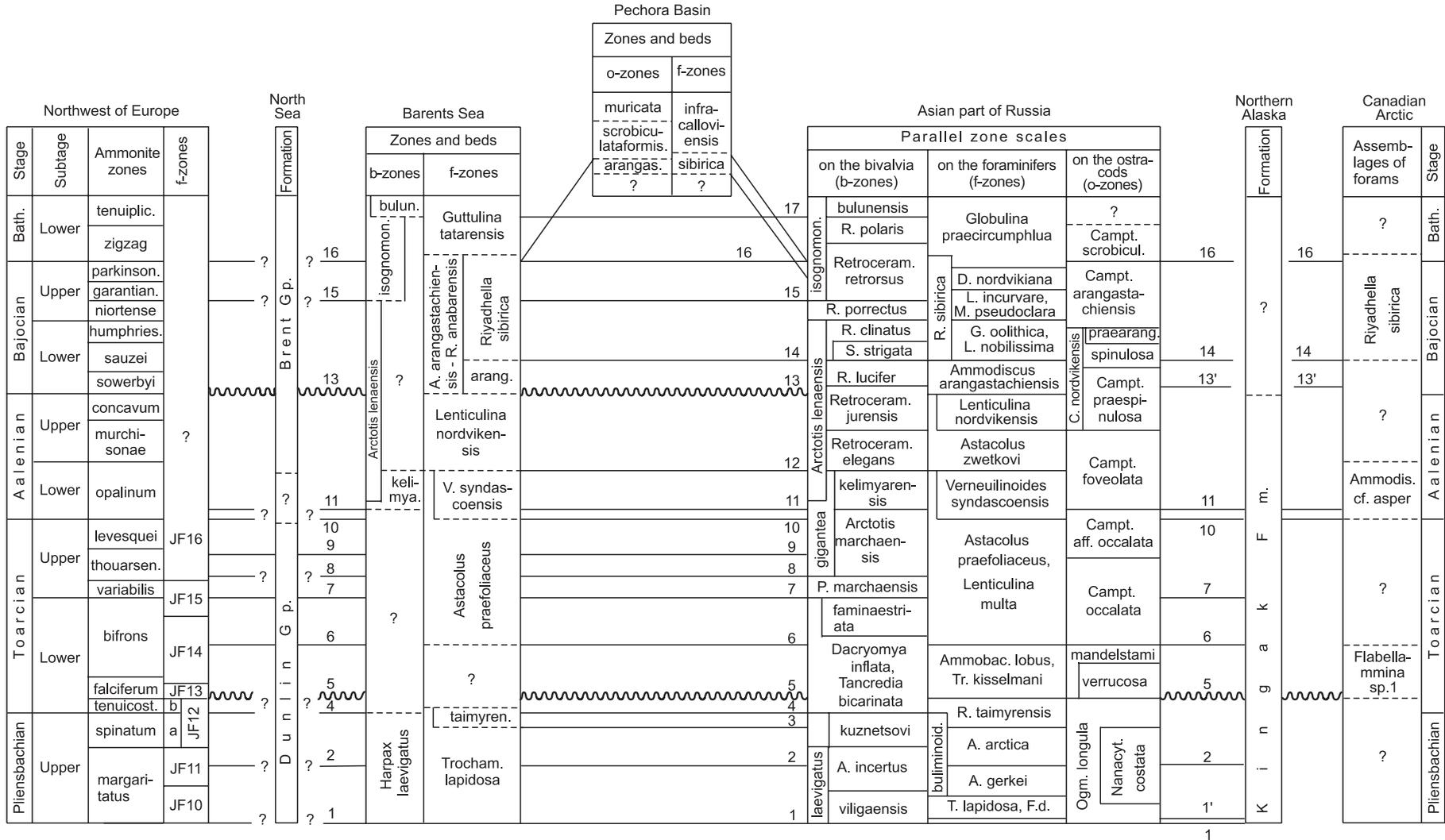
The position of boundaries and the range of strata in regional charts relative to the scale of general (global) stratigraphical units have been defined with the use mainly of combination of parallel zonal scales and the lattice of datum levels, which record global and circumboreal reconstructions of biota (first of all based on data on ammonites, bivalves, foraminifers, spore and pollen). Mode of occurrence of the strata in general stratigraphical sequence, information about

Fig. 1. The circumboreal inter-regional correlation of Lower and Middle Jurassic by benthos.

The regional scheme of separate regions are indicated from the literature data with modifications and additions of the authors: Arctic Canada (Wall, 1983 etc.), Northern Alaska (Tappan, 1955 etc.), Pechora basin (Чирва, Яковлева, 1982; Лев, Кравец, 1982), Barents Sea (Басов и др., 1989 etc.), North Sea (Nagy, Johansen, 1991 etc.), Northwest of Europe (Riegraf, 1985; Copestake, 1989 etc.).

At explanation (see below) of datum levels: w – datum levels is traced on west, e – datum levels is traced on east, without identification the datum levels are traced both parties.

1 – Bivalves: *Harpax laevigatus*, *Myophoria lingonensis*, *Schafhaeutlia* etc.; foraminifers: *Trochammina lapidosa* (w), *Ammodiscus siliceus*, *Glomospira* ex gr. *gordialis* etc.; ostracods: *Ogmoconcha* spp.; 1' – Bivalve: *Schafhaeutlia*, *Velata viligaensis* (w) etc.; foraminifers: *Ichthyolaria* spp., *Marginulina spinata interrupta*, *Dentalina terquemi*, *Nodosaria* spp. etc.; 2 – Bivalves: *Kalentera* (e), *Anradulonectites* (e) etc.; foraminifers: *Saracenaria sublaevis* (w), *Involutina liassica* (w), *Ichthyolaria terquemi* (w), *Grigelis apheiloocula*, *Pyrulinoidea anabarensis* (e), *Ammobaculites barrowensis* (e) etc.; 3 – foraminifers: *Recurvoides taimyrensis* (w) etc.; 4 – foraminifers: *Reinholdella pachyderma* (w), *Thurammina subfavosa* (w) etc.; 5 – The Early Toarcian all-Boreal crisis of the biota (crisis of the first type); Bivalve: *Dacryomya inflata*; foraminifers: *Trochammina kisselmani*, *Ammobaculites lobus*, *Bulbobaculites strigosus*, *Ammoglobigerina canningensis*, *Globulina sibirica*, *Triplasia kingakensis* (e), *Palmula deslongchampsii* (w), *Cyclogyra* sp. (w) etc.; ostracods: *Trachycythere verrucosa* (w), *Kinkelinella sermoisensis* (w) etc.; 6 – Bivalve: *Pseudomytiloides* ex gr. *mytileformis* (w); foraminifers: *Lenticulina multa* (w), *Astacolus praefoliaceus* (w), *Nodosaria pulhra* (w), *Palmula* ex gr. *tenuistriata* (w) etc.; ostracoda: *Camptocythere occalata*; 7 – Bivalve: *Pseudomytiloides* ex gr. *marchaensis* (w); foraminifers: *Lenticulina d'Orbigny*, *Reinholdella dreheri* (w) etc.; 8 – Bivalve: *Luciniola* (w); 9 – foraminifera: the first appearances of *Verneuilinoides syndascoensis* (w); 10 – foraminifera: epibole of *Verneuilinoides syndascoensis*; ostracoda: *Camptocythere foveolata* (w); 11 – Bivalves: *Mclearnia kelimyarensis*; *Sowerbya* (w), *Arctotis* ex gr. *lenaensis* (e), *Oxytoma jacksoni*; 12 – foraminifers: *Lenticulina nordvikensis* (w), *Citharina clathrata* (w); ostracoda: *Orthonotacythere* spp. (w); 13 – “*Ammodiscus facies*” (crisis of the second type); 13' – Bivalve: *Retroceramus lucifer* (e); 14 – Bivalve: *Solemya* (e); foraminifers: *Riyadhella sibirica*, *Recurvoides anabarensis*, *Lenticulina incurvare* (w), *Globulina oolithica* (w), *Marginulinopsis pseudoclara* (w); 15 – Bivalves: *Isognomon isognomonoides* (w), *Musculus* ex gr. *czekanovskii* (w); ostracoda: *Camptocythere arangastachiensis* (w); 16 – Bivalve: *Meleagrinea* ex gr. *ovalis* (w); foraminifers: *Lenticulina galeatha*, *Pseudonodosaria sowerby* (w), *Guttulina tatarensis* (w), *Cyclogyra* sp. (w); ostracoda: *Camptocythere scrobiculataformis* (w); 17 – Bivalve: *Retroceramus bulunensis*.



macrocyclicality and sequence stratigraphy were taken into account.

The main working biostratons were the beds with particular group of fossils and zones based on a group of fossils (phylozones, teilzones, epiboles, complex zones etc.), which were recognized in a variety of ways. The whole diversity of zones are considered not only as the steps to the zone (=chronozone) justification as a part of the stage, but also as combination of scales in manipulation, that was used just in biostratigraphic subdivision, in recognizing datum horizons (datum points), in subdivision from the logging, in cyclo- and seismostratigraphical analysis, in intra- and interregional correlation of Siberian Jurassic both in natural exposures and by drill core.

As datum levels are also used crucial turnovers, which record the start of drastic reconstructions in benthonic communities and are well traceable throughout boreal basin. Some of them are related to the eustasy (crisis of the 1st type), the other (crisis of the 2d type) are associated with local tectonic reasons but within the crucial (more often near boundary) zone of paleobasin. In remote interregional correlations benthos-based zonal scales may be treated as "bioevent"-scales, where datum intervals are characterized by unique succession of results of combinations of different nature biologic events (phylogenetic, chorologic and ecosystem). It is the recorded succession of events (independent of each other) of different nature that has apparently the most probability to be isochronous in recognizing within different regions.

The combination of all the scales provides very detailed succession in replacement of the assemblages of different groups and their combinations, which define the extent of cointervals (as we have called them). With the use of intervals of biostraton overlaps of parallel autonomous scales we were able to compare in detail the sections in natural exposures and from drilling core, to locate the intervals laterally pinching out, to define the volume of omitted beds with relative precision and so on.

The total sum of features which permits one to establish the basic characters of conditions of their formation for to recognized consanguineous geological bodies as lithostratons, is arbitrarily divided into the following groups: A — structure and geological

features, B — lithological features, C — physico-chemical features, D — paleontological features, E — geophysical features. The techniques of complex use of data on ecostratigraphy, standard biostratigraphy, cyclostratigraphy and lithostratigraphy are shown. The data are presented on the procedures used and partially improved by the authors of different methods of investigation: lithofacial, facial-genetic, geochemical, cyclostratigraphical and the analysis of seismostratigraphical materials etc. and their combination with biostratigraphical data for to solve the tasks of stratigraphy.

CHAPTER 4. REGIONAL STRATIGRAPHICAL UNITS

This is the largest Part in the monograph. It includes the analysis of current state of the problem, critical discussion of last still used stratigraphical charts formally adopted by Interdepartmental Stratigraphical Commission and their alternative versions suggested in many publications.

The possibility and expediency of subdivision the Jurassic into regional horizons are discussed. There are given the data (refined with account of latest paleontological evidence) on the range of Jurassic horizons in Siberia and stratigraphical position of their boundaries. Discussed here is also the relationship between the suggested version of the position of horizon boundaries and of such in the charts of different authors. The boundaries of the horizons defined previously for example for the West Siberian Jurassic coincided generally with those of stages and substages but now it is well established that these boundaries are incoincident that is more logical in our opinion.

The description is given to zonal scales developed on the basis of different groups of fauna and flora: ammonites, belemnites, bivalves, ostracodes, foraminifers, spore and pollen, dyncocysts, macroremains of flora. The Part includes the data (stratotype, boundaries position, geographical range and etc.) on parallel zonal scales (ammonites, belemnites, bivalves, ostracodes, foraminifers, spore and pollen, dyncocysts) and information on flora characterization of Jurassic regional horizons in Siberia. Certain biostratons are shown to be

traceable in Siberia both in natural exposures and from drill core. Sufficiently good basis was thus provided for detailed complex biostratigraphical correlation of local stratigraphical units, recognized both in West Siberia and in Central Siberia (Figs. 2(28), 3(29)).

The Part discusses the features and degree of application of developed parallel scales to different regions of Siberia, the relation of volumes and position of straton boundaries of different scales between each other and of such of Jurassic standard. In principle, all Lower Jurassic stages though with different extent of substantiation have been recognized in both East and West Siberia, although the reliability of recognition the Hettangian and Sinemurian within the latter region is still in doubt.

With complex method it is clear that change in age of succession of bivalve-based (b-zone), foraminifer-based (f-zone) zones and palynozones within the marine Jurassic sequence of Siberia, succeeding the revision of age of ammonite zones, involves also the displacement of all the boundaries of local stratigraphical units throughout Siberia, inasmuch the correlation, matter amount and relative position of stratons according to parastratigraphical groups remain unchanged. This circumstance should be taken into account when studying new drill cores, in dating the formations in West Siberia based on cores from new wells and wells known previously. The use of earlier datings for microfauna assemblages, spore and pollen, separate findings of bivalves and old conclusions made on this basis about enclosing rocks lead to great confusion in the correlation charts for certain regions (even with application of published stratigraphical charts), and subsequently to incorrect suggestions made in

all geological, predicting and prospecting constructions.

Drastic reconstruction made in the part for regional stratigraphical units in the charts resulted in the essential transformation in their correlation part.

CHAPTER 5. FACIAL ZONATION

This Part deals with the current state of the problem and presents critical consideration of diverse versions of zonation in East and West Siberia. The principles used as the basis for these charts are discussed, unsolved problems are noted. Presented are Siberian unified charts for facial zonation of Lower–Middle Jurassic and Callovian–Upper Jurassic developed on the basis of unique method.

Essential difference in conditions of Early–Middle Jurassic and Late Jurassic stages in sedimentogenesis of Siberian paleobasins was associated with gradual change in direction of the major transgressions, with significant change of climate and relatively drastic displacement of the center of marine sedimentation from east westward with virtually mirror paleolandscapes for the start and end of the Jurassic.

The turnover in long-term trends of sedimentogenesis development predominating during two epochs falls approximately on the early Callovian. This is the circumstance that predetermined essential differences in structure and facial zonation of Lower–Middle Jurassic and Callovian–Upper Jurassic rocks in Siberia and which is applied to the construction of regional stratigraphical charts for Jurassic. The construction of correlation part in the stratigraphical chart depends greatly on the basic zonation of the region under discussion.

Fig. 2. The regional stratigraphical scheme for the Lower and Middle Jurassic (without Callovian) of Siberia.

Dark coloured are clay-rich horizons. P₂...P₁₀ spore and pollen assemblages of palynozones 2-3...10.

UN₂₋₄ ... UN₁₁, UYa₂₋₄ ... UYa₁₂, UE₂₋₄ ... UE₁₃₋₁₄, UG₂₋₄ ... UG₂₀₋₂₃, UV₂₋₄ ... UV₁₁₋₁₂, UK₂₋₄ ... UK₁₁, US₂₋₄ ... US₁₁₋₁₃, UT₂₋₄ ... UT₁₃₋₁₈, U₂₋₄ ... U₁₇ – Indexes of sand productive beds. C₂₋₅ ... C₁₄ – Indexes of coal beds.

* Полное наименование см. в гл. 4.

Fig. 3. The regional stratigraphical scheme for the Callovian and Upper Jurassic of Siberia.

Dark coloured are clay-rich horizons.

U₂⁰, U₁, U₁⁴, U₁³, U₁², U₁¹, U₁⁰, U₁⁰, U_M, P, P₁, P₂, P₃, Yan₁ ... Yan₆, SG₁ ... SG₈ – Indexes of sand productive beds.

Standard scale			Regional stratigraphical subdivisions of Western Siberia				Horizon				
Series	Stage	Substage	Biostratigraphical zones, subzones and beds								
			on bivalve	on foraminifera	on ostracoda	on spore and pollen					
Middle Jurassic	Bathonian	Upper	Præbuchia	Trocham. rostovzevi	Campt. micra	10	Vasyugan				
		Middle	Arctica humiliculinata Malleitia valga	Globulina praecircumphlua	?	Cyathidites spp., Sciadopityspollenites macroverrucosus, Lophotriletes torosus, Gleicheniidites, Classopollis	Malyshevka				
		Lower						R. ex gr. retrorsus, Arctotis sublaevis	F13		
	Bajocian	Upper	B12	gr. porrectus, sublaevis	F12	L. incurvare, R. anabarensis		O5	Camptocythere arangastachi- ensis	9	Leont'evskiy
		Lower	Arctica humiliculinata	M. decussata, T. oviformis	B10	Globulina oolithica	F11	Camptocyt. spinulosa	O4		
	Aalenian	Upper		Arctotis lenaensis, Arctica humiliculinata	Arctotis ex gr. lenaensis, Unionidae	B9	Trochammina praesquamata	Ammodiscus arangastachiensis	F10	Camptocythere nordvikensis	O3
		Lower	R. ex gr.elegans, A. lenaensis		B8	Astacolus zwetkovi, Lenticulina nordvikensis		F9			
	Lower Jurassic	Toarcian	Upper	Arctotis marchaensis	Ammodiscus glumaceus	?	Piceapollenites variabilis- formis, Cyathidites minor, Os- mundacidites spp., Dipterida- ceae, Marattisporites scab- ratus	7	7b	Nadoyakh	
			Lower					Dacryomya inflata, Tancredia bicarinata			B3
		Pliensbachian	Upper	Harpax laevigatus, Anradulonecites	Tancredia kuznetsovi	B2	R. taimyrensis, K. barrowensis	F4	?	5	5a
Lower			Trochammina lapidosa		F3	Ogmoconcha longula	4	Stereispori- tes spp., Uvaes- porites argenta- eformis and oth.*	5a	Levinskiy	
Sinemurian		Hettangian	?	Ammodiscus siliceus	F2	O1	2-3	Disaccites, Cycadopsites medius, C. spp., Dipterella oblati- noides, Paleoco- niferus asacca- tus	?	Zimnyay	
				T. inusitata	F1						
				?							

Fig. 2 (begin).

Western Siberia				
Correlation of local stratigraphical units				
Yamal-Gydan' facial area			Ob-Taz facial area	
Yamal	Gydan'	Ust'-Yenisey	Nadym	Urengoy
Danilovskoe, Abalak, Tochino, Vasyugan, Gol'chiha Formations				
Malyshevka Formation Sandstones, siltstones, mudstones and packets of fliish interbedding, inclusions of anthraconites. Fossils: <i>Cranocephaltes</i> sp., <i>Retroceramus</i> gr. <i>retrorsus</i> , <i>Arctotis sublaevis</i> , <i>Malletia valga</i> , <i>Meleagrinnella ovalis</i> , <i>Globulina praecircumphlua</i> , <i>Recurvoides anabarensis</i> , <i>Trochammina</i> aff. <i>praesquamata</i> , <i>Camptocythere arangastachiensis</i> , P-9, 10 200–300 m UN ₂₋₄ , UYa ₂₋₄ , UE ₂₋₄			Tyumen' Formation	Upper Subformation (Nadym) Interbedding dark grey clays, clayey sandstones, siltstones with brownish by tint, noted are bioturbated interbeds, pyrite. Fossils: <i>Guttulina</i> cf. <i>tatarensis</i> , <i>Globulina</i> gr. <i>praecircumphlua</i> , <i>Marginulinopsis</i> gr. <i>praecomptulaformis</i> , <i>Recurvoides anabarensis</i> Seismohorizon T _{U4} (T ₁) confined to lower part of Subfm, P-9, 10 90–230 m UG ₂₋₄ , UV ₂₋₄
Leont'evskiy Formation Clays and argillites with anthraconite. Fossils: <i>Retroceramus</i> gr. <i>porrectus</i> , <i>Arctotis lenaensis</i> , <i>Meleagrinnella decussata</i> , <i>Ammodiscus arangastachiensis</i> , <i>Globulina oolitica</i> , <i>Recurvoides anabarensis</i> , <i>Trochammina praesquamata</i> , <i>Camptocythere</i> spp., P-9 75–475 m UN ₅₋₆ , UE ₅				Middle Subformation (Sandibinskaya) Irregular alternation of dark grey clays with clay sandstones and siltstones. Fossils: <i>A. gr. lenaensis</i> , <i>A. cf. humiliculinata</i> <i>Retroceramus</i> ? sp. ind., <i>V. koczevnikovi</i> , <i>G. oolithica</i> , <i>S. gr. compacta</i> , <i>Trochammina</i> sp. ind., P-9 90–160 m UG ₅₋₆ , UV ₅₋₆
Vymskoe Formation Sandstones and mudstones. Fossils: <i>Arctica humiliculinata</i> , <i>A. lenaensis</i> , <i>Ammodiscus arangastachiensis</i> , <i>Camptocythere</i> spp., P-8, 9 70–250 m UN ₇₋₉ , UYa ₇₋₉ , UE ₆₋₉				Lower Subf. (Tol'ka). Interbedding of sandstones with siltstones. Vegetative detritus is characteristic. Fossils: Unionidae, " <i>Pronoella</i> ?", <i>Arctica</i> sp. ind., <i>T. gr. praesquamata</i> , P-8, 9 100–200 m Seismohorizon T _{bg} (T ₂) confined to upper part of Subfm UG ₇₋₉ , UV ₇₋₉
Laida Formation Mudstones with rare by pebble, interbeds of siltstones. Fossils: <i>Retroceramus</i> ex gr. <i>elegans</i> , <i>V. syndascoensis</i> , P-8 45–100 m			Novogodnyay Formation	Upper Subformation (Radom) Dark grey clays consolidated, sometimes bituminous with interbeds of sandstones and siltstones. Fossils: <i>Retroceramus</i> gr. <i>priscus</i> , <i>Dacryomya</i> sp. ind., <i>Sowerbya</i> sp. ind., <i>A. cf. humiliculinata</i> , <i>V. cf. syndascoensis</i> , <i>A. glumaceus</i> , <i>S. gr. inanis</i> , <i>R. gr. metensis</i> , <i>Kutsevello?</i> sp. ind., P-8 Seismohorizon T _{rg} (T ₃) 20–140 m UG ₁₀
Nadoyakh Formation Sandstones, siltstones and mudstones with interbeds of coaly rock. Fossils: <i>Dacryomya inflata</i> , <i>D. gigantea</i> , <i>Tancredia bicarinata</i> , <i>Arctotis marchaensis</i> , <i>Ammodiscus glumaceus</i> , <i>Globulina sibirica</i> , P-7 185–300 m UN ₁₀ , UYa ₁₀ , UE ₁₀₋₁₂				Lower Subformation Grey, greenish-grey sandstones alternating with siltstones and consolidated clays, sometimes bioturbated, gritstones occur near nose of basement. Vegetative detritus, rhizoids, pyrite, siderite are characteristic. Fossils: <i>Ammodiscus</i> gr. <i>glumaceus</i> , <i>Saccamina</i> cf. <i>inanis</i> (in lower part of subfm.), P-7 up to 130 m UG ₁₀₋₁₂ , UV ₁₀
Kiterbyut Formation Dark gray, black fine clays and mudstones. Fossils: <i>D. inflata</i> , <i>T. bicarinata</i> , <i>A. lobus</i> , <i>S. inanis</i> , <i>Recurvoides</i> sp., P-6 40–60 m			Yagel'noe Formation	Togur Formation. Dark grey clays, sometimes subbituminous. Fossils: <i>D. cf. inflata</i> , <i>P. gr. mytiliformis</i> , <i>M. cf. striatula</i> , <i>T. bicarinata</i> , <i>T. gr. kisselmani</i> , <i>A. glumaceus</i> <i>Recurvoides</i> sp. and oth., P-6 Seismohorizon T _{ig} (T ₄) 40–50 m
Sharapovo Formation Sandstones and siltstones. Fossils: <i>Tancredia kuznetsovi</i> , <i>Harpax laevigatus</i> , <i>T. lapidosa</i> , P-4, 5 100–200 m UN ₁₁ , UYa ₁₁ , UE ₁₃₋₁₄				Chernichnoe Formation. Alternation of sandstones, siltstones and grey clays with vegetative detritus. Fossils: <i>T. gr. kuznetsovi</i> , <i>T. gr. lapidosa</i> , P-4, 5a UG _{13-17?} , UV ₁₁₋₁₂ up to 270 m
Levinskiy Formation Clays with pebble. Fossils: <i>Harpax laevigatus</i> , <i>T. lapidosa</i> , <i>T. inusitata</i> , <i>A. siliceus</i> , P-4 10–80 m UYa ₁₂				Yagel'noe Formation. Dark grey clays and mudstones. Fossils: <i>K. gr. brodnaensis</i> , <i>D. gr. nordvikensis</i> , <i>Tancredia</i> sp. ind., <i>T. gr. lapidosa</i> , <i>A. cf. siliceus</i> , <i>A. gr. alaskaensis</i> and oth., P-4 Seismohorizon T _{jag} (T ₅) UG _{18-19?} up to 150 m
Zimnyay Formation Sandstones and siltstones. Fossils: <i>Ogmoconcha longula</i> , <i>Ammodiscus siliceus</i> , <i>Trochammina inusitata</i> , P-2-3 600 m				Beregovoe Formation Coarse sandstones, gritstones, conglomerates, with rare interbeds of grey clays. Vegetative detritus and remains of megafloa are noted, P-2-3 up to 270 m UG _{20-23?}

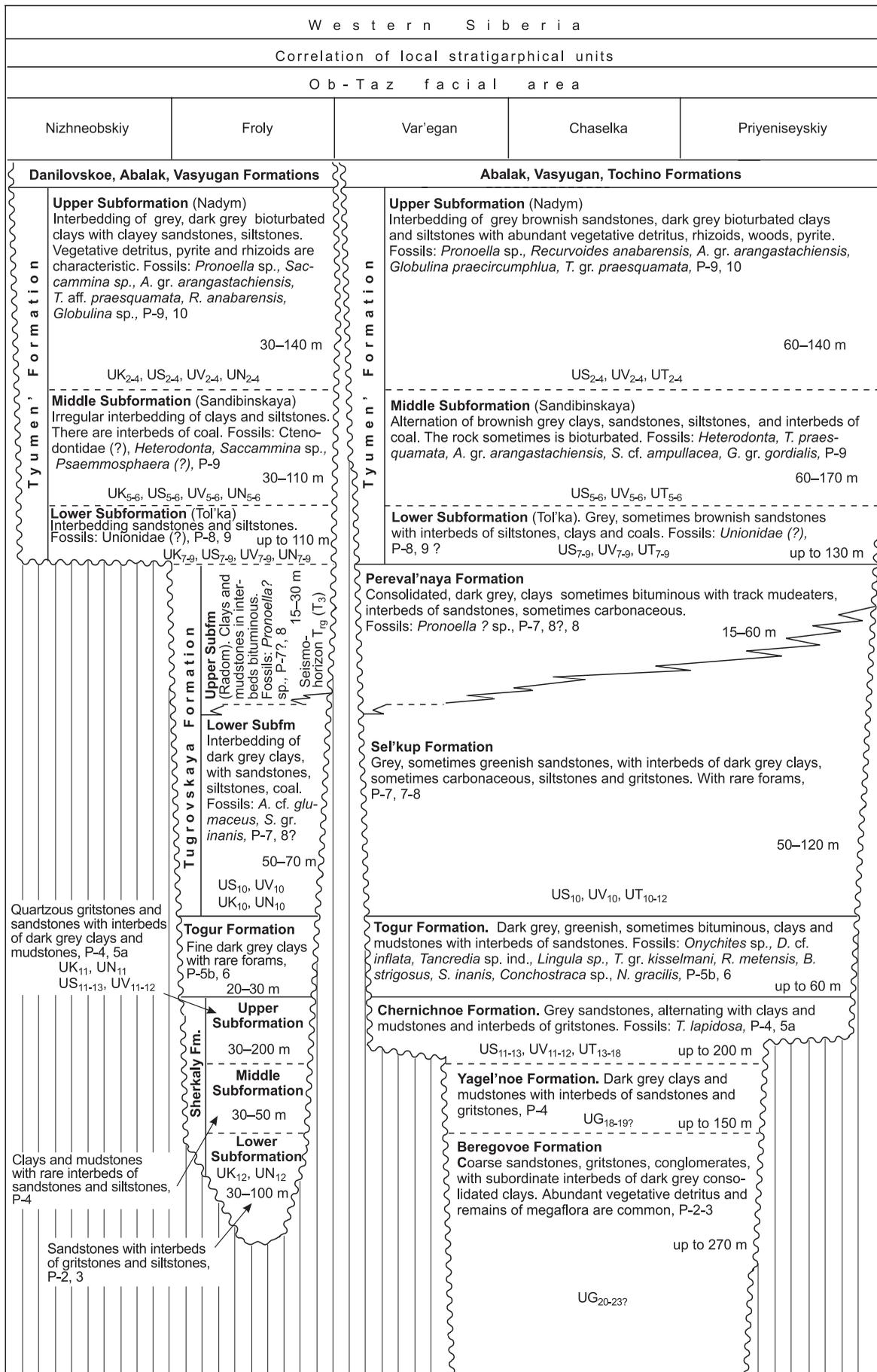


Fig. 2 (continue).

Western Siberia					
Correlation of the local stratigraphical units					
Ob-Taz facial area		Ob-Irtysh facial area			
Nyurof'ka	Tym	Priuralskiy	Shaim	Uvat-Megion	
Vasyugan, Naunak Formations		Mauryn'ya, Danilovskoe, Abalak Fm.		Danilovskoe, Abalak, Vasyugan	
Tyumen' Formation	Upper Subformation (Nadym) Grey silty clays, alternating with clayey sandstones and siltstones, and in depressions with interbeds of coal. Fossils: <i>Nuculina</i> gr. <i>acuminata</i> , <i>Malletia</i> cf. <i>valga</i> , <i>Saccamina</i> sp., <i>Recurvoides anabarensis</i> , <i>Geinitzinita</i> gr. <i>crassata</i> , <i>Guttulina</i> gr. <i>tatarensis</i> , <i>Marginulinopsis</i> sp. and remains of megaflora, P-9, 10 60–120 m UV ₂₋₄ , (U ₂₋₆) (C ₂₋₅)	Tolya Formation Clays and siltstones with coal beds, at bottom sandstones and gritstones, P-9, 10	Tyumen' Formation. Alternating clays, siltstones, sandstones, gritstones with coal beds, P-8-10 up to 180 m	Upper Subformation Interbedding of clays and sandstones. Vegetative detritus, root systems, rare Bivalves are common, P-10 70–160 m UK ₂₋₄ , US ₂₋₄ , UN ₂₋₄	
	Middle Subformation (Sandibinskaya) At top grey sandstones with interbeds of siltstones and carbonaceous clays, at bottom – alternating clays, siltstones and sandstones. Throughout the section occur 4–8 coal beds, P-9 up to 150 m UV ₅₋₆ , (U ₇₋₁₀) (C ₆₋₉)			Upper Subformation Grey sandstones with interbeds of brownish grey clays Fossils: <i>R. anabarensis</i> , P-9, 10 UK ₂₋₄ , US ₂₋₄ 30–80 m	Middle Subfm At top sandstones poorly sorted, at bottom – clay with rare Forams and Bivalves, P-9 50–120 m UK ₅₋₆ , US ₅₋₆ , UN ₅₋₆
	Lower Subformation (Tol'ka) At top interbedding of clays and siltstones, at bottom – sandstones, coal beds, P-8, 9 UV ₇₋₉ , (U ₁₁₋₁₄) (C ₁₀₋₁₃) up to 140 m			Middle Subformation Dark grey, brownish clays, P-9 15–40 m UK ₅₋₆ , US ₅₋₆	Lower Subfm. Alternating sandstones and siltstones, P-8 up to 200 m UK ₇₋₉ , US ₇₋₉ , UN ₇₋₉
Salatskaya Formation	Upper Subformation (Radom) Dark grey, consolidated clays, sometimes bituminous, carbonaceous with interbeds of sandstones and siltstones, P-7, 8?, 8 5–30 m (C ₁₄ at top)	Yany - Man'ya Formation Brown coal beds, clay, siltstones, sandstones, gritstones and conglomerates, P-2-8	Tyumen' Formation. Alternating clays, siltstones, sandstones, gritstones with coal beds, P-8-10 up to 180 m	Peshkovskaya Formation Quartzous sandstones, gritstones with interbeds of dark grey clays and argillites, P-7, 8 40–150 m UK ₁₀ , UN ₁₀	
	Lower Subformation Interbedding of carbonaceous siltstones, with grey sandstones from coarse to clay with remains of flora, P-7, 8 35–110 m UV ₁₀ , (U ₁₅)			Sandstones with interbeds of dark grey clays and coals, P-8, 9 up to 120 m UK ₇₋₉ , US ₇₋₉	Togur Formation Dark grey fine clays, P-5b, 6 5–30 m
Urmanskaya Formation	Togur Formation. Dark grey, greenish mudstones with interbeds of siltstones. Fos.: ? <i>Pronoella</i> sp. ind., <i>Trochammina</i> sp., <i>Cyclogyra</i> sp., <i>Ammodiscus glumaceus</i> , P-5b, 6 10–40 m	Yany - Man'ya Formation Brown coal beds, clay, siltstones, sandstones, gritstones and conglomerates, P-2-8	Tyumen' Formation. Alternating clays, siltstones, sandstones, gritstones with coal beds, P-8-10 up to 180 m	Sherkaly Formation. Upper Subformation Quartzous gritstones and sandstones with interbeds of mudstones and clays, P-4, 5a 30–200 m UK ₁₁ , UN ₁₁	
	Upper Subfm. Grey sandstones with interbeds of siltstones with rare phyllopods, P-4, 5a U ₁₆ 10–40 m			Lower Subformation Inequigranular polymictic sandstones, siltstones with interbeds of mudstones; gritstones near nose of basement, P-2-3 10–100 m U ₁₇	
	Middle Subformation Dark grey mudstones with interbeds of siltstones, sandstones and coals, P-2, 3?, 4 5–100 m				

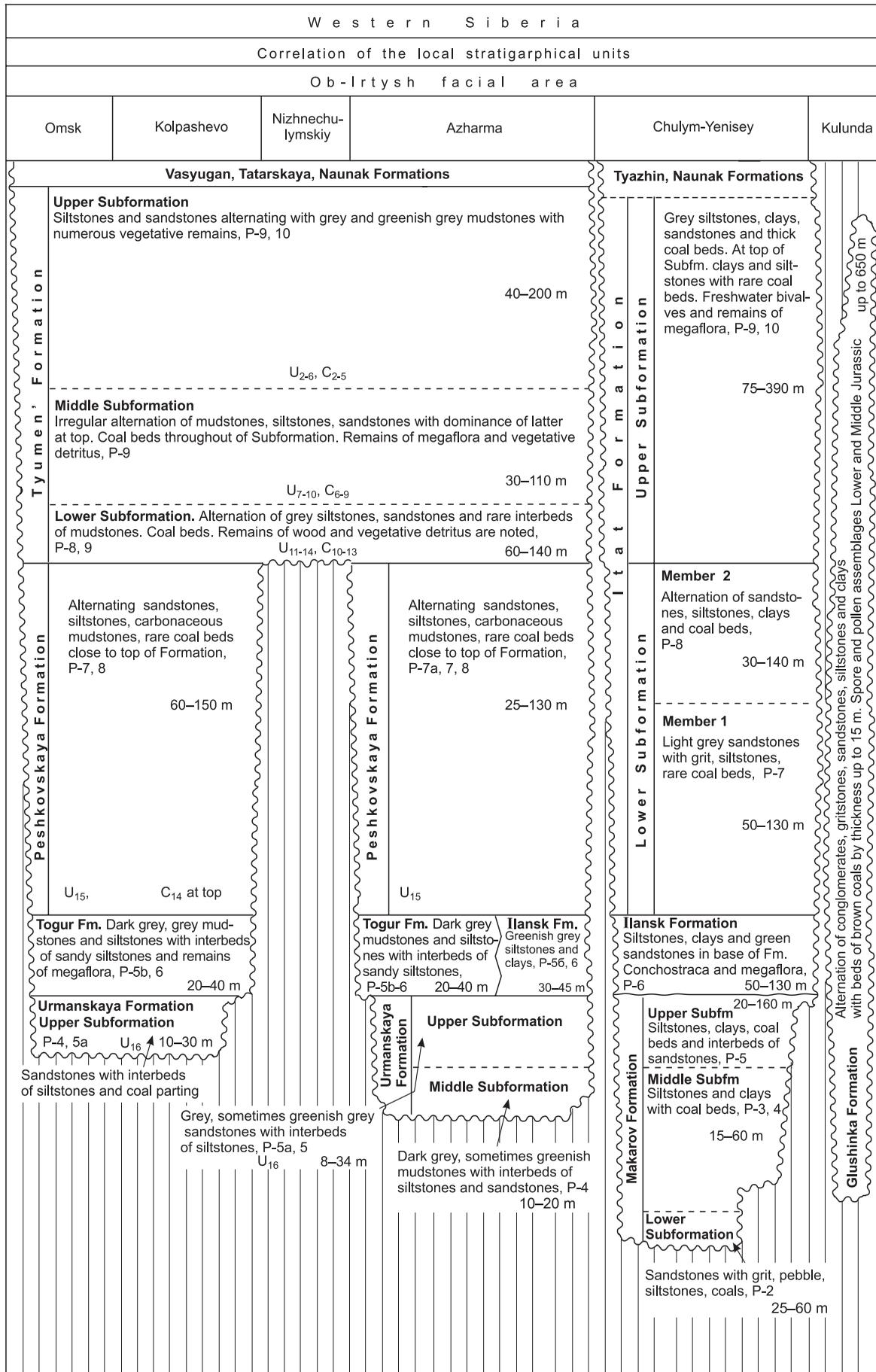


Fig. 2 (continue).

E a s t e r n S i b e r i a			
Correlation of the local stratigraphical units			
L e n a - V i l y u y f a c i a l a r e a			Lena-Yenisey facial area
Botuoba	Vilyuy	Aldan	Zhigansk
Nizhnevilyuyskaya Formation			Dzhaskoy Formation In lower and upper part of Fm. sandstones. In middle part of Fm. alternating siltstones, mudstones, coals. Fossils: <i>Recurvoides anabarensis</i> 300–400 m
	Yakutsk Formation Sandstones and siltstones with interbeds of mudstones. Fossils: <i>Arctotis lenaensis</i> , <i>Arctica humiliculmunata</i> , <i>Mclearnia kelimyarensis</i> , <i>Retroceramus lucifer</i> , <i>R. nudus</i> , <i>R. cf. jurensis</i> , <i>Isognomon</i> sp., <i>Lenticulina nordvikensis</i> , <i>Verneullinoides syndascoensis</i> , <i>Ammodiscus arangastachiensis</i> , <i>Recurvoides anabarensis</i> , <i>Riyadhella sibirica</i> , <i>Marginalina septentrionalis</i> , <i>Camptocythere (C.) nordvikensis</i> , <i>C. (A.) praespinulosa</i> , P-8-10 240 m	Sugdzu Formation Sandstones and siltstones with interbeds of mudstones. Fossils: <i>Retroceramus porrectus</i> , <i>R. ex gr. retrorsus</i> , <i>R. lucifer</i> , <i>R. sp.</i> , <i>Arctotis lenaensis</i> , <i>Propeamussium olenekense</i> , <i>Dacryomya jacutica</i> , <i>Ammodiscus arangastachiensis</i> , <i>Trochammina praesquamata</i> , <i>Recurvoides anabarensis</i> , <i>Glomospira ex gr. gordialis</i> 200–280 m	Horongho Formation Sandstones sometimes calcareous. Fossils: <i>Cranocephalites</i> spp., <i>O. cf. jugatus</i> , <i>R. retrorsus</i> , <i>A. lenaensis</i> , <i>R. sibirica</i> , <i>R. anabarensis</i> , <i>G. praecircumphlua</i> , <i>C. arangastachiensis</i> , <i>C. scrobiculataformis</i> 280 m
			Kystatym Formation. In lower part of Fm. cycle interbedding of siltstones, mudstones, sandstones. At top of Fm. mudstones. Fossils: <i>P. maclintocki</i> , <i>P. (T.) whiteavesi</i> , <i>P. (T.) fastigatum</i> , <i>Boreiocephalites</i> sp., <i>L. psilodiscus</i> , <i>R. elegans</i> , <i>R. jurensis</i> , <i>R. porrectus</i> , <i>R. clinatus</i> , <i>R. lucifer</i> , <i>M. kelimyarensis</i> , <i>A. marchaensis</i> , <i>L. nordvikensis</i> , <i>V. syndascoensis</i> , <i>L. incurvare</i> , <i>G. ooliticica</i> , <i>C. gr. foveolata</i> , <i>C. nordvikensis</i> , <i>C. praespinulosa</i> , <i>C. spinulosa</i> , <i>C. arangastachiensis</i> , <i>A. arangastachiensis</i> 160 m
Chona Fm. Sands, P-7, 8 20 m	Suntary Formation Clays and mudstones (at the base fine and bituminous clays), in upper part sandy clays with interbeds of siltstones. Fossils: <i>Eleganticeras elegantulum</i> , <i>Harpoceras</i> spp., <i>Dactyloceras</i> spp., <i>Grammoceras</i> sp., <i>Zugodactylites monestieri</i> , <i>Pseudoloceras compactile</i> , <i>P. falcodiscus</i> , <i>P. beyrichi</i> , <i>Arctotis marchaeensis</i> , <i>Mclearnia kelimyarensis</i> , <i>Oxytoma jacksoni</i> , <i>Propeamussium olenekense</i> , <i>Pseudomytiloides marchaeensis</i> , <i>Meleagrinnella faminaestriata</i> , <i>Dacryomya inflata</i> , <i>Tancredia bicarinata</i> , <i>Verneullinoides syndascoensis</i> , <i>Lenticulina multa</i> , <i>Astaculus praefoliaceus</i> , <i>Ammodiscus glumaceus</i> , <i>Trochammina kisselmani</i> , <i>Ammobaculites lobus</i> , <i>Bulbobaculites strigosus</i> , <i>Globulina sibirica</i> , <i>Camptocythere occalata</i> , <i>C. mandelstami</i> , <i>C. aff. occalata</i> , <i>Nannoceratopsis deflandrei</i> subsp. <i>anabarensis</i> , <i>N. deflandrei</i> subsp. <i>deflandrei</i> , <i>N. deflandrei</i> subsp. <i>senex</i> , <i>N. gracilis</i> , <i>Phallocysta eumekes</i> , <i>P. elongata</i> , <i>Susadinium scrofoides</i> , <i>Mancodinium</i> , <i>Valvaedonium aquilonium</i> and oth., P-5b-7b, 8. 60 m		
?			
Vakunayka Formation Upper Subformation Mudstones and siltstones. Fossils: <i>Dacryomya inflata</i> , <i>Tancredia stubendorffi</i> , <i>Astaculus praefoliaceus</i> , <i>Camptocythere mandelstami</i> , P-6, 7 20–50 m	Lower Subfm. Siltstones and sandstones with pebble. Fossils: <i>A. tiungensis</i> , <i>P. pseudovulgata</i> , P-4, 5 and oth., P-4, 5 30 m	Tyung Fm. Clays and silts. Fossils: <i>Amaltheus</i> sp., <i>T. kuznetsovi</i> , <i>V. viligaensis</i> , <i>T. lapidosa</i> and oth. 40 m	Krasnoaldansk Formation Siltstones and sandstones with interbeds of mudstones. Fossils: <i>Amaltheus</i> sp., <i>Meleagrinnella tiungensis</i> , <i>Harpax terquemii</i> , <i>Tancredia kuznetsovi</i> 90 m
Oruktakh Fm. Sandstones and siltstones with intercalation pebble-beds, P-2, 3 20–120 m	Ukugut Fm. Sandstones with interbeds of siltstones and mudstones and conglomerats in base of Fm. Fossils: <i>Unio</i> sp., <i>Utschamiella</i> sp., "Pseudomytiloides" ex gr. <i>rassocheensis</i> , <i>Ammodiscus siliceus</i> , <i>Turritelletella volubilis</i> , P-1?, 2, 3 100 m	Kyzylsyr Formation Lower Subformation Sandstones, siltstones, mudstones. Fossils: <i>Ammodiscus siliceus</i> , <i>Turritelletella volubilis</i> , <i>Pseudonodosaria dea</i> 200 m	Upper Subformation Siltstones, mudstones with pebble. Fossils: <i>Amaltheus</i> spp., <i>M. tiungensis</i> , <i>H. terquemii</i> , <i>T. kuznetsovi</i> , <i>C. bulimimoides</i> , <i>Anmarginulina</i> spp., <i>Ogmoconcha</i> spp. and oth., P-4, 5a 150 m
	Ust-Vilyuyskaya Fm. (Upper part) Alternating sandstones, siltstones, mudstones 200 m	Dolgavskaya Fm. Sandstones with interbeds of siltstones and mudstones. Fossils: <i>Harpax</i> sp., <i>Ammodiscus siliceus</i> , <i>Ammobaculites</i> sp. 270–300 m	Motorchuna Formation Lower Subformation Siltstones and mudstones with rare packets of sandstones. Fossils: <i>Amaltheus</i> sp., <i>V. viligaensis</i> , <i>Harpax</i> spp., <i>T. lapidosa</i> , <i>T. inusitata</i> , <i>A. siliceus</i> , <i>T. volubilis</i> , <i>O. longula</i> and oth., P-2, 3 140 m
		Killyah Formation (Upper part) Sandstones and siltstones with interbeds and packets mudstones and conglomerates. 120 m	

E a s t e r n S i b e r i a					
Correlation of the local stratigraphical units					
L e n a - Y e n i s e y f a c i a l a r e a					
Lena-Anabar	Nordvik	Eastern Taymyr	Khatanga		
<p>Chekurovskiy Fm. Siltstones, sandstones with rare packets of mudstones. Fossils: <i>Arctioceras</i> spp., <i>Paracephalites</i> ? <i>belli</i>, <i>Retroceramus vagt</i>, <i>R. anabarensis</i></p> <p>100 m</p>	Tochino Formation				
	<p>Yuryungtumus Formation</p>	<p>Upper Subformation. Siltstones and fine-grained sandstones with polycrystals of calcite. Fossils: <i>Arctioceras</i> spp., <i>Arctocephalites</i> spp., <i>Retroceramus vagt</i>, <i>R. polaris</i>, <i>R. bulunensis</i>, <i>Arctotis sublaevis</i>, <i>Arctica humiliculminata</i>, <i>Musculus czekanovskii</i>, <i>Globulina praecircumphlua</i>, <i>Guttulina tatarensis</i>, <i>Lenticulina tatarensis</i>, <i>L. galeatha</i>, <i>Camptocythere</i> (<i>C.</i>) <i>scrobiculataformis</i> and oth., P-10.</p> <p>150–180 m</p>	<p>Malyshevka Formation Sandstones, siltstones with packets of argillites. Fossils: <i>M. valga</i>, <i>N. aff. acuminata</i>, <i>M. cf. ovals</i>, <i>T. subtilis</i>, <i>Retroceramus</i> sp., <i>S. compacta</i>, <i>A. arangastachiensis</i>, <i>R. anabarensis</i>, <i>R. sibirica</i>, <i>T. aff. praesquamata</i>, <i>G. tatarensis</i>, <i>G. crassata</i>, <i>D. gr. nordvikiana</i>, <i>P. comaeformis</i>, <i>M. praecomptulaformis</i></p> <p>700 m</p>		
		<p>Lower Subformation. Mudstones with radial crystals of calcite. Fossils: <i>Arctocephalites</i> spp., <i>Oxycerites</i> spp., <i>Cranocephalites</i> spp., <i>Boreiocephalites</i> spp., <i>Retroceramus retrorsus</i>, <i>R. porrectus</i>, <i>R. clinatus</i>, <i>R. lucifer</i>, <i>Arctotis lenaensis</i>, <i>A. sublaevis</i>, <i>Dentalina nordvikiana</i>, <i>Riyadhella sibirica</i>, <i>Recurvoidea anabarensis</i>, <i>Lenticulina incurvare</i>, <i>Globulina oolithica</i>, <i>Lenticulina hatangensis</i>, <i>Camptocythere</i> (<i>A.</i>) spp. and oth., P-9b, 9c</p> <p>80–170 m</p>	<p>Leont'evskiy Fm. Clays and argillites. Fossils: <i>A. humiliculminata</i>, <i>Tancredia</i> sp. juv., <i>Nuculana</i> sp., <i>A. arangastachiensis</i>, <i>S. compacta</i>, <i>A. borealis</i>, <i>R. anabarensis</i>, <i>R. sibirica</i>, <i>G. oolithica</i>, <i>C. spinulosa</i></p> <p>475 m</p>		
	<p>Kelimay Formation. Mudstones, at the base bituminous mudstones (Kuring member) with rare interbeds of sandy rocks. Fossils: <i>Harpoceras</i> spp., <i>Dactyloceras</i> spp., <i>Catacoeloceras</i> sp., <i>Pseudoloceras compactile</i>, <i>P. beyrichi</i>, <i>Arctocephalites</i> spp., <i>Cranocephalites</i> spp., <i>Boreiocephalites</i> spp., <i>Retroceramus retrorsus</i>, <i>R. tongusensis</i>, <i>R. climatus</i>, <i>R. lucifer</i>, <i>R. elegans</i>, <i>Dacryomya inflata</i>, <i>Tancredia bicarinata</i>, <i>Meleagrinnella faminaestriata</i>, <i>Dacryomya gigantea</i>, <i>Oxytoma jaksoni</i>, <i>Pseudomytiloides marchaeensis</i>, <i>Propeamussium olenekense</i>, <i>Mcleania kelimayensis</i>, <i>Arctotis lenaensis</i>, <i>Arctica humiliculminata</i>, <i>Trochammina kisselmani</i>, <i>T. praesquamata</i>, <i>Ammobaculites lobus</i> and oth., P-6-10a</p> <p>280 m</p>	<p>Arangastakh Formation. Siltstones with interbeds of mudstones, grits, pebble and leptochlorite sands. Fossils: <i>Pseudoloceras</i> (<i>T.</i>) spp., <i>R. elegans</i>, <i>R. lucifer</i>, <i>R. jurensis</i>, <i>A. lenaensis</i>, <i>A. humiliculminata</i>, <i>A. arangastachiensis</i>, <i>L. nordvikensis</i>, <i>A. zwetkovi</i>, <i>C. (C.) sp.</i>, <i>C. (A.) praespinulosa</i> and oth., P-8, 9a</p> <p>40–165 m</p>	<p>Vymskoe Fm. Interbedding sandstones, mudstones and siltstones. Fossils: <i>A. humiliculminata</i>, <i>A. arangastachiensis</i>, <i>S. ampullacea</i>, <i>A. lapidosus</i>, <i>T. praesquamata</i>, <i>C. nordvikensis</i>, <i>C. (A.) praespinulosa</i></p> <p>170–250 m</p>		
		<p>Horgo Fm. Interbedding of clay and sandy siltstones with pebble and boulders. Fossils: <i>P. falcodiscus</i>, <i>A. marchaeensis</i> and oth., P-7b</p> <p>10–30 m</p>	<p>Aprelevskiy Formation Interbedding siltstones and mudstones. Fossils: <i>R. cf. elegans</i>, <i>A. zwetkovi</i>, <i>L. d'Orbigny</i>, <i>R. dreheri</i>, <i>V. syndascoensis</i> and oth.</p> <p>60 m</p>	<p>Laida Formation. Mudstones with interbeds of siltstones. Fossils: <i>S. ampullacea</i>, <i>R. syndascoensis</i>, <i>A. glumaceus</i>, <i>A. praefoliaceus</i>, <i>C. gr. occalata</i>, <i>Pyrocytheridae</i> sp. and oth.</p> <p>100 m</p>	
		<p>Eren Formation. Interbedding packets of mudstones and siltstones. Fossils: <i>Dactyloceras commune</i>, <i>Zugodactylites</i> ex gr. <i>brunianus</i>, <i>Pseudoloceras</i> sp., <i>Arctotis marchaeensis</i>, <i>Pseudomytiloides marchaeensis</i>, <i>Meleagrinnella faminaestriata</i>, <i>Tancredia anabarensis</i>, <i>Dacryomya inflata</i>, <i>Modiolus numismalis</i>, <i>Lenticulina</i> sp., <i>Ammodiscus glumaceus</i>, <i>Camptocythere occalata</i> and oth., P-7a, b</p> <p>110 m</p>	<p>Korotkiy Formation Clays and silts. Fossils: <i>Catacoeloceras crassum</i>, <i>Dacryomya inflata</i>, <i>D. gigantea</i>, <i>Tancredia bicarinata</i>, <i>Pseudomytiloides marchaeensis</i>, <i>Astacolus praefoliaceus</i>, <i>Lenticulina multa</i>, <i>Trochammina kisselmani</i> and oth.</p> <p>85–90 m</p>	<p>Nadoyakh Formation Alternation of mudstones and siltstones with interbeds of sandstones. Fossils: <i>S. inanis</i>, <i>A. glumaceus</i>, <i>G. gordialis</i>, <i>N. benovola</i>, <i>L. multa</i>, <i>A. praefoliaceus</i> and oth.</p> <p>300 m</p>	
		<p>Kiterbyut Formation Fine clays and mudstones (in lower part sometimes bituminous clays). Fossils: <i>Elegantoceras</i> (?) sp., <i>Dactyloceras</i> sp. ind., <i>D. inflata</i>, <i>T. bicarinata</i>, <i>S. inanis</i>, <i>A. glumaceus</i>, <i>A. lobus</i>, <i>B. strigosus</i>, <i>T. kingakensis</i>, <i>T. kisselmani</i>, <i>Evolutinella</i> sp., <i>D. kiterbutica</i>, <i>G. sibirica</i>, <i>C. mandestami</i>, P-6</p> <p>24 m</p>	?		
		<p>Kyra Formation. Mudstones and rare siltstones with interbeds of sandstones. Fossils: <i>Amaltheus</i> sp., <i>Psiloceras planorbis</i>, <i>Anradulonectites incertus</i>, <i>Velata viligaensis</i>, <i>Harpax laevigatus</i>, <i>Pseudomytiloides sinuosus</i>, <i>Trochammina lapidosa</i>, <i>T. inusitata</i>, <i>Recurvoidea taimyrensis</i> and oth., P-1-3</p> <p>140 m</p>	<p>Airkat Formation</p> <p>Upper Subformation. Siltstones with interbeds of clays. Fossils: <i>Amaltheus</i> spp., <i>Tancredia kuznetsovi</i>, <i>Meleagrinnella tiungensis</i>, <i>Recurvoidea taimyrensis</i>, <i>Anmarginulina arctica</i> and oth., P-5a</p> <p>60 m</p>	<p>Sharapovo Fm. Alternation of mudstones, siltstones with interbeds of sandstones. Fossils: <i>A. siliceus</i>, <i>A. pulhra</i></p> <p>200 m</p>	
			<p>Lower Subfm. Clays with pebble. Fossils: <i>Harpax laevigatus</i>, <i>Velata viligaensis</i>, <i>Anradulonectites incertus</i>, <i>Trochammina lapidosa</i>, <i>C. buliminoides</i>, <i>F. dubiella</i> and oth., P-4</p> <p>70 m</p>	<p>Levinskiy Fm. Mudstones, clayey siltstones with pebble. Fossils: <i>H. laevigatus</i>, <i>T. gr. lapidosa</i>, <i>A. siliceus</i>, <i>M. ventrosa</i></p> <p>450 m</p>	
		<p>Zimnyay Formation Siltstones, mudstones with interbeds of sandstones, gritstones, conglomerates. Fossils: <i>Amaltheus cf. stokesi</i>, <i>Velata viligaensis</i>, <i>Myophoria lingonensis</i>, <i>Anradulonectites anabarensis</i>, <i>Harpax laevigatus</i>, <i>H. ex gr. spinosus</i>, <i>Otapiria limaeformis</i>, <i>O. inopinata</i>, <i>Meleagrinnella sublifex</i>, <i>Pseudomytiloides sinuosus</i>, <i>Ogmoconcha longula</i>, <i>Ammodiscus siliceus</i>, <i>Glomospira perplexa</i>, <i>Trochammina lapidosa</i>, <i>T. inusitata</i>, <i>Turrilrella volubilis</i>, <i>Gaudryina</i> ex gr. <i>kelleri</i>, <i>Pseudonodosaria dea</i>, <i>Nodosaria candella</i>, <i>Lenticulina sinemurensis</i>, <i>L. burensis</i>, P-1-3</p> <p>180 m</p>			

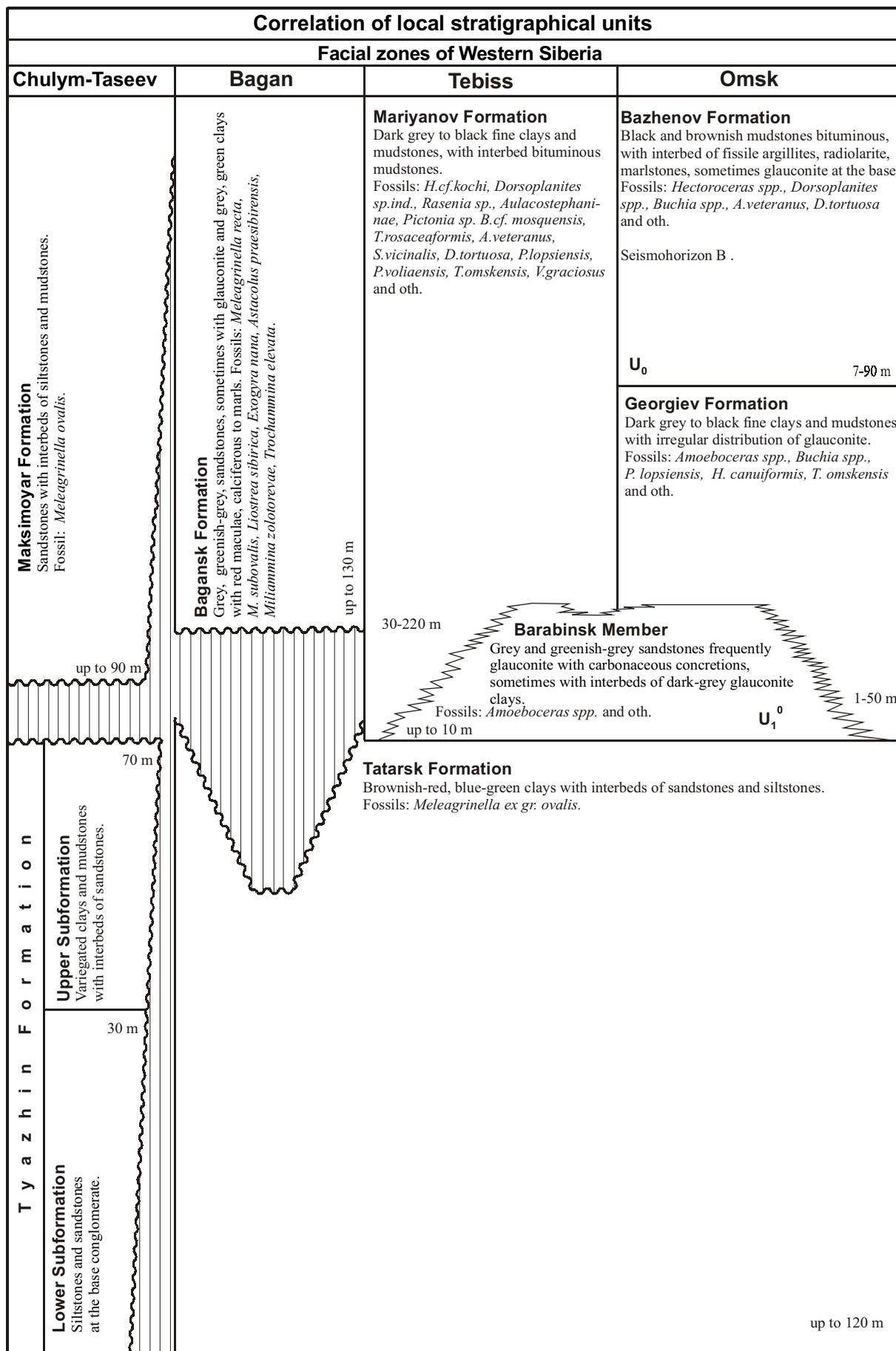
Fig. 2 (continue).

Regional stratigraphical subdivisions of Eastern Siberia				
Horizon	Biostratigraphical zones, subzones and beds			
	on spore and pollen		on dinocyst	
Vasyugan	10	10b – Perotriletes zonatoides, Leiotriletes pallescens, Osmundacidites, Perinopollenites elatoides	?	
Malyshyevka	Lophotriletes torosus, Gleicheniidites, Quadraeculina limbata, Sciadopityspollenites macroverrucosus	10a – Cyathidites spp., Piceapollenites spp., Gleicheniidites, Quadraeculina limbata, Sciadopityspollenites macroverrucosus, Marattisporites scabratus, Classopollis		
		9c – Neoraistrickia spp., Lycopodiumsporites spp., Osmundacidites spp., Stereisporites spp., Cyathidites minor, Alisporites bisaccus		
Leont'evskiy	9 Neoraistrickia rotundiformis, Lycopodiumsporites intortivallus, Dicksonia densa, Pinus divulgata	9b – Cyathidites australis, Microlepidites crassirimosus, Hemitella parva, parva and oth.* 9a – Cyathidites minor, C. coniopteroides, Osmundacidites and oth.*		
Vymskoe	8	Cyathidites minor, Osmundacidites jurassicus, Piceapollenites variabiliformis, Stereisporites, Sciadopityspollenites multiverrucosus		
Laida	7b	Piceapollenites spp., Stereisporites spp., Quadraeculina limbata, Dictyophyllidites spp., Marattisporites scabratus		Phallocysta eumekes, Susadinium scrofoides Ph/S
	7a	Cycadopites dilucidus, Stereisporites, Dictyophyllidites spp., Contignisporites problematicus		
Nadoyakh	7	Piceapollenites variabiliformis, Cyathidites minor, Osmundacidites spp., Dipteridaceae, Marattisporites scabratus		Valvaeodinium aquilonium, Nannoceratopsis cf. triangulata Ph/S-vn Phallocysta eumekes Ph/S-phe
	6	Cyathidites, Dipteridaceae, Marattisporites scabratus, Klukisporites variegatus, Classopollis		Nannoceratopsis gracilis Ng
Kiterbyut	5b	Cyathidites minor *		Nannoceratopsis deflandrei Nd
Sharapovo	5a	Osmundacidites, Cycadopites dilucidus, Stereisporites, Q. limbata		
	Levinskiy	5	Tripartina variabilis	Nannoceratopsis deflandrei subsp. senex Nd-s
Zimnyay		4	Stereisporites spp., Uvaesporites argenteaformis, Cycadopites spp.	Nannoceratopsis deflandrei subsp. anabarensis Nd-a
	3	Cycadopites spp., Uvaesporites argenteaformis, Dipterella oblatinoides, Paleoconiferus assacatus	?	
	2	Cycadopites medius, Stereisporites infragranulatus, Polycingulatisporites triangularis, Quadraeculina anellaeformis, Protopicea cerina		
	1	Dipterella oblatinoides, Alisporites pergrandis *		

Regional stratigraphical subdivisions of Eastern Siberia					
Biostratigraphical zones, subzones and beds					
on ostracoda		on foraminifera		on bivalve	
Camptocythere micra		Trochammina rostovzevi		Praebuchia anabarensis	
?		Globulina praecircumphlua		Retroceramus vagt B26	Isogonomon isogonomonoides
Camptocythere scrobiculataformis O14				Retroceramus bulunensis B25	
				Retroceramus polaris B24	
Camptocythere arangastachiensis O13		F24 Dentalina nordvikiana		Retroceramus retrorsus B23	B22
praearangastachien. O12		F23 Lenticulina incurvare, Marginulinopsis pseudoclara		Retroceramus porrectus B21	
Camptocythere spinulosa O11		F20 Globulina oolithica, Lingulonodosaria nobilissima		Retroceramus clinatus B20	Arctotis lenaensis
Camptocythere praespinulosa O10		F19 Riyadhella sibirica		Solemya strigata B19	
		F18 Ammodiscus arangastachiensis		Retroceramus lucifer B18	
Camptocythere foveolata O8		F17 Lenticulina nordvikensis		Retroceramus jurensis B17	B15
Camptocythere aff. occalata O7		F16 Astacolus zwetkovi		Retroceramus elegans B16	
Camptocythere occalata O6		F15 Verneuilinoidea syndascoensis		Mcleania kelimyarensis B14	Dacryomya gigantea B12
Camptocyth. mandelstami		F14 Troch. taimyrensis		Arctotis marchaensis B13	
Trachycythere verrucosa O4		F13 Astacolus praefoliaceus, Lenticulina multa		Pseudomytiloides marchaensis B11	Meleagrinnella faminaestriata B10
O5		F12 Troch. kisselmani		Dacryomya inflata, Tancredia bicarinata	
Nanacythere costata O3		F11 Ammobaculites lobus, Trochammina kisselmani		Tancredia kuznetsovi B8	Harpax laevigatus B5
		F10 Troch. lapidosa		Anradulonectites incertus B7	
Ogmoconcha longula O2		F9 Recurvoidea taimyrensis		Velata viligaensis B6	Harpax ex gr. spinosus B4
		F8 Anmarginulina arctica		Otapiria limaeformis B3	
Ogmoconcha buurensis O1		F7 Anmarginulina gerkei		Meleagrinnella subolifex, Pseudomytiloides sinuosus	Pseudomytiloides sinuosus B1
		F6 Tr. lapidosa, Frondicul. dubiella			
		F5 Conorboid. Bulliminoides			
		F3 Ammodiscus siliceus			
		F2 Trochammina inusitata, Turritellella volubilis			
		F1 Trochammina sublapidosa			

Fig. 2 (end).

Regional stratigraphical subdivisions of Eastern Siberia				Standard scale			
Biostratigraphical zones, subzones and beds							
on belemnite		on ammonite		Zones	Substage	Stage	Series
Pachyteuthis subrediviva	Cadoceras barnstoni			Oxycerites orbis	Upper	Bathonian	Middle Jurassic
	Arcticoceras(?) cranocephaloide			Procerites hodsoni			
Pachyteuthis tchernyschewi	Arcticoceras ishmae		Tulites subcontractus	Middle			
Cylindroteuthis confessa	Arcticoceras harlandi		Procerites progradilis				
Paramegateuthis manifesta	Arctoceph. aff. greenlandicus		A. tenuiplicatus	Lower			
	Arctoc. arcticus	Oxycerites jugatus	Zigzagoceras zigzag				
Cylindroteuthis spathi	Cr. carlsbergensis		Parkinsonia parkinsoni	Upper	Bajocian		
	Cranocephalites gracilis		Garantiana garantiana				
Paramegateuthis parabajosicus	Boreiocephalites borealis		Strenoceras niortense	Lower			
	Normannites sp., Stephanoceras sp.		Stephanoceras humphriesianum				
Sachsibelus mirus	? Arkelloceras		Otoites sauzei		Upper		
	Ps. (T.) fastigatum		Witchellia laeviuscula				
	Pseudolioceras (Tugurites) tugurensis		Hyperlioceras discites				
	Pseudolioceras maclintocki		Graphoceras concavum				
Hastites motortschunensis	Ps. beyrichi		Ludwigia murchisonae	Lower	Aalenian		
	Pseudolioceras falcodiscus		Leioceras opalinum				
	Pseudolioceras wurttembergeri		Dumortieria levesquei	Upper			
	Pseudolioceras compactile		Grammoceras thouarsense				
Clastoteuthis spp.	Zugodactylites braunianus		Haugia variabilis	Lower	Toarcian		
Nannobelus pavlovi	Dactylioceras commune		C. crassum				
			Peron. fibulatum				
Acrocoelites triscissus	Harpoceras falciferum		Dactylioceras commune	Upper	Pliensbachian		
	Tiltonoceras propinquum		Harpoceras falciferum				
?	Amaltheus viligaensis		Dactylioc. tenuicostatum	Lower			
	Amaltheus margaritatus		Pleuroceras spinatum				
	Amaltheus stokesi		Amaltheus margaritatus	Upper			
			Amaltheus stokesi				
		Product. davoei Tragophyl. ibex Uptonia jamesoni	Lower	Sinemurian			
		Echioceras raricostatum, Oxynoticeras oxynotum, Asteroceras obtusum	Upper				
		Caenisites turneri, Arnioceras semicostatum, Arietites bucklandi	Lower				
		Schlotheimia angulata, Alsatites liasicus	Upper				
		Psiloceras planorbis	Lower	Hettangian			



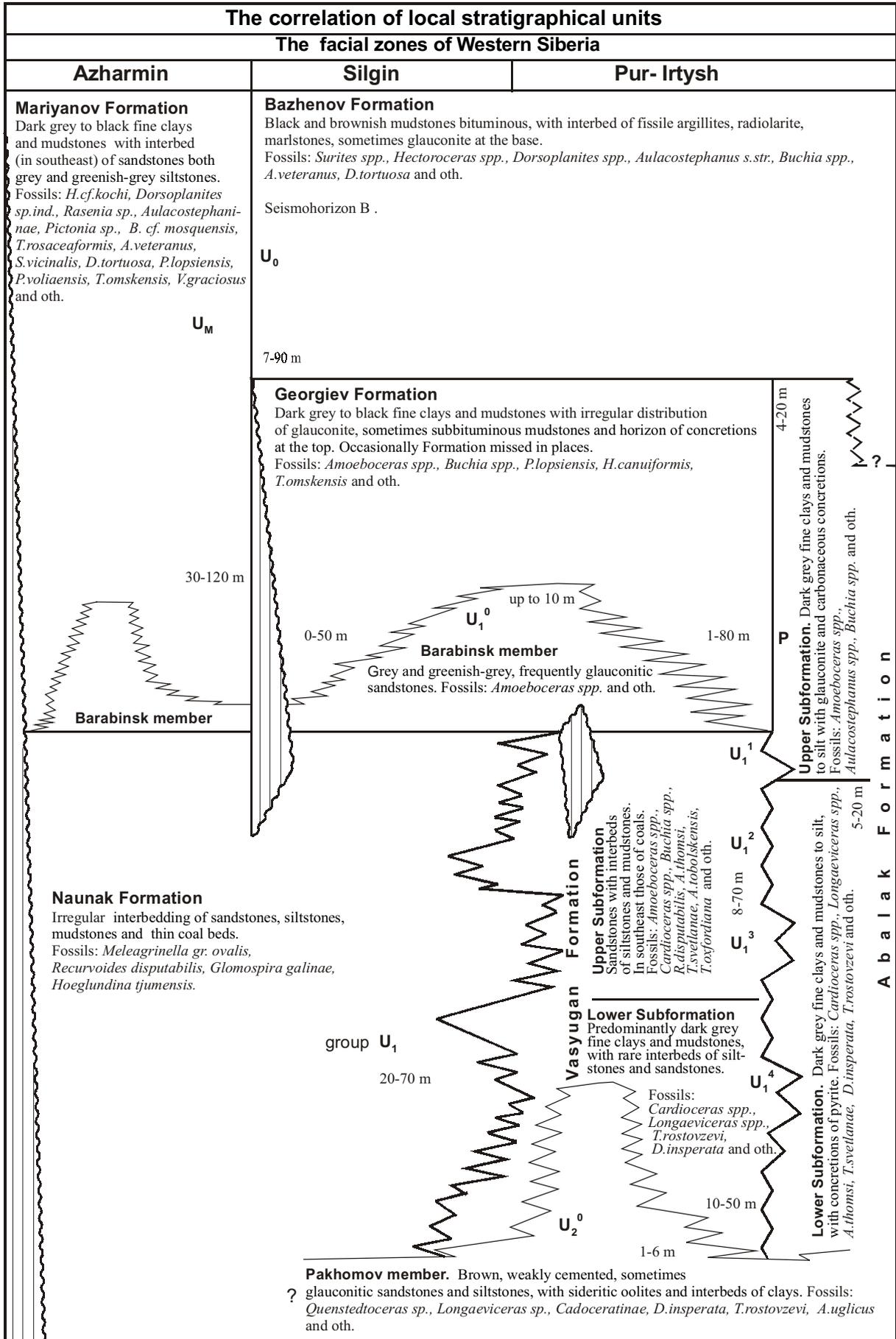
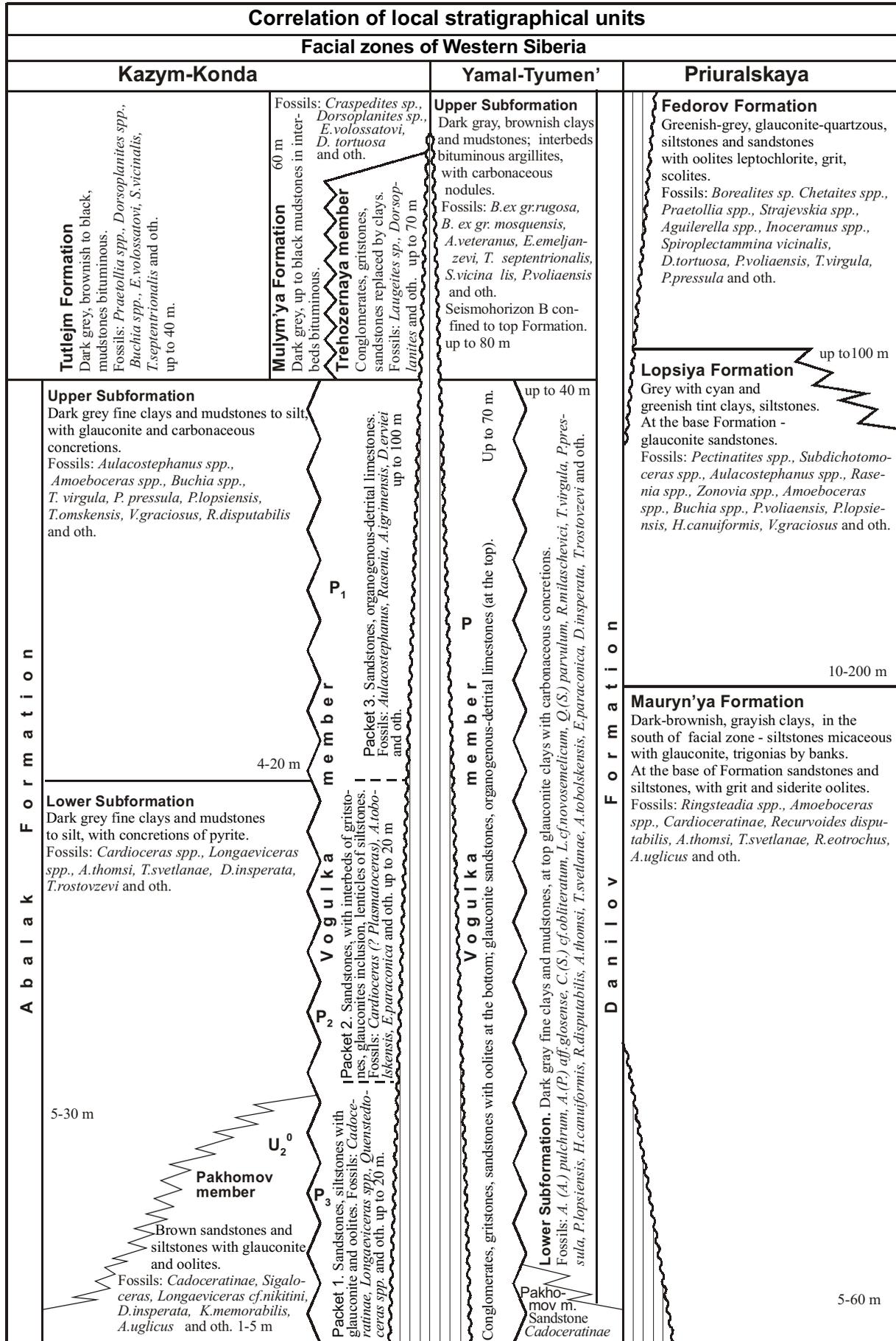


Fig. 3 (continue).



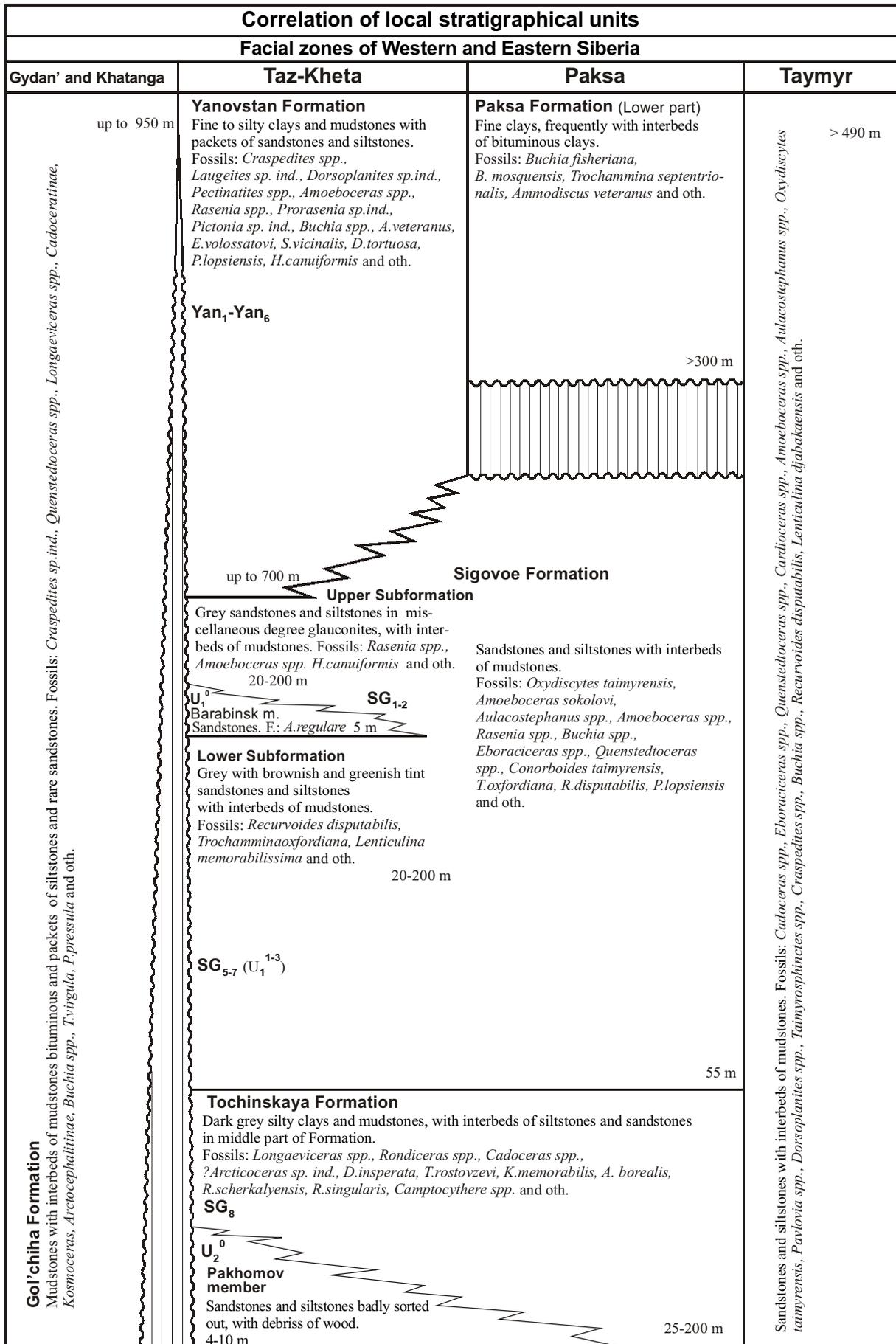
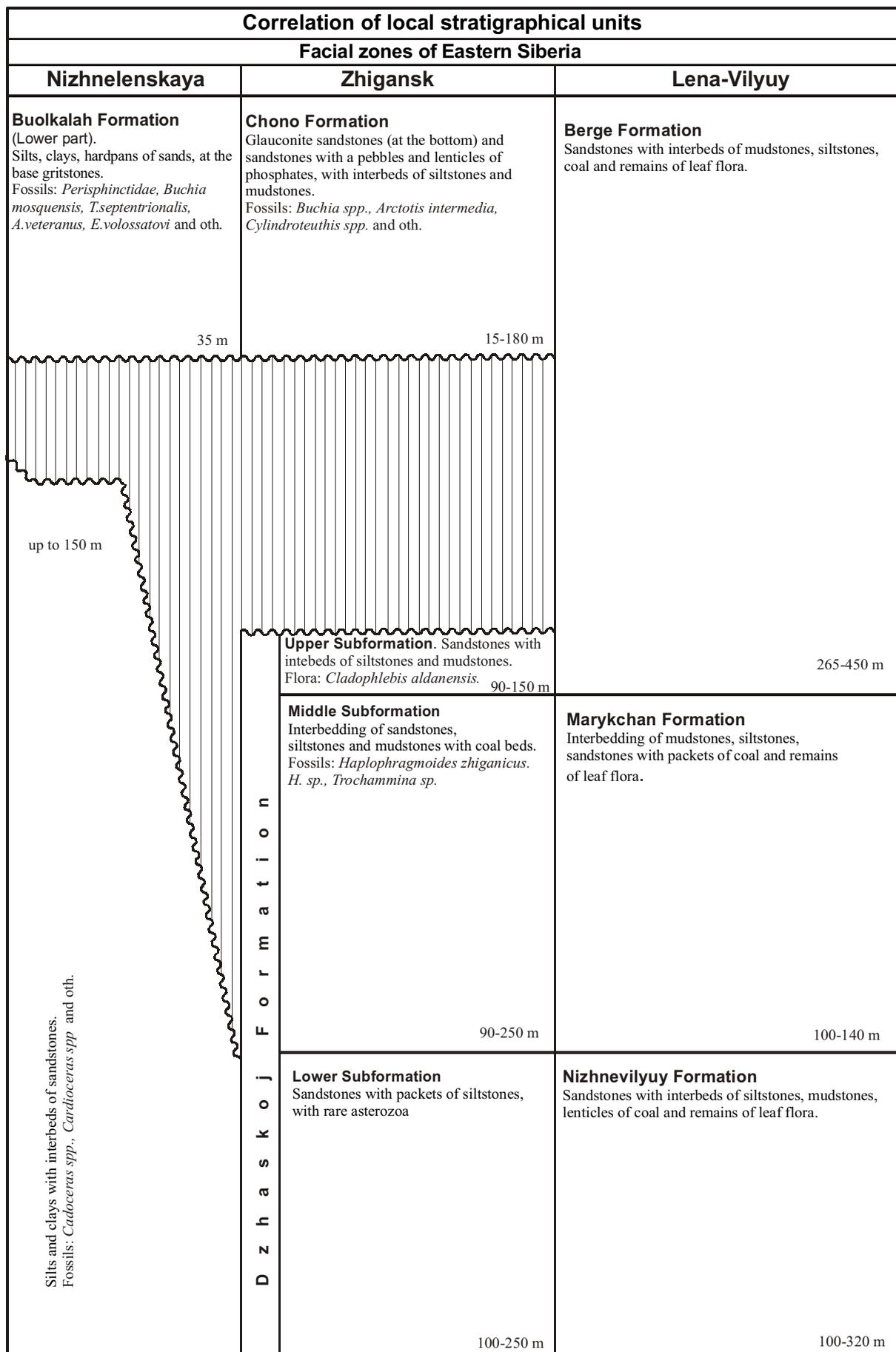


Fig. 3 (continue).



Regional stratigraphical subdivisions of Eastern Siberia			
Hori- zon	Biostratigraphical zones, subzones and beds		
	on spore and pollen	on dinocyst	on foraminifera
Bazhenov	16 - Pinuspollenites spp., Podocarpidites spp., Converrucosisporites utriculosus, Gleicheniidites, Cicatricosisporites	Paragonyaulacysta borealis, Tubotuberella rhombiformis Pb/Tr	Ammodiscus veteranus, Evolutinella volossatovi F45
	15 - Piceapollenites, Sciadopityspollenites macroverrucosus, Classopollis, Converrucosisporites utriculosus, Sestrosporites pseudoalveolatus	Tubotuber. apatela, Pareodin. ceratophora Ta/Pc	F44 Dorothia tortuosa F43 Tris. taimyrensis F42 Sigm. taimyrica F41 Lenticulina djabakensis F40 Kutsevela haplophragmoides F39 vicinalis, tortuosa F38 Tr. septentrionalis
Georgiev	?	?	? F37 T.virgula, P.pressula
	14 - Piceapollenites spp., Podocarpidites, Classopollis, Cyathidites australis, Osmundacidites	Aldorfia dictyota, Nannoceratopsis pellucida Ad/Np	Pseudolamarckina lopsiensis F36 Haplophragmoides (?) canuiformis F35
Upper	?	?	Recurvoides disputabilis F34 Ammodiscus thomsi, Tolypamma svetlanae F33
	13 - Piceapollenites spp., Classopollis, Gleicheniidites, Densoisporites velatus, Vitreisporites pallidus, Klukisporites variegatus	Clathroctenocystis asaphum, Crussolia sp. Ca/C	Trochammina oxfordiana F32
Lower	12 - Piceapollenites, Cyathidites, Gleicheniidites, Sciadopityspollenites macroverrucosus, Classopollis	?	Conorboides taimyrensis F31 A. igrimensis F30 Lingulina deliciolae F29
	11 - Cyathidites australis, Classopollis, Osmundacidites spp., Klukisporites variegatus, Microlepidites sp.	Crussolia dalei, Paragonyaulacysta retifragmata Cd/Pr	D.insperata F28 Kutsevela memorabilis, Guttulina tatarensis F25
	10 - Lophotriteles torosus, Gleicheniidites, Quadraeculina limbata, Sciadopityspollenites macroverrucosus	?	Recurvoides singularis F26 F27 Trochammina rostovzevi

Fig. 3 (end).

Regional stratigraphical subdivisions of Eastern Siberia				Standard scale			
Biostratigraphical zones, subzones and beds				Zones	Substage	Stage	Series
on bivalve	on belemnite	on ammonite					
Buchia unshensis B40	Lagonibelus gustomesovi	Chetaites chetae Craspedites taimyrensis		Craspedites nodiger	Upper	V o l g i a n	V o l g a s s i c
Buchia obliqua B39	Cylindroteuthis jacutica	Craspedites okensis	S. originalis	Craspedites subditus			
			Cr. okensis	Kachpurites fulgens			
Buchia taimyrensis B38	Pachyteuthis mamillaris	Epilaug. vogulicus	E. variabilis	Paracrasp. opressus			
			L. groenlandicus	Epivirgatites nikitini			
Buchia mosquensis B34	Pachyteuthis mamillaris	Taimyrosphinc. excentricus	Dorsoplanites maximus	Virgatites virgatus			
			Dorsoplanites ilovaiskii	Dorsoplanites panderi			
Buchia russiensis B37	Pachyteuthis mamillaris	Pavlovia iatriensis	Il. pseudoscythica	Lower			
Buchia rugosa B36		Pectinatites pectinatus	Ilowaiskya sokolovi				
Buchia mosquensis B35	Cylindroteuthis septentrionalis	Subdichotomoceras	Ilowaiskya klimovi	Upper			
Buchia ex gr. tenuistriata B33		Pachyteuthis obesa	Eosphinctoceras		Aulacostephanus autissiodorensis		
	Oxydiscytes taimyrensis		Aulacostephanus eudoxus				
Buchia concentrica B32	Pachyteuthis ingens, Cylindroteuthis oweni cuspidata	Amoeboceras kitchini	Rasenia borealis	Aulacostephanus mutabilis			
			Pictonia involuta	Rasenia cymodoce			
Praebuchia kirghisensis B31	?	Amoeb. ex gr. rosenkrantzi	Pictonia baylei	Lower			
		Amoeboceras regulare	Ringsteadia pseudocordata				
		Amoeboceras serratum	Decipia decipiens	Upper			
		Amoeboceras glosense	Perisphinctes cautisnigrae				
Praebuchia orientalis Grammatodon schourovskii B30	?	Cardioceras tenuiserratum	Gregoriceras transversarium	Middle			
		Cardioceras densiplicatum	Perisphinctes plicatus				
		Cardioceras cordatum	Cardioceras cordatum	Lower			
		Cardioceras gloriosum	Vertumniceras mariae				
Thracia scythica B29	?	Cardioceras praecordatum	Quenstedtoceras lamberti	Upper			
		C. obliteratum-scarbursgense	Peltoceras athleta				
Grammatodon leskevitschi B28	Praebuchia anabarenensis B27	Eboraceras subordinarium	Erymnoceras coronatum	Middle			
		Longaeviceras keyserlingi	Kosmoceras jason				
		Rondiceras milashevici	Sigaloceras calloviense	Lower			
		Cadoceras emelianzevi	Macrocephalites herveyi				
Grammatodon leskevitschi B28	Praebuchia anabarenensis B27	Cadoceras anabarense	Oxycerites orbis	Upper			
		Cadoceras falsum		Bath.			
		Cadoceras barnstoni			Middle Jurassic		

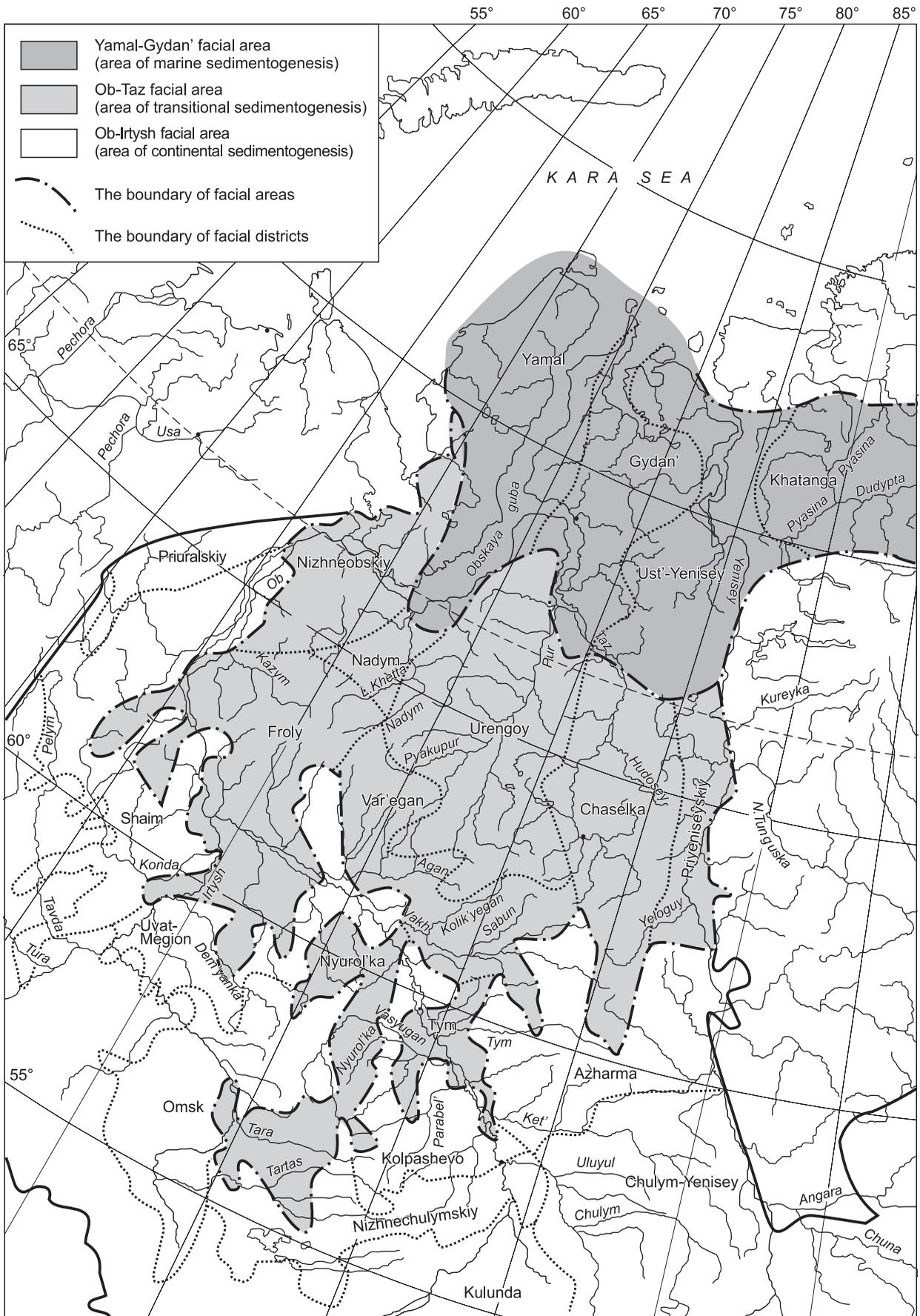
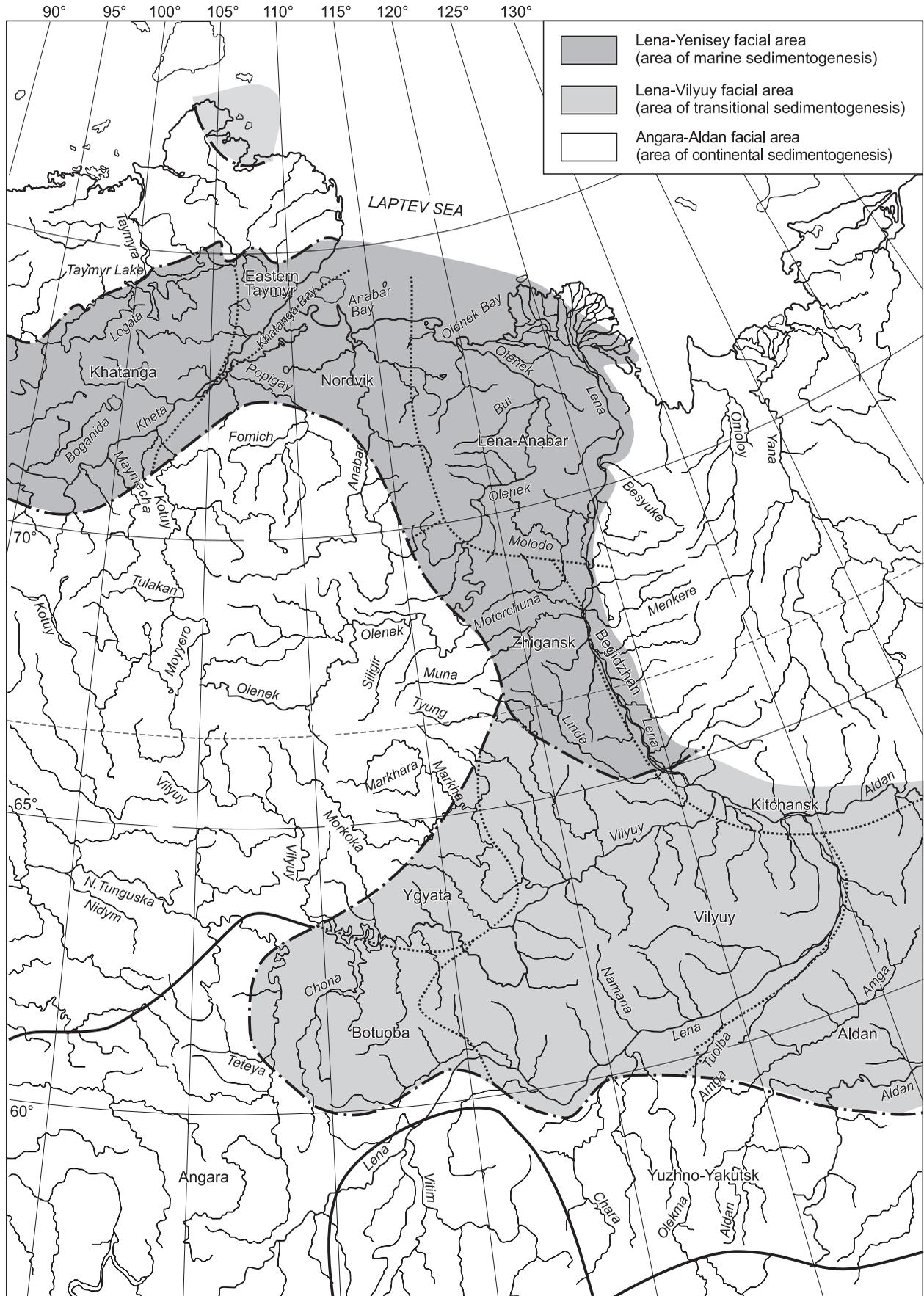


Fig. 4. The chart showing facial zonation of Lower and Middle Jurassic (without Callovian) in Siberia.



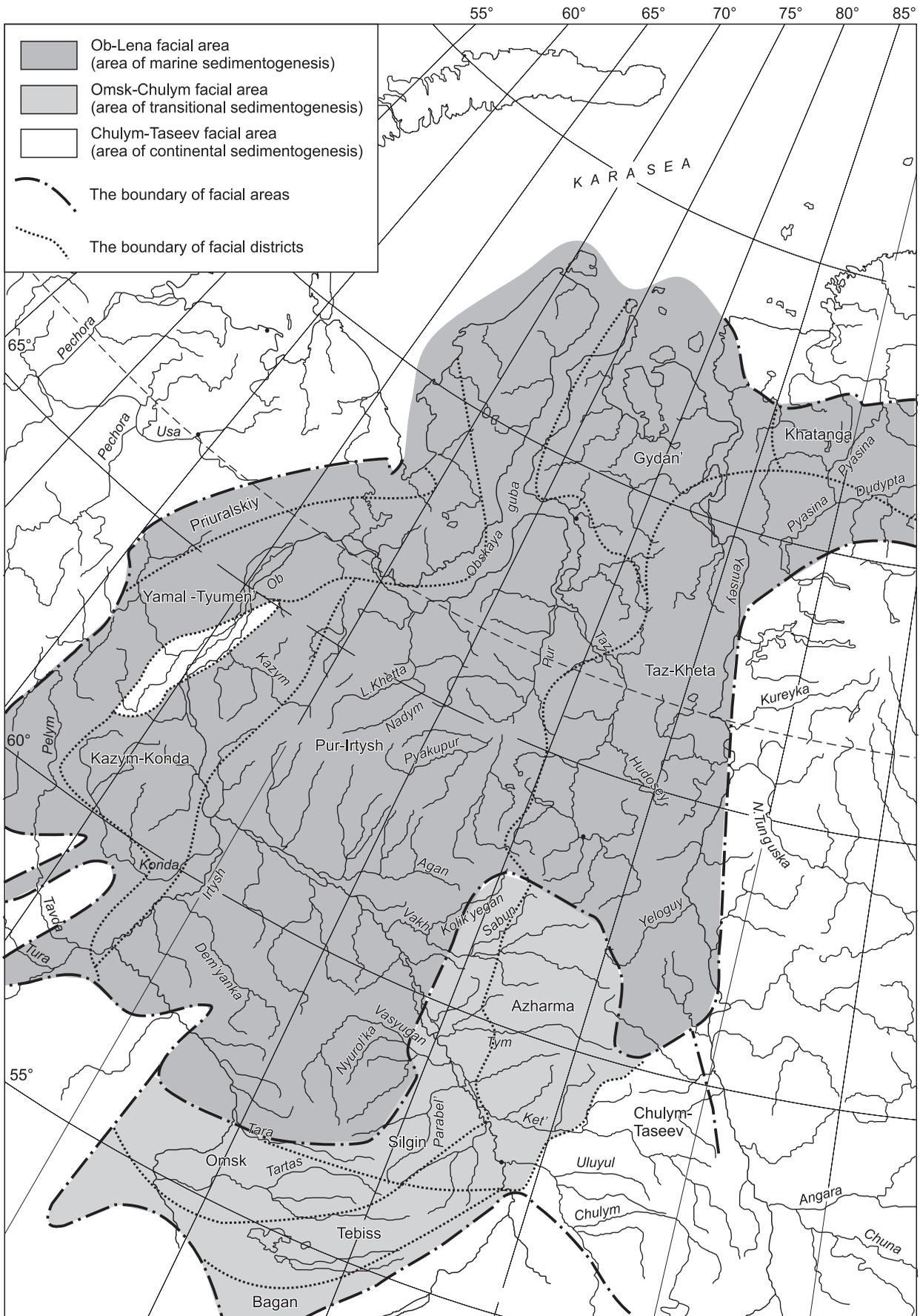
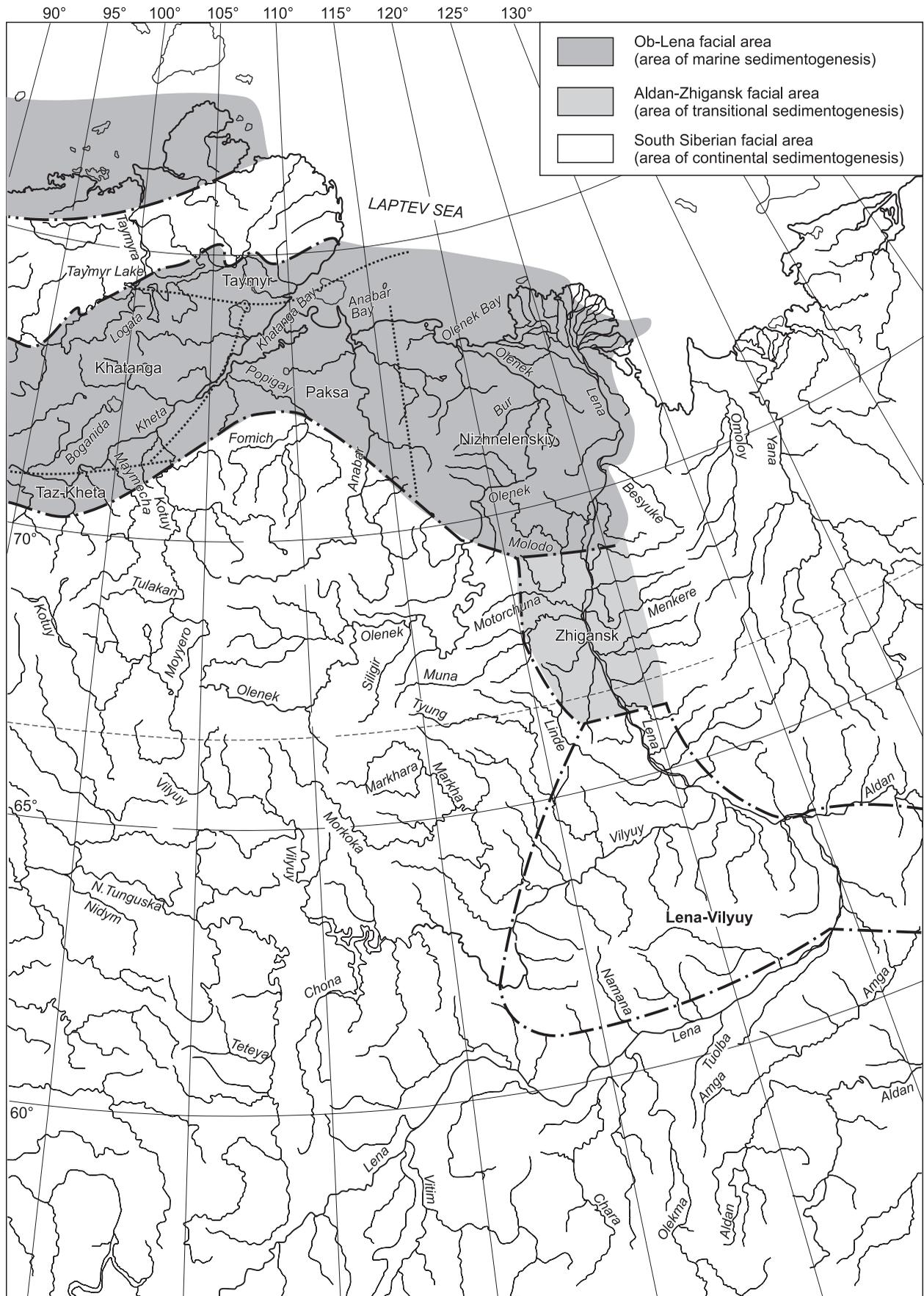


Fig. 5. The chart showing facial zonation of Callovian and Upper Jurassic in Siberia.



In the chart of facial zonation adopted for the Lower and Middle Jurassic (Fig. 4(55)) we recognize sublatitudinal facial areas where distinctions of sedimentary strata are of facial-genetic nature: in northern area Lower–Middle Jurassic sequence is made up mainly of sediments of marine genesis; in the central area it is composed of offshore sediments with involvement of deltaic and continental ones; in the southern area it consists remarkably of continental sediments. Thus, the boundaries of the areas are appeared to be virtually the boundaries of penetration zones of Early–Middle Jurassic sea in West Siberian region (i.e., maximum and minimum in sea transgression during these epochs). The regularities of vertical differentiation of strata are explained by eustatic and tectonic reasons and those of lateral one by peculiar paleogeography of the region.

Discussed principles of zonation may be used for development of facial zonation charts for all epicontinental basins in Siberia. Inasmuch as in Jurassic this was unitary connected system of sedimentary basins, disposed nearby a stable Siberian platform, it is possible to compose a single chart for facial zonation of Jurassic deposits in Siberia with West and East Siberia included (Figs. 4(55), 5(56)). As it is known, the Jurassic stage in Arctic development is characterized by north-southern direction of the main transgressions and regressions. Two basins under discussion had submeridional extension and were connected with each other by Khatanga sea-strait.

Lithostratigraphical subdivision of the Lower–Middle Jurassic deposits is based on the notion of the single Siberian sedimentary basin, gradual, cyclic (recurren-forward) advance of marine regime in sedimentation from north and north-east southwards and on essential effect of eustasy on sedimentary regime of the Siberian seas. The Lower–Middle Jurassic strata in Siberia formed during a single tectonic-sedimentary cycle in development of this region, which is characterized by relatively low tectonic activity of earth crust, thalassocratic regime, terrigenous sedimentation. As the basis of suggested facial zonation three major characters were used: genesis of deposits, stratigraphical completeness of the sections and their thicknesses. In recognizing facial zones and regions the composition of sediments was also of importance along with mentioned characters.

The lower and middle Jurassic are represented by clear-cut alternation of argillaceous (Levinskiy, Kiterbyut or Togur, Laida and Leont'evskiy horizons) and arinaceous (Zimnyay, Sharapovo, Nadoyakh, Vymskoe and Malyshevka horizons) strata, which reflect to a large extent eustatic aspect in life of sedimentary basins. It should be noted that in regional temporal seismic profiles of RWM CDP on the territory of West Siberia clay horizons are identified as the basic reflecting horizons.

Sand horizons have formed at the stages of major and relatively long-term regressions. Their thickness varies within very wide limits from the first meters in near slope area of depressions up to 700 m in the Khatanga trough. The quantity of coal and megaclasts rises sharply in transitional facial areas and peaks in continental ones. In temporal seismic sections sand horizons correspond to upper part of seismic complexes of $1_A - T_{4/4}$, $T_{4/4} - T_{4/1}$, $T_{4/1} - T_{2n}$, $T_{2n} - T_{1n}$ and $T_{1n} - T_1$ of West Siberia.

Each of facial areas in its turn is subdivided into facial zones, within the limits of which Lower–Middle Jurassic deposits apart from genesis differ in stratigraphical completeness, thickness, matter composition and set of facies.

The history of formation of sedimentary series and conditions of sedimentation at Callovian–Late Jurassic stage differed essentially from preceding one, that caused a great difference in outlines of facial areas and regions also. Depositional center of marine sedimentation was displaced at this time to West Siberia, and in the east of Siberia continental conditions set in. The single facial zonation for the Callovian and Upper Jurassic in Siberia (Fig. 5(56)), where of great importance were genetic features of sediments, looks rather originally.

Each area is characterized by its own set of facial zones, types of sections and set of lithostratigraphical units, which occasionally replace each other laterally in various combination. Like the lower part of Jurassic, the Callovian–Upper Jurassic sequence in most areas of Siberia is as a rule relatively clearly differentiated into intervals, which are dominated by argillaceous or silt-sandy rocks.

Specific character of vertical construction of Callovian–Upper Jurassic strata, lateral and vertical arrangement of highly-bituminous deposits, being indicative of peculiar conditions

for sedimentation, formed the basis for the distinguish of facial zones. The position and extent of most facial zones recognized in West Siberia show submeridional differentiation of conditions for the formation of sedimentary rocks and spatial distribution of various types of sediments, being congruent to basic directions of supply of debris: from south-east to north-west. Pure continental Callovian deposits of the Volgian stage are unknown here. In the east of the Siberian platform in transitional Zhigan and Aldan facial zones, which we unite into Aldan-Zhigan region, the remains of marine fauna were found either in the Volgian stage only or in some separate interbeds across the Upper Jurassic sequence (Zhigan zone). The Callovian–Upper Jurassic strata from continental South Siberian facial area is represented by very thick often coal-bearing deposits (with commercial seams) accumulated in isolated Lena-Vilyuy, South Yakutiya and Ulughem zones. It should be noted that a distinctive feature of the Callovian–Upper Jurassic deposits occurring within Mesozoic depressions of northern margins of the Siberian platform is their saturation with diverse fossils, which are the representatives of orthostratigraphical and parastratigraphical groups (ammonites, belemnites, bivalves, foraminifers, dinocysts and others). These things allow the use of Callovian and Upper Jurassic type sections in Ob-Lena facial area as the reference ones (standards) for to solve the problems of zonal and infrazonal Jurassic stratigraphy of Boreal regions.

CHAPTER 6.

DESCRIPTION OF LITHOSTRATIGRAPHICAL UNITS

In spite of approximately 40-year history of development and improvement of stratigraphical charts, description and detail development of local stratigraphical units in Siberia, there are yet many problems to be solved and unrevised data on lithostratigraphical subdivision, which have been automatically transferred to all charts, adopted lastly on stratigraphical meetings.

The first section of the Part includes the review of current state of notions of Jurassic lithostratigraphy of different regions in Siberia. The analysis and comparison are given to lithostratigraphical charts suggested by

different groups of investigators. Comparatively estimated is the level of detailed stratification of Jurassic rocks in different regions of Siberia. The main problems of Siberian lithostratigraphy are critically discussed, the question of stratigraphical position and matter volume of a number of Jurassic formations in Siberia is debated.

A wide range of opinions in existence by now in the literature as regards stratigraphical range and the construction of local stratigraphical units, their succession in Jurassic and lateral distribution within Siberia, causes commonly numerous blunders in oil and gas prospecting and predicting works. We have not yet a unified conception of Tyumen Formation and lithostratigraphical construction of West Siberian Lower Jurassic. The notion of the range of the Sherkaly Formation and its equivalents presents many problems. The notions of the range of Tyumen and Sherkaly (and its equivalents) formations ingrained among the geologists often disagree with each other and with those in the charts formally adopted, that leads to the mistakes and confusion in predicting and prospecting works. In connection with the need to straighten out these problems, which are rather important in our opinion for oil geology, the separate section in the Part is devoted to the analysis of the history of isolation and discussion of mentioned problem.

Cyclic construction of the Jurassic strata occurring within the Mesozoic depressions of the Siberian platform is similar to that of West Siberia. Thus at the base of most formations recognized in the Jurassic of Nordvik facial area (stratigraphical region for many locations – the Anabar river valley and Anabar bay) occur the members of mudstone (corresponding to the levels of clay sedimentation) and above commonly lay cyclic silty-argillaceous or sandy-silty-argillaceous strata. This distinctive feature of Jurassic structure was generally used for distinguishing two subformations in almost all the formations, the lower of which corresponds to transgressive and the upper to regressive stages in sedimentation.

After the study of stratotype sections for the formations located in the Zhigan zone, the recognition of the Syungyude Formation in these areas subdivided by their authors into three series caused much doubt. Debatable remains to be the question of the presence of Upper Toarcian deposits in the sections of

central part of the Vilyuy syncline and adjacent territories of Predverkhoyansk marginal depression and consequently that of age gliding of their boundaries and stratigraphical breaks within the Suntary Formation. These and many other problems are discussed in the Part in the view of new data on the findings and dating of macro and microfauna, cyclicity and so on.

We also face many problems in the issues of lithostratigraphy of Callovian and Upper Jurassic deposits in Siberia, despite seemingly unambiguous subdivision of the sections and on the whole more comprehensive knowledge of them. Lithostratigraphical information about this portion of West Siberia accumulated by present time is so much voluminous, that frequently it is very difficult to detect "sank" in it the confusion in nomenclature of lithostratons, discrepancy in comparison of stratigraphical ranges of formations and biostratigraphical units.

The second section is devoted to specialized critical discussion of the notions of Lower and Middle Jurassic lithostratigraphy on gigantic closed territories of West Siberia as compared to lithostratigraphical charts for East Siberia. Based on present-day concepts of regional and general stratigraphical units, the stratigraphical charts developed in different years and by different authors are provided with updated stratigraphical background, compared with each other and unified. Synonymy and homonymy of names of lithostratons of various matter volume and stratigraphical range are given. With the use of information presented here any geologist can readily compare in a single system of coordinates geological data published in different years, which based on modern stratigraphical charts for Jurassic. The section presents also the basis for recognition of some new formations.

The last section includes lithological and paleontological descriptions of lithostratons based on regional Jurassic horizons, information on thickness, geographical extent, lateral replacement in facial areas and regions, description of a number of lithostratons. The figures display modern regional stratigraphical charts for the Jurassic of a total Siberia (Figs. 2(28), 3(29)), type sections, geological profiles, lateral distribution of the thicknesses of formations, surface relief of datum horizons, the zones of lateral distribution of formations and so on.

Updated concepts of the staged development of sedimentary basins in Siberia, which are based on a complex analysis of lithostratigraphical structure of Jurassic strata in this region, its biostratigraphical subdivision, distinctive features of attended replacement of trends of cyclicity and successive change of characteristic fauna and flora assemblages allow the subdivision of these strata into three specific series. The first series (in the range of Lower Jurassic and incomplete Aalenian) includes the formations replacing each other within the Zimnyay, Levinskiy, Kiterbyut, Sharapovo and Laida horizons. The second series (in the range of incomplete Middle Jurassic) includes the formations corresponding to the Vymskoe, Leont'evskiy and Malyshevka horizons. The third series (Callovian–Upper Jurassic in the main) embracing at the bottom uppermost Upper Bathonian includes the formations corresponding to the Vasyugan, Georgievka and Bazhenovo horizons.

Despite the wide scatter of opinions as regards the volumes and nomenclature of the formations, they are compared readily with the help of scales for regional stratigraphical units (horizons, parallel biostratigraphical zones by diverse groups of fauna and flora). Within the formations frequently well isolated are the set of cyclic members, which are rather well recognizable both in natural exposures and from well logging data. It is especially characteristic of the formations corresponding to essentially arenaceous regional horizons. More often the members in their construction correspond to progressive and progressive-regressive cyclites.

Coordination of formations by application of the scale for regional horizons and appropriate estimation of the matter volume and stratigraphical range confined by the boundaries of the horizons in the Jurassic strata of Siberia, their lateral extent and facial replacement provide the possibility of establishing some regularities in their formation. From the bottom upwards the section on the whole increases the area of lateral distribution. The latter is particularly concerned with Jurassic lithostratons of West Siberia. In northern, central and southeastern regions of West Siberia dynamics of formation of the Jurassic strata infilling local depressions and covering bars and domes has general regularities though with its peculiarities.

CHAPTER 7. STRATIGRAPHICAL AND PALEOGEOGRAPHICAL PREREQUISITES FOR THE ESTIMATION OF MINERAL RESOURCES

The Part considers general regularities in location of mineral resources of sedimentary genesis in the Jurassic strata of Siberia. Special attention is given to most promising in this respect stratigraphical levels possessing peculiar (favourable on this point) character of sedimentogenesis, strata structure, distinctive features of their lateral and vertical transitions. Paleogeographical and facial-genetic characterizations of strata in different regions are estimated in terms of their effect on the promise of this or that region in the sense of prediction of the prospecting of mineral resources.

It is noted that in lateral line of facial areas, transitional ones possess most favourable prerequisites for discovery hydrocarbon deposits. These areas on gigantic territories of which the join zone of land and sea migrated recurrently, with their wide spectrum of facial conditions have appeared to be the first belt of intensive (“avalanche-like”) unloading of terreginous material. The strata deposited here in their composition, sorting of debris, geometry, facial and geochemical features were favourable for accumulation of hydrocarbon in traps of various type. These were arinaceous strata of submarine elevations and clinofolds of shallow shelf, turbidites and tempestites, the series which form bars and barrier islands along the shore, sediments of delta front and marine margin, delta grooves and channels infilling, sediments of coasts, bay-mouth bars and so on. Within this facial area common were also quiet-water basins: half-closed gulfs and lagoons, lakes, swamps accumulating finely dispersed material and a wealth of organic matter. The total area was recurrently covered with marine water, which left thick series of mudstones (regional caps).

Since the discovery of first oil and gas fields in West Siberia Upper Jurassic horizons associated mainly with the beds of U_1 group play an important role in oil and gas production. Peculiarities of location of these

strata in West Siberia are well known by present time. Oil and gas potential of Lower–Middle Jurassic level of Siberian Mesozoic, presuming further rise in explored reserves of hydrocarbon, is still not clear in many respects, though this sequence has provided more than one oil field. By now over 140 hydrocarbon deposits are known here and approximately 60 % of them are confined to the traps of anticlinal character whereas the other to that of lithological.

Spatial and stratigraphical location of mineral resources of sedimentary genesis was essentially controlled by paleogeographical peculiarity of sedimentary zones and subsequent history of regions development. In the Jurassic period of Siberia particularly favourable conditions existed for the formation of sedimentary series, potentially promising for accumulation and preservation of fields with combustible minerals that is coal, oil and gas. This was favoured by biotic and abiotic distinctive features of landscapes without their drastic differentiation on large areas, relatively warm climate in the Jurassic, recurrent alternation of continental and marine sedimentation conditions on vast territories.

The Part discusses stratigraphical range of major Jurassic oil and gas complexes, subcomplexes and reservoirs, which have potential promise for accumulation of hydrocarbon. The evaluation of potential oil and gas content and calculation of reserves in the Jurassic sequence of Siberia is largely related to unambiguous recognition, traceability and correlation of collector-beds or groups of such beds. However we still have no unified methods as regards their nomenclature and recognition. The Part considers the problems of index determination and correlation of oil and gas-bearing arinaceous seams.

The problem of index determination and correlation of permeable seams is closely related to the sense load of the notion collector-seam, that is variously interpreted in solution of different geological tasks: if it bears a stratigraphical (isochronous, correlational) load?, whether it is a geological body laterally and vertically continuous in space (since it has the same index)?. The Part includes the charts for synonymy of indices of arinaceous seams,

which show notions of stratigraphical position of arenaceous seams. With the use of complex analysis of logging, lithological, paleontological and palynological data it was possible to determine certain biostratigraphical criteria of group of seams.

CONCLUSION

Conclusion summarizes the results of accomplished work and notes the top priority tasks, directions of subsequent studies and unsolved problems.

ЛИТЕРАТУРА

- Адаменко О. М., Портнова Е. А. Основные черты строения и условия формирования второго структурного (нижне-среднеюрского) яруса Кулундинской впадины // Геология и геофизика. 1967. № 3. С. 12–21.
- Алейников А. Н., Меледина С. В. О возможности применения бореального зонального стандарта к среднему и верхнему оксфорду Восточной Сибири // Тез. докл. XXXVIII сессии ВПО. Новосибирск, 1991. С. 3–4.
- Алейников А. Н., Меледина С. В. Средний–верхний оксфорд Восточной Сибири и бореальный зональный стандарт // Геология и геофизика. 1993. № 6. С. 3–15.
- Алескерова З. Т., Ли П. Ф., Осыко Т. И., Ростовцев Н. Н., Толстихина М. А. Стратиграфия мезозойских и третичных отложений Западно-Сибирской низменности // Сов. геология. 1957. Т. 55, вып. 1. С. 145–173.
- Алескерова З. Т., Егоров С. В., Осыко Т. И., Ростовцев Н. Н. Геологическое строение, гидрогеология и перспективы нефтегазоносности Петропавловского района Западно-Сибирской низменности по данным глубокого бурения. Л.: ВСЕГЕИ, 1959. 117 с.
- Алескерова З. Т., Гуревич М. Н., Осыко Т. И. Геологическое строение и оценка перспектив нефтегазоносности южной половины Омской области. Л.: ВСЕГЕИ, 1960а. 206 с.
- Алескерова З. Т., Гуревич М. Н., Егоров С. В., Литвиненко И. В., Маковская Н. Е., Осыко Т. И. Геологическое строение и оценка перспектив нефтегазоносности западной половины Новосибирской области. Л.: ВСЕГЕИ, 1960б. 270 с.
- Алферов Б. А., Пуртова С. И., Серебрякова З. Д., Ястребова Т. А. Опорные скважины СССР. Уватская опорная скважина (Тюменская область). Л.: Госгеолтехиздат, 1961. 91 с.
- Андиферов А. С. Палеогидрогеологические условия формирования и размещения залежей нефти и газа на юге Сибирской платформы // Труды СНИИГГиМСа. 1981. Вып. 513. С. 73–89.
- Аргентовский Л. Ю., Бочкарев В. С., Брадучан Ю. В., Зининберг П. Я., Елисеев В. Г., Кулахметов Н. Х., Нестеров И. И., Ростовцев Н. Н., Соколовский А. П., Ясович Г. С. Стратиграфия мезозойских отложений платформенного чехла Западно-Сибирской плиты // Проблемы геологии Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. М.: Недра, 1968. С. 27–95.
- Арсеньев А. А., Иванова В. А. К стратиграфии палеозоя и мезозоя среднего течения р. Вилюй // Вопросы геологии Азии. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1954. С. 568–587.
- Атлас руководящих форм ископаемых фаун СССР. Т. 8. Нижний и средний отделы юрской системы. М.; Л.: Гостеолиздат, 1947. 278 с.
- Атлас моллюсков и фораминифер морских отложений верхней юры и неокома Западно-Сибирской нефтегазоносной области. В 2-х томах. М.: Недра, 1990. Т. 1. 286 с.; Т. 2. 359 с.
- Баженовский горизонт Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1986. 276 с.
- Байбародских Н. И., Бро Е. Г., Гудкова С. А., Карцева Г. Н., Накаряков В. Д., Ронкина З. З., Сапир М. Х., Сороков Д. С. Расчленение юрских и меловых отложений в разрезах скважин, пробуренных в Усть-Енисейской синеклизе в 1962–1967 гг. // Уч. зап. НИИГА. Региональная геология. 1968. Вып. 12. С. 5–24.
- Байбародских Н. И., Булынникова А. А., Карцева Г. Н., Ронкина З. З. Точинская свита (келловей) // Решения и труды Межведомственного совещания по доработке и уточнению унифицированной и корреляционной стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности. Ч. I. Тюмень, 1969. С. 98.
- Басов В. А., Великжанина Л. С., Джиноридзе Н. М., Меледина С. В., Нальняева Т. И. Новые данные по стратиграфии юры Лено-Анабарского района // Проблемы палеонтологического обоснования детальной стратиграфии мезозоя Сибири и Дальнего Востока. Л.: Наука, 1967. С. 74–94.
- Басов В. А., Захаров В. А., Иванова Е. Ф., Сакс В. Н., Шульгина Н. И., Юдовный Е. Г. Зональное расчленение верхнеюрских и нижнемеловых отложений на мысе Урдюк-Хая (п-ов Пакса, Анабарский залив) // Уч. зап. НИИГА. Палеонтология и биостратиграфия. 1970. Вып. 29. С. 14–31.
- Басов В. А., Соколов А. Р. Особенности распределения фораминифер и некоторые вопросы стратиграфии юры бассейна р. Келимьяр // Палеонтологическое обоснование расчленения палеозоя и мезозоя арктических районов СССР. Л.: Изд. ПГО “Севморгеология”, 1983. С. 50–62.
- Басов В. А., Василенко Л. В., Соколов А. Р., Яковлева С. П. Зональное расчленение морского мезозоя Баренцевского бассейна // Ярусные и зональные шкалы бореального мезозоя СССР. М.: Наука, 1989. С. 60–74.
- Батурин В. П. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1947. 335 с.
- Бейзель А. Л. Позднеюрские и раннемеловые гастроподы севера Средней Сибири (систематический состав, палеоэкология, стратиграфическое и биогеографическое значение). М.: Наука, 1983. 112 с.

- Белозеров В. Б., Даненберг Е. Е., Огарков А. М. Особенности строения васюганской свиты в связи с поиском залежей нефти и газа в ловушках неантиклинального типа (Томская область) // Перспективы нефтегазоносности юго-востока Западной Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1980. С. 101–111.
- Белозеров В. Б., Брылина Н. А., Даненберг Е. Е., Ковалева Н. П. Литостратиграфия континентальных отложений нижней и средней юры юго-восточной части Западно-Сибирской плиты // Региональная стратиграфия нефтегазоносных провинций Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1985. С. 111–118.
- Белозеров В. Б., Брылина Н. А., Даненберг Е. Е. Литостратиграфия отложений васюганской свиты юго-востока Западно-Сибирской плиты // Региональная стратиграфия нефтегазоносных районов Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1988. С. 75–82.
- Белозеров В. Б., Брылина Н. А., Даненберг Е. Е. Перспективы ловушек неантиклинального типа в отложениях верхней юры Среднеvasюганского мегавала // Геологическое строение и нефтегазоносность юго-востока Западной Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1989. С. 107–114.
- Белый В. Ф., Похилайнен В. П. Северо-Восток СССР — кладбище плит и террейнов или плитотектонических гипотез? // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1990. Т. 65, вып. 2. С. 96–104.
- Беляев С. Ю., Деев Е. В., Ершов С. С., Зиновьев С. В. Структура юрского комплекса севера Широного Приобья (Западная Сибирь) // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 9. С. 1354–1361.
- Биостратиграфия верхнеюрских отложений СССР по фораминиферам. Вильнюс: Моклас, 1982. 172 с.
- Богатикова В. К., Галкина С. И., Дубровская Н. Ф., Киселева О. Т., Ровнина Л. В., Таначева М. И., Шейнова Н. Б. О стратиграфической схеме мезо-кайнозойских отложений западной части Западно-Сибирской низменности // Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири 1956 г. Л.: Гостоптехиздат, 1957. С. 139–147.
- Боголепов К. В. Мезозойская тектоника Сибири. М.: Наука, 1967. 338 с.
- Богомолов Ю. И., Дзюба О. С. Головоногие из разреза кимериджа на р. Лопсия (Приполярный Урал) // Актуальные вопросы геологии и географии Сибири. Т. 1. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1998. С. 180–182.
- Бодылевский В. И. Малый атлас руководящих ископаемых. Изд. 2-е. Л.; М.: Гостоптехиздат, 1953. 239 с.
- Бодылевский В. И. Новые раннемеловые фолядомииды и позднеюрская трансгрессия Северной Сибири // Новые виды древних растений и беспозвоночных СССР. Вып. II. Ч. 1. М.: Наука, 1968. С. 278–280.
- Бодылевский В. И., Шульгина Н. И. Юрские и меловые фауны низовьев Енисея. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 196 с.
- Бокова А. Р., Иванова Е. Ф. Фораминиферы валанжина севера Средней Сибири // Детальная стратиграфия и палеонтология юры и мела Сибири. Новосибирск: Наука, 1991. С. 154–164.
- Болховитина Н. А. Атлас спор и пыльцы из юрских и нижнемеловых отложений Виллойской впадины. М.: Изд-во АН СССР, 1956. 156 с.
- Болховитина Н. А. Спорно-пыльцевые комплексы мезозойских отложений Виллойской впадины и их значение для стратиграфии. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 185 с.
- Бондаренко Н. М. Значение пыльцы *Classopolis* для стратиграфии юрских и меловых отложений западной части Енисей-Хатангского прогиба // Уч. зап. НИИГА. Палеонтология и биостратиграфия. 1971. Вып. 31. С. 34–38.
- Ботвинкина Л. Н. Методическое руководство по изучению слоистости. М.: Наука, 1965. 259 с.
- Боуэн Р. Палеотемпературный анализ. Л.: Недра, 1969. 206 с.
- Бочкарев В. С., Брадучан Ю. В., Глушко Н. К., Кулахметов Н. Х., Пуртова С. И. Триас северных районов Западной Сибири // Биостратиграфия осадочного чехла Западно-Сибирской равнины. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1989. С. 4–13.
- Боярских Г. К. Стратиграфическая схема мезозойских отложений Тюменской области // Труды ЗапСибНИГНИ. М.: Недра, 1968. Вып. 7. С. 5–11.
- Боярских Г. К., Левина В. И., Раевская Е. Б., Ровнина Л. В., Ястребова Т. А. Стратиграфия продуктивной толщи Березовского газоносного района // Там же. С. 92–97.
- Брадучан Ю. В. Региональные стратиграфические подразделения мезозоя Западной Сибири // Основные проблемы геологии Западной Сибири. Тюмень, 1985. С. 11–21.
- Брадучан Ю. В. Биостратиграфические аспекты верхнеюрских отложений Западной Сибири // Биостратиграфия мезозоя Западной Сибири. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1987. С. 69–77.
- Брадучан Ю. В., Нестеров И. И., Соколовский А. П. Стратиграфия мезо-кайнозойских отложений Среднеобской нефтегазоносной области // Труды ЗапСибНИГНИ. М.: Недра, 1968. Вып. 7. С. 11–57.
- Брадучан Ю. В., Ясевич Г. С. Районирование юрских и меловых отложений Западно-Сибирской низменности // Материалы по стратиграфии и палеонтологии мезо-кайнозойских отложений Западной Сибири. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1970. С. 61–71.
- Брадучан Ю. В., Вячкилева Н. П., Лебедев А. И., Месежников А. С. Палеонтологические данные для стратиграфии юры и мела Западной Сибири // Выделение и корреляция основных стратонев мезозоя Западной Сибири. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1984. С. 111–139.
- Брылина Н. А., Даненберг Е. Е. Палеогеоморфологические предпосылки поисков залежей нефти и газа в ловушках неантиклинального типа в отложениях васюганской свиты на юго-востоке Западно-Сибирской плиты // Геологическое строение и нефтегазоносность юго-востока Западной Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1989. С. 115–123.

- Будников И. В., Гурари Ф. Г., Девятков В. П., Казаков А. М., Смирнов Л. В. Нижне-среднеюрские осадочные бассейны Западно-Сибирской провинции и их нефтегазоносность // Осадочные бассейны и нефтегазоносность. М.: Наука, 1989. С. 12–20.
- Бульникова А. А., Резапов А. Н., Пучкина В. В., Стороженко А. А. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Приенисейской части Западно-Сибирской низменности. М.: Недра, 1968. 200 с.
- Бульникова А. А., Карцева Г. Н., Байбородских Н. И., Ронкина З. З., Вахитов Ф. Ф., Горюцова Н. И. К стратиграфии юрских и нижнемеловых отложений северо-восточных районов Западно-Сибирской низменности // Геология и геофизика. 1970. № 5. С. 37–47.
- Бульникова А. А., Ясович Г. С. Верхний отдел Юрская система // Стратиграфо-палеонтологическая основа детальной корреляции нефтегазоносных отложений Западно-Сибирской низменности. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1972. С. 14–49.
- Бульникова С. П., Девятков В. П., Сапьяник В. В., Комиссаренко В. К. Стратиграфическое положение и условия формирования маркирующих слоев с аммодискусами в юре и раннем мелу Сибири // Биофацциальный анализ при палеогеографических реконструкциях. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1989. С. 63–70.
- Быстрицкая Л. И. Фитостратиграфические горизонты юрских отложений Кузбасса // Материалы по стратиграфии и палеонтологии Западной Сибири. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1979. С. 41–56.
- Быстрицкая Л. И. Некоторые феникописы Западной Сибири // Там же. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1987. С. 87–96.
- Быстрицкая Л. И. Новые виды растений из юрских отложений Западно-Сибирской равнины (Томская область) // Материалы по палеонтологии и стратиграфии Западной Сибири. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1992. С. 53–58.
- Быстрицкая Л. И., Татьянин Г. М. Палеонтологическое обоснование возраста васюганского горизонта (юго-восток Западно-Сибирской равнины) // Геология, стратиграфия и полезные ископаемые Сибири. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1979. С. 93–97.
- Быстрицкая Л. И., Татьянин Г. М. Новые данные по стратиграфии юрских отложений на юго-востоке Западной Сибири // Материалы по геологии Сибири. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1983. С. 85–97.
- Быстрицкая Л. И., Киричкова А. И., Тимошина Н. А. Фитостратиграфия тюменской свиты (Томская область) // Там же. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1992. С. 61–71.
- Василенко В. П. Фораминиферы среднеюрских и нижнемеловых отложений мыса Илья и сопки Кожевникова // Сборник статей по геологии Арктики. Л.: Главсевморпуть, 1951. Т. 10, вып. 1. С. 48–82.
- Вахрамеев В. А. Стратиграфия и ископаемая флора юрских и меловых отложений Вилуйской впадины и прилегающей части Приверхоянского краевого прогиба // Региональная стратиграфия СССР. Т. 3. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 136 с.
- Вахрамеев В. А. Расчленение и корреляция континентальных отложений по палеоботаническим данным // Сов. геология. 1982. № 1. С. 58–67.
- Вахрамеев В. А. Юрские и меловые флоры и климаты Земли. М.: Наука, 1988. 209 с.
- Вахрамеев В. А., Добрускина Н. А., Заклинская Е. Д. Палеозойские и мезозойские флоры Евразии и фитогеография этого времени. М.: Наука, 1970. 424 с.
- Вахрамеев В. А., Ильина В. И., Фокина Н. И. Расчленение континентальных юрских отложений СССР по растительным остаткам // Зоны юрской системы в СССР. Л.: Наука, 1982. С. 146–169.
- Великжанина Л. С. Представители родов *Meleagrinnella* и *Arctotis* из нижней и средней юры Западной Якутии // Геология и нефтегазоносность Западной Якутии. Л.: Недра, 1966. С. 80–120.
- Верзилин Н. Н. Методы палеогеографических исследований. Л.: Недра, 1979. 247 с.
- Возженникова Т. Ф. Ископаемые перидинеи юрских, меловых и палеогеновых отложений СССР. М.: Наука, 1967. 347 с.
- Возин В. Ф., Дагис А. А. Новое о древних слоях юры на севере Средней Сибири // Проблемы палеозоогеографии мезозоя Сибири. М.: Наука, 1972. С. 56–67.
- Войцель З. А., Иванова Е. А., Климов С. А. Спорово-пыльцевые комплексы юрских отложений Обь-Иртышского междуречья и их значение для стратиграфии // Спорово-пыльцевые комплексы мезозоя и кайнозоя Западной Сибири. М.: Наука, 1966. С. 27–42.
- Воронец Н. С. Стратиграфия и головоногие моллюски юрских и нижнемеловых отложений Лено-Анабарского района. Л.: Госгеолтехиздат, 1962. 236 с.
- Вячкилева Н. П. Средний оксфорд Западной Сибири // Биостратиграфия мезозоя Западной Сибири. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1987. С. 47–50.
- Гайдебурова Е. А. Закономерности размещения резервуаров в юрских отложениях Обь-Иртышского междуречья: Автореф. дис. ...канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 1981. 16 с.
- Гайдебурова Е. А. Типы разрезов доманикитов Западной Сибири // Доманикиты Сибири и их роль в нефтегазоносности. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1982.
- Галабала Р. О., Данилов В. Г., Полуботко И. В., Репин Ю. С. Пограничные триасово-юрские отложения восточной части Лено-Анабарского прогиба // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 6. С. 128–132.
- Галабала Р. О., Репин Ю. С., Полуботко И. В., Данилов В. Г. Нижняя и средняя юра востока Лено-Анабарского прогиба // Био- и литостратиграфия мезозоя нефтегазоносных районов СССР. Л.: ВНИГРИ, 1990. С. 54–69.

- Геккер Р. Ф. Введение в палеозоологию. М.: Госгеолтехиздат, 1957. 125 с.
- Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 390 с.
- Герасимов П. А., Митта В. В., Кочанова В. Д. Ископаемые волжского яруса Центральной России. Л.: ВНИГРИ, 1995. 114 с.
- Герке А. А. О составе и распределении микрофауны в мезозойских отложениях Енисейско-Ленского края / К биостратиграфии верхнепалеозойских и мезозойских отложений Енисейско-Ленского края. Л.: Водотрансиздат, 1953. С. 3–108.
- Герке А. А. Фораминиферы пермских, триасовых и лейасовых отложений нефтеносных районов севера Центральной Сибири. Л.: Госгеолтехиздат, 1961. 579 с.
- Глинских Л. А., Никитенко Б. Л., Шурыгин Б. Н. Юра Западной Сибири — абалакская свита (палеонтологическая характеристика, лито- и биостратиграфия) // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 7. С. 1059–1078.
- Глушко Н. К. Верхнеюрские спорово-пыльцевые комплексы Ятринской площади // Решения и труды Межведомственного совещания по доработке и уточнению унифицированной и корреляционной стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности. Ч. II. Тюмень, 1970. С. 198–200.
- Глушко Н. К. Обоснование возраста тутлеймской свиты по данным палинологии // Стратиграфия и фауны фанерозоя Западной Сибири. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1982. С. 62–66.
- Глушко Н. К. Палинологическая характеристика верхнеюрских отложений Сидоровского нефтегазоносного района // Биостратиграфия мезозоя Западной Сибири. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1987. С. 54.
- Глушко Н. К. Новые данные по стратификации нижнесреднеюрских отложений Сосьвинского района // Биостратиграфия осадочного чехла Западно-Сибирской равнины. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1989. С. 18–25.
- Глушко Н. К., Пуртова С. И. Сопоставление спорово-пыльцевых комплексов из осадков тутлеймской и баженовской свит // Палинологические исследования мезозоя и кайнозоя Западной Сибири. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1980. С. 30–36.
- Глушко Н. К., Поповичева Л. В., Пуртова С. И., Стрепетилова В. Г. Стратиграфия нефтегазоносных отложений юры севера Западно-Сибирской равнины по данным палинологии // Стратиграфия и корреляция осадков методами палинологии. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1983. С. 117–120.
- Глушко Н. К., Шейко Л. Н. Новые данные по биостратиграфическому исследованию нижнеюрских отложений Западной Сибири // Биостратиграфия мезозоя Западной Сибири. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1987. С. 12–17.
- Гольберт А. В. Региональная палеоклиматология Сибири: юра-палеоген. Методы, результаты: Автореф. дис. ...д-ра геол.-мин. наук. Новосибирск, 1984. 32 с.
- Гольберт А. В. Основы региональной палеоклиматологии. М.: Недра, 1987. 221 с.
- Гольберт А. В., Климова И. Г., Сакс В. Н., Турбина А. С. Новые данные о пограничных слоях юры и мела в Западной Сибири // Геология и геофизика. 1972. № 5. С. 11–18.
- Гольберт А. В., Девятов В. П. К методике обработки и генетической интерпретации массовых данных гранулометрического анализа // Геология и нефтегазоносность мезозойских седиментационных бассейнов Сибири. Новосибирск: Наука, 1983. С. 77–83.
- Гольберт А. В., Климова И. Г., Булыникова С. П., Девятов В. П., Турбина А. С. Морские волжские и неокомские отложения бассейна р. Буолкалаха (Арктическая Якутия) // Геология и нефтегазоносность мезозойских седиментационных бассейнов Сибири. Новосибирск: Наука, 1983. С. 48–58.
- Горшенин Ю. Д., Евдокимов Ф. И., Падва Г. А., Першуткин М. Б., Тихомиров Ю. П. К стратиграфии юрских отложений Усть-Вилуйского района // Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Вып. 6. Якутск: Якут. кн. изд-во, 1961. С. 58–70.
- Горюхин Е. Я., Фузеев С. М. Стратиграфия юрских-палеогеновых отложений бассейна р. Кети (в пределах Томской области) // Материалы по стратиграфии и палеонтологии Западной Сибири. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1974. С. 68–84.
- Граница юры и мела и берриасский ярус в Бореальном поясе. Новосибирск: Наука, 1972. 371 с.
- Григорьева К. Н. Палинологическая характеристика верхнеюрских отложений р. Хета (Енисей-Хатангский прогиб) // Стратиграфия и палеонтология Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1981. С. 64–66.
- Гурари Ф. Г. Геология и перспективы нефтегазоносности Обь-Иртышского междуречья. Л.: Госгеолтехиздат, 1959. 174 с.
- Гурари Ф. Г. О выделении новой локозовской свиты в юрских отложениях Среднего Приобья // Докл. АН СССР. 1962. Т. 143, № 1. С. 171–174.
- Гурари Ф. Г. Литостратиграфические подразделения // Региональные и местные стратиграфические подразделения для крупномасштабного геологического картирования Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1986. С. 21–29.
- Гурари Ф. Г. К стратиграфии нижне-среднеюрских отложений южной половины Западной Сибири // Местные и региональные стратиграфические подразделения в практике геологического изучения Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1992. С. 112–120.
- Гурари Ф. Г., Елисеев Б. А., Климушина Л. П., Лаврова Л. Я., Нестеров И. И., Пуртова С. И., Ростовцев Н. Н., Рудкевич М. Я., Черникова К. А. Проект региональной унифицированной

- стратиграфической и корреляционной схем триас-юрских, меловых и морских палеогеновых отложений Западно-Сибирской низменности // Решения и труды Межведомственного совещания по доработке и уточнению унифицированной и корреляционной стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности. Л., 1961. С. 32–48.
- Гурари Ф. Г., Трушкова Л. Я., Гайдебурова Е. А. О положении глауконитовых песчаников в разрезах верхней юры // Решения и труды Межведомственного совещания по доработке и уточнению унифицированной и корреляционной стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности. Ч. I. Тюмень, 1969. С. 120.
- Гурари Ф. Г., Еханян А. Е. Закономерности размещения углеводородных залежей в ниже-среднеюрских отложениях Западно-Сибирской плиты // Геология и геофизика. 1987. № 10. С. 19–26.
- Гурари Ф. Г., Будников И. В., Девятков В. П., Еханян А. Е., Казаков А. М., Москвин В. И. Стратиграфия и палеогеография ранней и средней юры Западно-Сибирской плиты // Региональная стратиграфия нефтегазоносных районов Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1988а. С. 60–75.
- Гурари Ф. Г., Вайц Э. Я., Меленевский В. Н., Москвин В. И., Перозин Г. Н., Предтеченская Е. А., Рудницкая Д. И., Стасова О. Ф., Фролов В. Х., Фролов Л. А. Условия формирования и методика поисков залежей нефти в аргиллитах баженовской свиты. М.: Недра, 1988б. 200 с.
- Гурари Ф. Г., Девятков В. П., Еханян А. Е., Казаков А. М., Смирнов Л. В. Нефтегазоносные комплексы нижней-средней юры Западной Сибири // Геология и нефтегазоносность нижних горизонтов чехла Западно-Сибирской плиты. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1990. С. 3–8.
- Гурари Ф. Г., Девятков В. П., Казаков А. М., Мухина И. П., Турбина А. С. Прослой морских отложений в “континентальной” тюменской серии Западной Сибири // Сов. геология. 1992. № 8. С. 81–85.
- Гурова Т. И., Сорокина Е. Г., Яскина К. В., Плумен В. А., Пода А. Г., Коробейникова Л. И., Бузулуцков Ф. С. Литолого-минералогические коррелятивы мезо-кайнозойских отложений Западно-Сибирской низменности // Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири 1956 г. Л.: Гостоптехиздат, 1957. С. 154–160.
- Густомесов В. А. Новые позднеюрские и валанжинские белемниты Европейской части СССР и Северного Зауралья // Новые виды древних растений и беспозвоночных СССР. Ч. 2. М.: Гостеолтехиздат, 1960. С. 195–211.
- Густомесов В. А. Позднеюрские бореальные белемниты (Cylindroteuthidae) Русской платформы // Бореальные позднеюрские головоногие. М.: Наука, 1964. С. 91–216.
- Дагис А. А. Тоарские аммониты (Dactyloceratidae) севера Сибири. М.: Наука, 1968. 107 с.
- Дагис А. А. Тоарские аммониты (Hildoceratidae) севера Сибири. Новосибирск: Наука, 1974. 107 с.
- Дагис А. А. Позднеплинцбахские аммониты севера Сибири. Новосибирск: Наука, 1976. 76 с.
- Дайн Л. Г. Распределение комплексов фораминифер в Западной Сибири // Вопросы палеобиогеографии мезозоя севера СССР. Л.: ВНИГРИ, 1971. С. 133–153.
- Дайн Л. Г. Распределение фораминифер в верхнеюрских отложениях Западной Сибири // Юрские фораминиферы Западной Сибири. Л.: ВНИГРИ, 1972. С. 9–27.
- Девятков В. П. Битуминозные глины нижнего тоара Сибири // Геология угленосных и горюче-сланцевых формаций Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1987. С. 116–124.
- Девятков В. П. Этапы геологического развития Сибири в юре // Стратиграфия и главные события в геологической истории Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1991. С. 147–151.
- Девятков В. П., Казаков А. М. Нижнеюрская кыринская свита Лено-Анабарского прогиба // Стратиграфия и палеонтология докембрия и фанерозоя Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1985. С. 99–105.
- Девятков В. П., Князев В. Г., Сапьяник В. В. Реперные горизонты в нижней и средней юре Сибири // Региональная стратиграфия нефтегазоносных районов Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1988. С. 53–60.
- Девятков В. П., Казаков А. М. Морская нижняя и средняя юра Западной Сибири // Геология и нефтегазоносность триас-среднеюрских отложений Западной Сибири. Новосибирск, 1991. С. 40–55.
- Девятков В. П., Казаков А. М., Касаткина Г. В., Могучева Н. К., Никитенко Б. Л., Сапьяник В. В., Смирнов Л. В., Шурыгин Б. Н. Проблемы стратиграфии нижней и средней юры Западной Сибири // Геология и геофизика. 1994. № 12. С. 3–17.
- Дервиз Т. Л. К стратиграфии юрских отложений юго-восточной части Западной Сибири // Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири 1956 г. Л.: Гостоптехиздат, 1957. С. 148–153.
- Дервиз Т. Л. Стратиграфия юрских отложений среднего течения Иртыша, Оби и Чулымо-Енисейской впадины // Геология и нефтегазоносность запада Западно-Сибирской низменности. Л.: Гостоптехиздат, 1959. С. 62–84.
- Долгушин П. С., Баженов М. И., Рубиков И. М., Задорин Л. И. Малиновское месторождение урана // Отчет геология. 1995. № 9. С. 42–45.
- Егорова Л. И. Геология и критерии нефтегазоносности нижнеюрских отложений юго-востока Западно-Сибирской плиты (Томская область): Автореф. дис. ...канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 1992. 16 с.
- Елисеев В. Г., Ясович Г. С. Типы разрезов верхнеюрских отложений Шаимского нефтеносного района // Материалы по стратиграфии мезозойских и кайнозойских отложений Западной Сибири. М.: Недра, 1968. С. 97–104.

- Елисеев В. Г., Нестеров И. И. Стратиграфия мезозойско-кайнозойских отложений Шаимского и Краснотуркменского нефтеносных районов. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1971. С. 41–131.
- Емельянцева Т. М. Геологические исследования в районе Нордвика и острова Бегичева в 1933 г. // Геологические исследования Нордвик-Хатангского района и Таймырского полуострова. Л.: Главсевморпуть, 1939а. С. 5–40.
- Емельянцева Т. М. Геологические исследования в районе рек Хеты, Хатанги и Таймырского полуострова в 1933 г. // Там же. 1939б. С. 91–128.
- Емельянцева Т. М. Геологическое строение и перспективы нефтеносности северной части Анабаро-Хатангского междуречья Нордвикского района // Сборник статей по нефтеносности Советской Арктики. М.; Л.: Главсевморпуть, 1953. С. 3–67.
- Емельянцева Т. М., Кавцова А. И., Пук П. С. Геология и перспективы нефтегазосности низовьев реки Лены. Л.: Гостоптехиздат, 1960. 143 с.
- Жижченко В. П. Методы палеогеографических исследований в нефтегазосных областях. М.: Недра, 1974. 375 с.
- Заспелова В. С. Фораминиферы верхнеюрских и меловых отложений Западно-Сибирской низменности // Микрофауна нефтяных месторождений СССР. Л.: Гостоптехиздат, 1948. С. 189–210.
- Затонская С. Г. Описание новых видов перидиней из отложений верхней юры и нижнего мела Шаимского нефтеносного района // Материалы по геологии мезозоя и кайнозоя Западно-Сибирской равнины. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1975. С. 91–96.
- Затонская С. Г. Водоросли верхней юры и низов нижнего мела Шаимского нефтеносного района // Там же. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1983. С. 91–96.
- Зауер В. В., Мчедлишвили Н. Д. Спорово-пыльцевые комплексы мезозойских и кайнозойских отложений г. Тюмени // Материалы по палинологии и стратиграфии. Л.: Госгеолтехиздат, 1954. С. 124–159.
- Захаров В. А. Позднеюрские и раннемеловые двустворчатые моллюски севера Сибири (отряд Anisomyaria) и условия их существования. М.: Наука, 1966. 167 с.
- Захаров В. А. Позднеюрские и раннемеловые двустворчатые моллюски севера Сибири и условия их существования (семейство Astartidae). М.: Наука, 1970. 170 с.
- Захаров В. А. Бухииды и биостратиграфия бореальной верхней юры и неокома. М.: Наука, 1981. 367 с.
- Захаров В. А., Месежников М. С. Волжский ярус Приполярного Урала. Новосибирск: Наука, 1974. 198 с.
- Захаров В. А., Шурыгин Б. Н. Биостратиграфическое и палеобиогеографическое значение редких среднеюрских двустворчатых моллюсков севера Сибири // Биостратиграфия бореального мезозоя. Новосибирск: Наука, 1974. С. 109–120.
- Захаров В. А., Шурыгин Б. Н. Биогеография, фации и стратиграфия средней юры Советской Арктики. Новосибирск: Наука, 1978. 225 с.
- Захаров В. А., Шурыгин Б. Н. Юрское море на севере Средней Сибири (по данным анализа двустворчатых моллюсков) // Условия существования мезозойских морских бореальных фаун. Новосибирск: Наука, 1979. С. 56–81.
- Захаров В. А., Шурыгин Б. Н. Экосистемы юрского и раннемелового бассейнов на севере Сибири // 27-й Международный геологический конгресс. Палеонтология. Секция С.02: Докл. Т. 2. М.: Наука, 1984. С. 30–37.
- Захаров В. А., Шурыгин Б. Н. Метод реконструкции рельефа дна и глубин морских палеобассейнов на основе анализа катен бентоса // Среда и жизнь в геологическом прошлом. Палеобассейны и их обитатели. Новосибирск: Наука, 1985. С. 97–107.
- Захаров В. А., Лебедев А. И. Слои с бухиидами в верхней юре и неокоме Западной Сибири // Биостратиграфия мезозоя Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1986. С. 89–96.
- Захаров В. А., Никитенко Б. Л., Алейников А. Н., Богомолов Ю. И., Меледина С. В. Биостратиграфия верхней юры и неокома // Геология и проблемы поисков новых крупных месторождений нефти и газа в Сибири. Ч. 1. Новосибирск: СНИИГиМС, 1996. С. 75–78.
- Захаров В. А., Богомолов Ю. И., Ильина В. И., Константинов А. Г., Курушин Н. И., Лебедева Н. К., Меледина С. В., Никитенко Б. Л., Соболев Е. С., Шурыгин Б. Н. Бореальный зональный стандарт и биостратиграфия мезозоя Сибири // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 5. С. 99–128.
- Захаров В. А., Шурыгин Б. Н., Левчук М. А., Пинус О. В., Сахаган Д. Эвстатические сигналы в юрских и нижнемеловых (неокомских) отложениях Западно-Сибирского осадочного бассейна // Геология и геофизика. 1998. Т. 39, № 11. С. 1492–1504.
- Зинченко В. Н., Кирина Т. И., Репин Ю. С. Юрские отложения правобережья Лены (Жиганский район) // Новые данные по стратиграфии и фауне юры и мела Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978. С. 56–70.
- Зональная стратиграфия фанерозоя СССР. М.: Недра, 1991. 159 с.
- Зоны юрской системы СССР. Л.: Наука, 1982. 110 с.
- Иванова Е. А., Войцель З. А., Зауер В. В., Кара-Мурза Э. Н., Кручинина Н. В., Мчедлишвили Н. Д., Покровская И. М., Седова М. А., Стельмак Н. К. Юрские спорово-пыльцевые комплексы Западно-Сибирской низменности // Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири 1956 г. Л.: Гостоптехиздат, 1957. С. 161–164.
- Иванова Е. Ф. Фораминиферы волжского века бореальных бассейнов СССР. Новосибирск: Наука, 1973. 139 с.

- Ильина В. И. Сопоставления спорово-пыльцевых комплексов среднеюрских отложений Чулымо-Енисейской впадины // Спорово-пыльцевые комплексы мезозоя и кайнозоя Западной Сибири. М.: Наука, 1966. С. 7–26.
- Ильина В. И. Сравнительный анализ спорово-пыльцевых комплексов юрских отложений южной части Западной Сибири. М.: Наука, 1968. 109 с.
- Ильина В. И. Спорово-пыльцевая характеристика верхних горизонтов средней юры Чулымо-Енисейского района // Спорово-пыльцевые комплексы мезозоя Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1969. С. 103–106.
- Ильина В. И. О возрасте юрских отложений юго-восточной окраины Западно-Сибирской равнины // Геология и геофизика. 1970. № 3. С. 28–35.
- Ильина В. И. Палинологическая характеристика юрских отложений Сибири // Микрофоссилии мезозоя Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1971. С. 6–51.
- Ильина В. И. Биостратиграфическое значение спорово-пыльцевого комплекса тоара Сибири // Палинология мезофита. М.: Наука, 1973. С. 75–79.
- Ильина В. И. Палинологическая характеристика юрских отложений Центральной мульды Кузбасса // Этюды по палеофитологии Сибири. М.: Наука, 1976. С. 5–22.
- Ильина В. И. О возможности сопоставления юры севера и юга Средней Сибири по палинологическим данным // Новые данные по стратиграфии и фауне юры и мела Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978а. С. 86–96.
- Ильина В. И. Палинологическое обоснование стратиграфического расчленения юры севера Средней Сибири // Геология и геофизика. 1978б. № 9. С. 16–23.
- Ильина В. И. Палинология юры Сибири. М.: Наука, 1985. 237 с.
- Ильина В. И. Микрофитопланктон пограничных отложений юры и мела на мысе Урдюк-Хая (п-ов Пакса) // Палинология в СССР. Новосибирск: Наука, 1988а. С. 103–107.
- Ильина В. И. Палинологическая характеристика пограничных отложений средней и верхней юры юга Западной Сибири // Микрофитофоссилии и стратиграфия мезозоя и кайнозоя Сибири. Новосибирск: Наука, 1988б. С. 42–51.
- Ильина В. И. Зональное расчленение и корреляция тоара Сибири по данным палинологии // Палинология и полезные ископаемые. Минск, 1989. С. 117–119.
- Ильина В. И. Расчленение бат-оксфордских отложений Русской платформы по диноцистам // Стратиграфия и палеогеография осадочных толщ нефтегазоносных бассейнов СССР. Л.: ВНИГРИ, 1991. С. 42–64.
- Ильина В. И. Зональное расчленение верхов плинсбаха и тоара севера Сибири по диноцистам // Микрофитофоссилии и детальная стратиграфия морского мезозоя и кайнозоя Сибири. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1994. С. 7–40.
- Ильина В. И. Основные этапы развития ассоциаций динофлагеллат в юрских морях Сибири // Эволюция жизни на Земле. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1997а. С. 104–105.
- Ильина В. И. Палиностратиграфическая шкала нижней и средней юры Сибири и ее применение для детального расчленения нефтегазоносных толщ // Биостратиграфия нефтегазоносных бассейнов. СПб: ВНИГРИ, 1997б. С. 86–95.
- Ильина В. И. Зональное расчленение верхов келловей и оксфорда Пур-Тазовского междуречья в Западной Сибири по цистам динофлагеллат // Актуальные вопросы геологии и географии Сибири. Т. 1. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1998. С. 215–218.
- Ильина В. И., Тесленко Ю. В. К вопросу о границе между нижним и средним отделами юрской системы в континентальных толщах Сибири // Геология и геофизика. 1971. № 8. С. 3–10.
- Ильина В. И., Кулькова И. А., Лебедева Н. К. Микрофитофоссилии и детальная стратиграфия морского мезозоя и кайнозоя Сибири. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1994. 192 с.
- Итенберг С. С. Интерпретация результатов геофизических исследований разрезов скважин. М.: Недра, 1972. 312 с.
- Иштирякова Х. А. Шеркалинская свита // Труды ЗапСибНИГНИ. М.: Недра, 1968. Вып. 7. С. 74–76.
- Кабанова В. М., Костеша О. Н. Раннеюрские палинокомплексы урманской свиты (Томская область) // Биостратиграфия и микроорганизмы фанерозоя Евразии. М.: ГЕОС, 1997. С. 231–241.
- Кабанова В. М., Костеша О. Н., Ткачева Л. Г., Чеснокова В. С. Пермь, триас и нижняя юра Нюрольской впадины // Геологическое строение и нефтегазоносность юго-востока Западной Сибири. Новосибирск: СНИИГиМС, 1989. С. 58–66.
- Казаков А. М., Девятов В. П. Стратиграфия нижней и средней юры севера Западной Сибири // Стратиграфия и палеонтология докембрия и фанерозоя Сибири. Новосибирск: СНИИГиМС, 1990. С. 110–118.
- Казаков А. М., Девятов В. П., Смирнов Л. В. Стратиграфические предпосылки нефтегазоносности раннемезозойских бассейнов Сибири // Местные и региональные стратиграфические подразделения в практике геологического изучения Сибири. Новосибирск: СНИИГиМС, 1992. С. 92–111.
- Казаков А. М., Девятов В. П. Стратиграфия и седиментогенез нижней и средней юры Западной Сибири // Геология и оценка нефтегазового потенциала Западной Сибири. М.: Наука, 1994. С. 24–34.
- Казанский Ю. П. Введение в теорию осадконакопления. Новосибирск: Наука, 1983. 324 с.
- Казаринов В. П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. М.: Гостоптехиздат, 1958. 324 с.

- Казаринов В. П. Этажи нефтегазоносности в мезозойских осадках Западной Сибири // Проблемы сибирской нефти. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1963. С. 58–69.
- Каплан М. Е. Распределение глинистых минералов в морских мезозойских отложениях бассейна реки Анабар // Геология и геофизика. 1972. № 5. С. 29–37.
- Каплан М. Е. Литология морских мезозойских отложений севера Восточной Сибири. Л.: Недра, 1976. 229 с.
- Каплан М. Е., Меледина С. В., Шурыгин Б. Н. Келловейские моря Северной Сибири (условия осадконакопления и существования фауны). Новосибирск: Наука, 1979. 79 с.
- Кара-Мурза Э. Н. Споры и пыльца мезозойских отложений севера Енисей-Ленской области (юра-мел) // Труды НИИГА. Л., 1954. Т. 5. 191 с.
- Кара-Мурза Э. Н. Палинологическое обоснование стратиграфического расчленения мезозойских отложений Усть-Енисейской и Хатангской впадин: Афтореф. дис. ...д-ра геол.-мин. наук. Л., 1958. 35 с.
- Кара-Мурза Э. Н. Палинологическое обоснование стратиграфического расчленения мезозойских отложений Хатангской впадины // Труды НИИГА. Л., 1960. Т. 109. 134 с.
- Карогодин Ю. Н. Элементы теории и методики изучения седиментационной цикличности. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1976. 23 с.
- Карогодин Ю. Н. Седиментационная цикличность. М.: Недра, 1980. 242 с.
- Карогодин Ю. Н., Левчук М. А., Шурыгин Б. Н. О связи этапов развития биоты с седиментационной цикличностью // Проблемные вопросы литостратиграфии. Новосибирск: Наука, 1980. С. 60–68.
- Карогодин Ю. Н., Гайдебурова Е. А. Системные исследования слоевых ассоциаций нефтегазоносных бассейнов (по комплексу промыслово-геофизических данных). Новосибирск: Наука, 1985. 107 с.
- Карцева Г. Н., Ронкина З. З., Колокольцева Е. П. Стратиграфия юрских и меловых отложений // Геология и нефтегазоносность Енисей-Хатангского прогиба. Л.: Недра, 1971. С. 7–18.
- Карцева Г. Н., Ронкина З. З., Шаровская Н. В. Сопоставление юрских и нижнемеловых отложений западной и восточной частей Енисей-Хатангского прогиба // Енисей-Хатангская нефтегазоносная область. Л.: Недра, 1974. С. 33–37.
- Карцева Г. Н., Кузнецов Л. Л., Образцова В. П. Новые данные по стратиграфии юрских и меловых отложений в западной части Енисей-Хатангского прогиба // Реперные горизонты верхнего палеозоя и мезозоя севера Европейской части СССР и Сибири. Л.: ВНИГРИ, 1983. С. 96–100.
- Касаткина Г. В. Палинологическая характеристика нижней и средней юры Западно-Перевальной и Пономаревской площадей Западной Сибири // Геология и нефтегазоносность триас-среднеюрских отложений Западной Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1991. С. 110–117.
- Касаткина Г. В. Спорно-пыльцевые комплексы китербютского горизонта Западной Сибири // Актуальные вопросы геологии и географии Сибири. Т. 1. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1998. С. 229–230.
- Катченков С. М. Малые химические элементы в осадочных породах и нефтях. Л.: Гостоптехиздат, 1959. 271 с.
- Катченков С. М. К характеристике условий осадконакопления по рассеянным химическим элементам // Геохимический сборник. № 7. Л.: Гостоптехиздат, 1961. С. 109–154.
- Кирина Т. И. Стратиграфия нижнеюрских отложений западной части Вилюйской синеклизы // Геология и нефтегазоносность Западной Якутии. Л.: Недра, 1966. С. 18–71.
- Кирина Т. И., Месяжников М. С., Репин Ю. С. О новых местных подразделениях в юре Западной Якутии // Новые данные по стратиграфии и фауне юры и мела Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978. С. 70–85.
- Киричкова А. И. Материалы к изучению нижнемезозойских флор Восточного Урала // Палеонтологический сборник. № 4. Л.: Недра, 1969. С. 270–315.
- Киричкова А. И. Современная таксономия ископаемых растений и палеофлористические сукцессии — основа детальных фитостратиграфических исследований // Стратиграфия триасовых и юрских отложений нефтегазоносных бассейнов СССР. Л.: ВНИГРИ, 1982. С. 95–118.
- Киричкова А. И. Фитостратиграфия и флора юрских и нижнемеловых отложений Ленского бассейна. Л.: Недра, 1985. 222 с.
- Киричкова А. И., Батяева С. К., Быстрицкая Л. И. Фитостратиграфия юрских отложений юга Западной Сибири. М.: Недра, 1992. 216 с.
- Киричкова А. И., Травина Т. А. Палеофлористическая характеристика юрских отложений Уренгойского района (Западная Сибирь) // Стратиграфия фанерозоя нефтегазоносных регионов России. СПб: ВНИГРИ, 1993. С. 98–103.
- Киричкова А. И., Травина Т. А. Фитостратиграфия и корреляция юрских отложений Западной Сибири // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1995. Т. 3, № 1. С. 43–60.
- Климко С. А. Юрские палинокомплексы тюменской свиты (север Новосибирской и Омской областей) // Геология и полезные ископаемые юга Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1988. С. 134–136.
- Климушина Л. П., Ясевич Г. С., Ровнина Л. В., Иштирякова Х. А. По вопросу расчленения тюменской свиты // Решения и труды Межведомственного совещания по доработке и уточнению унифицированной и корреляционной стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности. Ч. I. Тюмень, 1969. С. 117–118.
- Князев В. Г. Аммониты и зональная стратиграфия нижнего оксфорда севера Сибири. М.: Наука, 1975. 167 с.
- Князев В. Г. Граница нижней и средней юры на востоке Сибирской платформы // Новые данные по

- стратиграфии и палеонтологии нефтегазоносных бассейнов Сибири. Новосибирск: СНИИГиМС, 1983. С. 85–97.
- Князев В. Г. Тоарские *Naugrosceratinae* севера Азиатской части СССР // Детальная стратиграфия и палеонтология юры и мела Сибири. Новосибирск: Наука, 1991. С. 37–46.
- Князев В. Г. Зональные шкалы тоарского яруса Северо-Востока Азиатской части России. Якутск: Минерал, 1997. 40 с.
- Князев В. Г., Кисельман Э. Н., Девятов В. П., Шурыгин Б. Н. О стратиграфическом объеме тюнгской свиты (юра Вилуйской гемисинеклизы) // Стратиграфия и палеонтология Сибири. Новосибирск: СНИИГиМС, 1981. С. 49–56.
- Князев В. Г., Девятов В. П., Шурыгин Б. Н. Стратиграфия и палеогеография ранней юры востока Сибирской платформы. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1991. 100 с.
- Князев В. Г., Кутыгин Р. Т., Меледина С. В. Аммониты (*Dactyloceratidae*) и зональная схема нижнего тоара Восточной Сибири // Геология и геофизика. 1993. № 3. С. 10–23.
- Козырева В. Ф., Войцель З. А., Маркова Л. Г., Иванова Е. А., Клишко С. А., Климова И. Г., Казьмина Т. А., Корнева Ф. Р. Юрские отложения // Стратиграфия мезозоя и кайнозоя Западно-Сибирской низменности. М.: Гостоптехиздат, 1957. С. 15–35.
- Комиссаренко В. К. Биостратиграфия ниже-среднеюрских отложений п-ова Ямал // Биостратиграфия мезозоя Западной Сибири. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1987. С. 5–10.
- Комиссаренко В. К. Микрофаунистические реперы заводокувской серии // Биостратиграфия осадочного чехла Западно-Сибирской равнины. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1989. С. 13–18.
- Комиссаренко В. К., Левина В. И. К обоснованию возраста зоны *Ammodiscus veteranus* пограничных слоев юры и мела в Западно-Сибирской низменности // Материалы по стратиграфии мезозойских и кайнозойских отложений Западной Сибири. М.: Недра, 1968. С. 114–118.
- Комиссаренко В. К., Тылкина К. Ф., Левина В. И. Материалы к унифицированной стратиграфической схеме юры Западной Сибири // Решения и труды Межведомственного совещания по доработке и уточнению унифицированной и корреляционной стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности. Ч. II. Тюмень, 1970. С. 171–188.
- Комиссаренко В. К., Тылкина К. Ф. Новые данные по биостратиграфии келловей-оксфордских отложений Западной Сибири // Труды ЗапСибНИГНИ. 1977а. Вып. 119. С. 5–11.
- Комиссаренко В. К., Тылкина К. Ф. Палеонтологическая характеристика кимеридж-волжских отложений Западно-Сибирской равнины // Там же. 1977б. Вып. 119. С. 13–20.
- Конибер Ч. Э. Б. Палеогеоморфология нефтегазоносных песчаных тел. М.: Недра, 1979. 255 с.
- Конторович А. Э., Стасова О. Ф., Фомичев А. С. Нефти базальных горизонтов осадочного чехла Западно-Сибирской плиты // Геология нефтегазоносных бассейнов Сибири. Новосибирск: СНИИГиМС, 1964. С. 27–40.
- Конторович А. Э., Бабина Н. М., Богородская Л. И., Винокур Б. Г., Зимин Ю. Г., Колганова М. М., Липницкая Л. Ф., Луговцов А. Д., Мельникова В. М., Парпарова Г. М., Рогозин Е. А., Стасова О. Ф., Трушкова П. А., Фомичев А. С. Нефтепроизводящие толщи и условия образования нефти в мезозойских отложениях Западно-Сибирской низменности. М.: Недра, 1967. 253 с.
- Конторович А. Э., Нестеров И. И., Салманов Ф. К., Сурков В. С., Трофимук А. А., Эрвье Ю. Г. Геология нефти и газа Западной Сибири. М.: Недра, 1975. 679 с.
- Конторович А. Э., Карогодин Ю. Н., Ильина В. И., Левчук М. А. Особенности геологического строения ниже-среднеюрских нефтеносных отложений Красноленинского района (Западная Сибирь) // Геология и оценка нефтегазового потенциала Западной Сибири. М.: Наука, 1994а. С. 81–94.
- Конторович А. Э., Сурков В. С., Трофимук А. А., Андрусевич В. Е., Афанасьев С. А., Гайдебурова Е. А., Гребенюк В. В., Данилова В. П., Запывалов Н. П., Иванов И. А., Казанский Ю. П., Карогодин Ю. Н., Каштанов В. А., Конторович В. А., Краснов В. И., Левчук М. А., Меленевский В. И., Москвин В. И., Смирнов Л. В., Старосельцев В. С., Фомин А. Н., Фомичев А. С. Нефтегазоносные бассейны и регионы Сибири. Вып. 2. Западно-Сибирский бассейн. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1994б. 201 с.
- Конторович А. Э., Андрусевич В. Е., Афанасьев С. А., Вакуленко Л. Г., Данилова В. П., Злобина О. Н., Ильина В. И., Левчук М. А., Казанский Ю. П., Казарбин В. В., Карогодин Ю. Н., Москвин В. И., Меленевский В. Н., Солотчина Э. П., Фомин А. Н., Шурыгин Б. Н. Геология и условия формирования гигантской Талинской зоны газонефтенакопления в континентальных отложениях нижней юры (Западная Сибирь) // Геология и геофизика. 1995а. Т. 36, № 6. С. 5–28.
- Конторович А. Э., Ильина В. И., Москвин В. И., Андрусевич В. Е., Борисова Л. С., Данилова В. П., Казанский Ю. П., Меленевский В. Н., Солотчина Э. П., Шурыгин Б. Н. Опорный разрез и нефтегазогенерационный потенциал отложений нижней юры Нюрольского осадочного суббассейна (Западно-Сибирская плита) // Там же. 1995б. Т. 36, № 6. С. 110–126.
- Конторович А. Э., Данилова В. П., Егорова Л. И., Конторович В. А., Иванов И. А., Мангазеев В. П., Москвин В. И., Меленевский В. Н., Костырева Е. А., Никитенко Б. Л., Шурыгин Б. Н. Геолого-геохимические критерии прогноза нефтегазоносности нижеюрских аллювиально-озерных отложений Западно-Сибирского бассейна // Докл. РАН. 1998. Т. 358. № 6. С. 799–802.
- Конторович В. А. Моделирование волновых полей при прогнозе геологического разреза нижеюрских отложений Колтогорского прогиба // Геология и геофизика. 1992. № 12. С. 124–132.

- Конторович В. А., Брысякина Л. А., Гончарова М. О. Прогнозирование по сейсморазведочным данным и результатам глубокого бурения строения верхнеар-ааленских континентальных отложений в Колтогорском нефтегазоносном районе (Западная Сибирь) // Геология и геофизика. 1995. Т. 36, № 6. С. 127–137.
- Костеша О. Н., Кабанова В. М., Ткачева Л. Г., Чеснокова В. С. Стратиграфия нижней части осадочного чехла юго-востока Западно-Сибирской плиты // Геология и нефтегазоносность нижних горизонтов чехла Западно-Сибирской плиты. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1990. С. 63–79.
- Костеша О. Н., Кабанова В. М., Ткачева Л. Г., Чеснокова В. С. Новые данные по палинostrатиграфии нижней части осадочного чехла юго-востока Западно-Сибирской плиты // Геология и нефтегазоносность триас-среднеюрских отложений Западной Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1991. С. 55–63.
- Костеша О. Н., Кабанова В. М. Палинокомплексы нижней юры Доронинской впадины Кузбасса // Актуальные вопросы геологии и географии Сибири. Т. 1. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1998. С. 238–242.
- Кошелкина З. В. Палеонтологическое обоснование ярусного расчленения морских юрских отложений Вилуйской впадины и Приверхоянского краевого прогиба // Труды Межведомственного совещания по стратиграфии Сибири. Л.: ВНИГРИ, 1957. С. 38–45.
- Кошелкина З. В. Полевой атлас руководящих фаун юрских отложений Вилуйской синеклизы и Приверхоянского краевого прогиба. Магадан: Маг. кн. изд-во, 1962. 133 с.
- Кошелкина З. В. Стратиграфия и двустворчатые моллюски юрских отложений Вилуйской синеклизы и Приверхоянского прогиба. Магадан: СВКНИИ, 1963. 219 с.
- Кравец В. С. Юрские отложения Уват-Тобольского района // Геология и нефтегазоносность запада Западно-Сибирской низменности. Л.: Гостоптехиздат, 1959. С. 110–120.
- Красилов В. А. Палеоэкосистемы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. № 4. С. 114–150.
- Красилов В. А. Эволюция и биостратиграфия. М.: Наука, 1977. 256 с.
- Крашенинников Г. Ф. Учение о фациях. М.: Высш. шк., 1971. 367 с.
- Крымгольц Г. Я. Информация о пленарном заседании комиссии по юрской системе // Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянной комиссии. Вып. 18. Л., 1978. С. 32–34.
- Крымгольц Г. Я., Петрова Г. Т., Пчелинцев В. Ф. Стратиграфия и фауна морских мезозойских отложений Северной Сибири. Л.: Главсевморпуть, 1953. 133 с.
- Кузнецова К. И. Дифференциация фораминиферовых сообществ и динамика их систематического состава в юрское время // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1998. Т. 6, № 1. С. 36–48.
- Кукушкина Т. С., Кислухин В. И. Районирование верхнеюрских осадочных образований по типам разрезов (Заполярные районы Западной Сибири) // Тез. докл. VI науч.-техн. конф. молодых ученых ЗапСибНИГНИ. Тюмень, 1983. С. 20–21.
- Кулахметов Н. Х., Мишульский М. И., Бородкин В. Н., Ясович Г. С. Стратиграфия верхнеюрских отложений Тазовского и Сидоровского нефтегазоносных районов // Выделение и корреляция основных стратонев мезозоя Западной Сибири. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1984. С. 25–31.
- Куликов Д. П. Стратиграфическое расчленение и структурно-фациальное районирование верхнеюрских отложений Енисей-Хатангского прогиба // Геология и геофизика. 1989. № 9. С. 10–18.
- Кутырев Э. И. Условия образования и интерпретация косой слоистости. Л.: Недра, 1968. 128 с.
- Лебедев А. И. Слои с бухиями верхней юры и неокома Шпротного Приобья // Биостратиграфия мезозоя Западной Сибири. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1987. С. 65–69.
- Лев О. М. Нижнеюрские остракоды Нордвикского и Лено-Оленекского районов // Сборник статей по палеонтологии и биостратиграфии. Вып. 12. Л.: НИИГА, 1958. С. 23–49.
- Лев О. М. Микрофауна нижне- и среднеюрских отложений Лено-Оленекского района // Там же. Вып. 26. Л.: НИИГА, 1961. С. 35–71.
- Лев О. М. Комплексы остракод из юрских отложений Анабарского района // Учен. зап. НИИГА. Палеонтология и биостратиграфия. 1966. Вып. 15. С. 25–41.
- Левина В. И. О распространении комплекса с *Recurvoides scherkalyensis* в отложениях верхней юры северо-запада Западно-Сибирской низменности // Материалы по палеонтологии и стратиграфии Западной Сибири. Л.: Гостоптехиздат, 1962. С. 80–87.
- Левина В. И. Микрофаунистическая характеристика келловейских и оксфордских отложений Тюменской области // Труды ЗапСибНИГНИ. Вып. 7. М.: Недра, 1968. С. 78–86.
- Левина В. И. Фораминиферы продуктивного горизонта Березовского газоносного района // Решения и труды Межведомственного совещания по доработке и уточнению унифицированной и корреляционной стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности. Ч. II. Тюмень, 1970. С. 145–170.
- Левина В. И., Ровнина Л. В. Палеонтологическая характеристика продуктивных пластов Пунгинского и Шухтунгорского месторождений газа // Материалы по стратиграфии мезозойских и кайнозойских отложений Западной Сибири. М.: Недра, 1968. С. 108–114.
- Левина В. И., Ровнина Л. В., Тылкина К. Ф., Шейко Л. Н. Верхний отдел // Стратиграфо-палеонтологическая основа детальной корреляции нефтегазоносных отложений Западно-Сибирской низменности. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1972. С. 115–162.
- Левчук Л. К., Левчук М. А., Меледина С. В. Стратиграфия абалакской свиты в Хангокуртской впадине Западной Сибири // Геология и геофизика. 2000. Т. 41, № 1. С. 50–63.

- Левчук М. А. Использование количественного метода для выделения мезоциклитов в терригенных отложениях // Теоретические и методические вопросы седиментационной цикличности. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1977. С. 136–141.
- Левчук М. А. Литология и перспективы нефтегазоносности юрских отложений Енисей-Хатангского прогиба. Новосибирск: Наука, 1985. 164 с.
- Левчук М. А., Карогодин Ю. Н., Шурыгин Б. Н. Структура и стратиграфический объем слоевых ассоциаций (циклитов) в разрезах юры Анабарского района // Геология и нефтегазоносность Енисей-Хатангского бассейна. М.: Наука, 1982. С. 29–54.
- Ли П. Ф. О возрастном положении вогулкинской и деминской свит Березовского газоносного района Западно-Сибирской низменности // Информ. сб. ВСЕГЕИ. 1960. № 39. С. 77–85.
- Ли П. Ф., Равдоникас О. В., Певзнер В. С. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Усть-Иртышской впадины Западно-Сибирской низменности. Л.: Госгеолтехиздат, 1960а. 232 с.
- Ли П. Ф., Равдоникас О. В., Пятницкий В. К. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Березовского газоносного района Западно-Сибирской низменности. Л.: Госгеолтехиздат, 1960б. 176 с.
- Лидер В. А. Стратиграфия мезозойских отложений бассейна Северной Сосьвы // Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири 1956 г. Л.: Гостоптехиздат, 1957. С. 276–284.
- Лутова З. В. Стратиграфия и фораминиферы келловей севера Средней Сибири. Новосибирск: Наука, 1981. 235 с.
- Максимов В. М. О стратиграфии юрских отложений окрестностей Якутска // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1941. С. 16–26.
- Маркова Л. Г. Палеофлористическое районирование территории Западно-Сибирской равнины в средне- и позднеюрскую эпохи // Материалы по региональной геологии Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1971. С. 20–31.
- Маркова Л. Г., Скуратенко А. В., Ткачева Л. Г. Палинозоны юры и мела Западно-Сибирской плиты // Вопросы биостратиграфии и детальной корреляции мезозойских и кайнозойских отложений Западно-Сибирской равнины. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1979. С. 92–93.
- Маркова Л. Г., Скуратенко А. В. “Теплый” тоарский палинокомплекс в нижней юре Томской области и его значение для стратиграфии и межрегиональных сопоставлений // Новые данные по стратиграфии и палеогеографии нефтегазоносных бассейнов Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1983. С. 41–45.
- Маркова Л. Г., Скуратенко А. В., Ткачева Л. Г. Палиностратиграфия ранней юры-аалена юго-востока Западно-Сибирской плиты // Региональная стратиграфия нефтегазоносных провинций Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1985. С. 119–127.
- Маркова Л. Г., Скуратенко А. В., Ткачева Л. Г., Чеснокова В. С. Палиностратиграфия поздней юры Томской области // Материалы по палеонтологии и стратиграфии Западной Сибири. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1988. С. 74–82.
- Марковский Б. П. Методы биофациального анализа. М.: Недра, 1966. 272 с.
- Материалы по стратиграфии мезозойских и кайнозойских отложений Западной Сибири. М.: Недра, 1968. 167 с.
- Мейен С. В. Введение в теорию стратиграфии. М.: Наука, 1989. 215 с.
- Меледина С. В. Аммониты и зональная стратиграфия байоса-бата Сибири. Новосибирск: Наука, 1973. 145 с.
- Меледина С. В. Проблемы стратиграфии средней юры и келловей бореального пояса // Биостратиграфия бореального мезозоя. Новосибирск: Наука, 1974. С. 83–91.
- Меледина С. В. Аммониты и зональная стратиграфия келловей Сибири. М.: Наука, 1977. 289 с.
- Меледина С. В. Аммониты и зональная стратиграфия бореального бата и келловей СССР: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Новосибирск, 1989. 31 с.
- Меледина С. В. Байосские аммониты севера Средней Сибири // Детальная стратиграфия и палеонтология юры и мела Сибири. Новосибирск: Наука, 1991а. С. 113–125.
- Меледина С. В. Зональная схема “бореального бата”-нижнего келловей Сибири // Детальная стратиграфия и палеонтология юры и мела Сибири. Новосибирск: Наука, 1991б. С. 125–153.
- Меледина С. В. Бореальная средняя юра России (аммониты и зональная стратиграфия байоса, бата и келловей). Новосибирск: Наука, 1994. 182 с.
- Меледина С. В., Нальняева Т. И. О выделении зон юры бореальной зоогеографической области в разрезе п-ова Юрюнг-Тумус (Нордвик) // Проблемы палеозоогеографии мезозоя Сибири. М.: Наука, 1972. С. 68–88.
- Меледина С. В., Нальняева Т. И., Шурыгин Б. Н. Юра Енисей-Хатангского прогиба. Нордвикская зона, типовой разрез. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1987. 127 с.
- Меледина С. В., Нальняева Т. И. Корреляционное значение Печорского Севера для сопоставления зональных шкал средней юры Сибири и Западной Европы // Тез. докл. XXXVIII сессии ВПО. Новосибирск, 1991. С. 73–75.
- Меледина С. В., Шурыгин Б. Н., Злобина О. Н., Левчук М. А., Нальняева Т. И., Никитенко Б. Л. Чекуровская свита (бат-келловей) в стратотипе // Детальная стратиграфия и палеонтология юры и мела Сибири. Новосибирск: Наука, 1991. С. 78–106.

- Меледина С. В., Алейников А. Н. Зональная шкала келловей и пограничных отложений оксфорда Восточной Сибири по аммонитам // Геология и геофизика. 1995. № 3. С. 3–15.
- Меледина С. В., Шурыгин Б. Н., Никитенко Б. Л., Ильина В. И., Нальняева Т. И. Зональные биостратиграфические схемы нижней и средней юры Восточной и Западной Сибири // Биостратиграфия нефтегазоносных бассейнов. СПб.: ВНИГРИ, 1997. С. 141–150.
- Меледина С. В., Ильина В. И., Нальняева Т. И. Параллельные биостратиграфические шкалы бореального бата и келловей Печорского Севера как инструмент для межрегиональных корреляций // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1998. Т. 6, № 3. С. 29–42.
- Месежников М. С. Стратиграфия юрских отложений восточного склона Приполярного и Полярного Урала // Геология и нефтегазоносность запада Западно-Сибирской низменности. Л.: Гостоптехиздат, 1959. С. 85–109.
- Месежников М. С. Новая аммонитовая зона верхнего оксфорда и положение границы оксфорда и кимериджа в Северной Сибири // Проблемы палеонтологического обоснования детальной стратиграфии мезозоя. Л.: Наука, 1967. С. 110–130.
- Месежников М. С. Зональное подразделение нижнего кимериджа Арктики // Докл. АН СССР. 1968. Т. 173, № 4. С. 912–915.
- Месежников М. С. Кимериджский и волжский ярусы севера СССР. Л.: Недра, 1984. 205 с.
- Месежников М. С. Титонский, волжский и португальский ярусы (геологические и биологические события, корреляция) // Осадочная оболочка Земли в пространстве и времени. Стратиграфия и палеонтология. МГК. XXVIII сессия: Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1989. С. 100–107.
- Месежников М. С., Меледина С. В., Нальняева Т. И., Шульгина Н. И. Зоогеография морей юры и мела Бореального пояса по головоногим моллюскам // Мезозой Советской Арктики. Новосибирск: Наука, 1983. С. 28–37.
- Месежников М. С., Захаров В. А., Брадучан Ю. В., Меледина С. В., Вячкилева Н. П., Лебедев А. И. Зональное расчленение верхнеюрских отложений Западной Сибири // Геология и геофизика. 1984. № 8. С. 40–52.
- Месежников М. С., Азбель А. Я., Алексеев С. Н., Репин Ю. С., Яковлева С. П., Сей И. И., Калачева Е. Д., Полуботко И. В., Шульгина Н. И., Басов В. А., Захаров В. А., Меледина С. В., Нальняева Т. И., Шурыгин Б. Н., Брадучан Ю. В., Лебедев А. И., Вячкилева Н. П., Григалис А. А., Ротките Л. М. Зональные и субзональные шкалы юры и неокома бореальных бассейнов // Сов. геология. 1985. № 12. С. 52–64.
- Месежников М. С., Азбель А. Я., Калачева Е. Д., Ротките Л. М. Средний и верхний оксфорд Русской платформы. Л.: Наука, 1989. 183 с.
- Месежников М. С., Калачева Е. Д. Зональное подразделение бореального верхнего оксфорда СССР // Ярусные и зональные шкалы бореального мезозоя СССР. Новосибирск: Наука, 1989. С. 108–123.
- Милова Л. В. Стратиграфия и двустворчатые моллюски триасово-юрских отложений Северного Приохотья. М.: Наука, 1976. 88 с.
- Митта В. В. Аммониты и зональная стратиграфия средневожских отложений Центральной России. Киев: Наук. думка, 1993. 132 с.
- Могучева Н. К. Фитостратиграфия нижней и средней юры Западной Сибири // Геология и нефтегазоносность нижних горизонтов чехла Западно-Сибирской плиты. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1990. С. 35–45.
- Муромцев В. С. Электрометрическая геология песчаных тел — литологических ловушек нефти и газа. Л.: Недра, 1984. 260 с.
- Мятлюк Е. В. Фораминиферы юрских отложений нефтяного месторождения Нордвик (Хатангский залив) // Геологическое исследование Нордвик-Хатангского района и Таймырского полуострова. Л.: Главсевморпуть, 1939. С. 221–246.
- Мятлюк Е. В. Отряд Foraminifera. Фораминиферы // Атлас руководящих форм ископаемых фаун СССР. Нижний и средний отделы юрской системы. М.: Госгеолиздат, 1947. С. 72–74.
- Наливкин Д. В. Учение о фациях. В 2-х томах. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1956. Т. 1. 535 с.; Т. 2. 395 с.
- Нальняева Т. И. Биостратиграфические подразделения в нижней и средней юре по белемнитам // Биостратиграфия мезозоя Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1986. С. 111–118.
- Нальняева Т. И. Комплексы белемнитов верхней юры и неокома Приполярного Урала // Геологическая история Арктики в мезозое и кайнозое. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1992. С. 60–64.
- Нежданов А. А. Маркирующие горизонты в продуктивных отложениях мезозоя Западной Сибири // Выделение и корреляция основных стратонов мезозоя Западной Сибири. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1984. С. 97–106.
- Нежданов А. А., Огибенин В. В. Материалы к региональной стратиграфической схеме нижней-средней юры Западной Сибири // Биостратиграфия мезозоя Западной Сибири. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1987. С. 17–27.
- Нежданов А. А., Огибенин В. В., Комиссаренко В. К. Новые данные о строении нижне-среднеюрских отложений Тюменской области // Нефтегазоносность отложений северных районов Западной Сибири. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1987. С. 32–40.
- Нежданов А. А., Огибенин В. В., Куренко М. И., Сапожникова С. В., Топычканова Е. Б. Региональная и литостратиграфическая схема мезозоя и кайнозоя Западной Сибири и основные закономерности

- размещения неантиклинальных ловушек углеводородов // Литмологические закономерности размещения резервуаров и залежей углеводородов. Новосибирск: Наука, 1990. С. 80–108.
- Нестеров И. И., Перозо Г. Н., Брадучан Ю. В., Ставицкий Б. П., Нестерова Е. И. Опорные скважины СССР. Сургутская опорная скважина (Тюменская область). Л.: Недра, 1964. 188 с.
- Нестеров И. И., Кулахметов Н. Х., Бочкарев В. С., Брадучан Ю. В. Пути совершенствования основных стратиграфических подразделений мезозоя Западной Сибири // Выделение и корреляция основных стратонев мезозоя Западной Сибири. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1984. С. 5–10.
- Никитенко Б. Л. Слои с фораминиферами верхнеплинских отложений типового разреза Нордвикской структурно-фациальной зоны (север Сибири) // Геология и геофизика. 1990. № 1. С. 19–25.
- Никитенко Б. Л. Фораминиферы из типового разреза юры Нордвикской зоны (север Средней Сибири) // Детальная стратиграфия и палеонтология юры и мела Сибири. Новосибирск: Наука, 1991. С. 78–106.
- Никитенко Б. Л. Зональная шкала нижней и средней юры на севере Сибири по фораминиферам // Геология и геофизика. 1992. № 1. С. 3–14.
- Никитенко Б. Л. Ранне- и среднеюрские остракоды севера Сибири: основные закономерности эволюции и зональная шкала // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1994. № 2(4). С. 38–55.
- Никитенко Б. Л., Поспелова В. Ю. Микробиота (бентос и фитопланктон) и биофауны в ранне-среднеюрских морях на севере Сибири // Геодинамика и эволюция Земли: Материалы к науч. конф. РФФИ. Новосибирск: Изд-во СО РАН НИЦ ОИГГМ, 1996. С. 177–180.
- Никитенко Б. Л., Ядренкин А. В. Представители рода *Grigelis* (Nodosariidae, Foraminifera) из нижнего мезозоя севера Сибири // Новости палеонтологии и стратиграфии. Вып. 1. Геология и геофизика. Прил. 1998. Т. 39. С. 103–113.
- Николаев В. И., Стрижов В. П., Гольберт А. В. Изотопный состав кислорода и углерода нижнеюрских биогенных карбонатов Якутии // Тез. докл. на IX Всесоюз. симпозиум по стабильным изотопам в геохимии (г. Москва. 16–19 ноября 1982 г.). Т. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1982. С. 400.
- Новые данные по стратиграфии и фауне юры и мела Сибири / Под ред. В. Н. Сакса, Б. Н. Шурыгина. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978. 163 с.
- Обстановки осадконакопления и фации / Реддинг Х. Г., Коллинсон Дж. Д., Аллен Ф. А. и др. Под ред. Х. Г. Реддинга. М.: Мир, 1990. 352 с.
- Опорный разрез верхнеюрских отложений бассейна р. Хета. Л.: Наука, 1969. 124 с.
- Опорный разрез неокома севера Сибирской платформы. В 2-х томах. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1981. Т. 1. 97 с.; Т. 2. 133 с.
- Оско Т. И. Нижняя юра и средняя юра (заводокувская серия). Верхняя юра–валанжин–готерив (полудинская серия) // Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности. М.: Госгеолтехиздат, 1958. С. 44–56.
- Палеогеография Севера СССР в юрском периоде. Новосибирск: Наука, 1983. 188 с.
- Пельдяков И. С. Геология месторождений ископаемых углей. М.: Госгеолтопиздат, 1954. 312 с.
- Петрова Л. Д. Палинологическая характеристика верхнеюрских отложений Вилуйской синеклизы // Стратиграфия и корреляция осадков методом палинологии. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1983. С. 133–136.
- Петтиджон Ф. Дж. Осадочные породы. М.: Недра, 1981. 751 с.
- Полевой атлас юрской фауны и флоры Северо-Востока СССР. Магадан: Маг. кн. изд-во, 1968. 378 с.
- Полуботко И. В. Биостратиграфия юрских иноцерамовых двустворок и спорные вопросы их таксономии и номенклатуры // Стратиграфия и палеогеография осадочных толщ нефтегазоносных бассейнов СССР. Л.: ВНИГРИ, 1991. С. 75–87.
- Полуботко И. В., Репин Ю. С. О выделении новой аммонитовой зоны в основании юрской системы // Докл. АН СССР. 1981. Т. 261, № 6. С. 1394–1398.
- Полуботко И. В., Сей И. И. Расчленение среднеюрских отложений восточной части СССР по митилоцерамам // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 12. С. 63–70.
- Полуботко И. В., Милова Л. В. Синемюрские и плинскихские пектиниды Северо-Востока СССР и их стратиграфическое значение // Биостратиграфия мезозоя Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1986. С. 118–126.
- Полуботко И. В., Репин Ю. С. Зональное расчленение и корреляция тоарских и ааленских отложений Северной Сибири и Северо-Востока России // Зональные подразделения и межрегиональная корреляция палеозойских и мезозойских отложений России и сопредельных территорий. Кн. 2. Мезозой. СПб.: ВСЕГЕИ, 1994. С. 50–79.
- Поспелова В. Ю. Расчленение и корреляция верхнеплинских и тоарских отложений Анабарского района по данным палинологии // Геология и геохимия осадочных бассейнов Сибири. Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1995. С. 38–47.
- Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 29. СПб.: ВСЕГЕИ, 1997. 35 с.
- Пояркова З. Н. Опорные скважины СССР. Чулымская опорная скважина. Л.: Гостоптехиздат, 1961. 137 с.
- Практическое руководство по микрофауне СССР. Фораминиферы мезозоя. Л.: Недра, 1991. 373 с.
- Предтеченский Н. Н. Задачи и правила изучения и описания опорных стратиграфических разрезов. Л.: ВСЕГЕИ, 1983. 33 с.

- Пуртова С. И. Палинокомплексы из раннеюрских отложений Губкинского и Вартовского литолого-фациальных районов // Биостратиграфия осадочного чехла Западно-Сибирской равнины. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1989. С. 30–36.
- Пуртова С. И., Поповичева Л. В. Палинологическая характеристика отложений юры и неокома Надым-Тазовского междуречья Западно-Сибирской равнины // Материалы по геологии мезозоя и кайнозоя Западно-Сибирской равнины. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1975. С. 19–224.
- Пуртова С. И., Игнатова М. М. Комплексы спор и пыльцы из юрских отложений восточной части Западно-Сибирской равнины // Биостратиграфия мезозоя Западной Сибири. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1987. С. 27–30.
- Пуртова С. И., Игнатова М. М. Палинологическая характеристика раннемезозойских отложений Надым-Тазовской синклинали Западной Сибири // Палинология в стратиграфии. М.: Наука, 1994. С. 65–68.
- Путря Ф. С. Лентикулиниды верхнеюрских отложений Западно-Сибирской низменности. М.: Недра, 1972. 304 с.
- Райдинг Дж. Б., Федорова В. А., Ильина В. И. Схема биоzonации юрских-нижнемеловых отложений Русской платформы и сравнение ее со стандартом Северо-Западной Европы (по данным изучения диноцист) // Био- и сиквенстратиграфия нефтегазоносных бассейнов. СПб.: ВНИГРИ, 1997. С. 74–75.
- Региональные стратиграфические схемы мезозойских и кайнозойских отложений Западно-Сибирской равнины. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1981. 20 л.
- Рейнек Г. Э., Сингх И. Б. Обстановки терригенного осадконакопления. М.: Недра, 1981. 439 с.
- Репин Ю. С. Представители Amaltheidae из верхнеплинских отложений Северо-Востока СССР и их стратиграфическое значение // Биостратиграфия бореального мезозоя. Новосибирск: Наука, 1974. С. 51–66.
- Репин Ю. С. Особенности строения юрского разреза в среднем течении р. Вилюй // Реперные горизонты верхнего палеозоя и мезозоя севера европейской части СССР и Сибири. Л.: ВНИГРИ, 1983. С. 64–74.
- Репин Ю. С. Граница нижней и средней юры на востоке Сибирской платформы // Стратиграфия и палеогеография осадочных толщ нефтегазоносных бассейнов СССР. СПб.: ВНИГРИ, 1991. С. 56–66.
- Репин Ю. С. Юкагирский этап (поздний триас–средняя юра) истории седиментационного бассейна Северо-Восточной Азии: Автореф. дис. ...д-ра геол.-мин. наук. СПб.: ВНИГРИ, 1997. 65 с.
- Репин Ю. С., Полуботко И. В. Проблема верхнего тоара на Северо-Востоке Азии // Геологическая история Арктики в мезозое и кайнозое. СПб.: ВНИИОкеанология, 1992. С. 41–48.
- Репин Ю. С., Полуботко И. В. Зональное расчленение верхнего тоара на Северо-Востоке России // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1993. Т. 1, № 1. С. 109–117.
- Репин Ю. С., Полуботко И. В. Нижняя и средняя юра Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ, 1996. 48 с.
- Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири. М.: Гостехиздат, 1959. 91 с.
- Решения и труды Межведомственного совещания по доработке и уточнению унифицированной и корреляционной стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности. Л., 1961. 465 с.
- Решения и труды Межведомственного совещания по доработке и уточнению унифицированной и корреляционной стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности. Ч. I. Тюмень, 1969. 143 с.
- Решения и труды Межведомственного совещания по доработке и уточнению унифицированной и корреляционной стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности. Ч. II. Тюмень, 1970. 274 с.
- Решения II Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Северо-Востока СССР. Магадан, 1978. 215 с.
- Решения III Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою и кайнозою Средней Сибири. Новосибирск, 1981. 91 с.
- Решения V Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозойским отложениям Западно-Сибирской равнины (Тюмень, 1990 г.). Тюмень, 1991. 54 с.
- Ровнина Л. В. О возрасте продуктивного горизонта Березово-Шаимской газонефтеносной зоны Западно-Сибирской низменности // Труды СНИИГГиМСа. Вып. 26. Новосибирск, 1962. С. 20–29.
- Ровнина Л. В. К обоснованию возраста нижнемезозойских отложений Шеркалинской площади в Тюменской области // Материалы по геологии, геофизике и полезным ископаемым Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1965. С. 144–150.
- Ровнина Л. В. Стратиграфическое расчленение континентальных отложений триаса и юры северо-запада Западно-Сибирской низменности. М.: Наука, 1972. 110 с.
- Ровнина Л. В. Палинологическая характеристика и обоснование возраста тюменской свиты в стратотипическом разрезе // Применение палинологии в нефтяной геологии. М.: Наука, 1976. С. 24–26.
- Ровнина Л. В. Палиностратиграфия нижней юры Среднего Приобья // Палинология в стратиграфии. М.: Наука, 1994. С. 69–72.
- Ровнина Л. В. Палинологическое обоснование расчленения ниже-среднеюрских отложений Западной Сибири // Биостратиграфия нефтегазоносных бассейнов. СПб.: ВНИГРИ, 1997. С. 182–189.
- Ровнина Л. В., Шейко Л. Н. Юрская система // Стратиграфо-палеонтологическая основа детальной корреляции нефтегазоносных отложений Западно-Сибирской низменности. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1972. С. 97–115.

- Ровнина Л. В., Климушина Л. П., Пуртова С. И. Палинология в нефтяной геологии мезозоя Западной Сибири // Палинология в СССР. М.: Наука, 1976. С. 71–76.
- Ровнина Л. В., Родионова М. К., Садовникова Т. К., Мазур В. М., Жильцова Н. Н. Комплексные исследования стратиграфии юры и нижнего мела Западной Сибири. М.: Наука, 1978. 138 с.
- Ровнина Л. В., Родионова М. К., Мазур В. М., Синякова Г. Н., Садовникова Т. К., Климушина Л. П., Горбенко Г. Л., Юшинская З. Н. Биостратиграфия мезозоя Западной Сибири. М.: Наука, 1985. 104 с.
- Ровнина Л. В., Синякова Г. В., Слабоспицкая Е. А. Палиностратиграфия отложений средней юры Сургутского свода // Биостратиграфия осадочного чехла Западно-Сибирской равнины. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1989. С. 36–42.
- Ровнина Л. В., Родионова М. К., Синякова Г. Н., Климушина Л. П. Морские микрофоссилии ранне-среднеюрских отложений Западной Сибири // Палеоэколого-литологические и биостратиграфические исследования в геологоразведочных работах на нефть и газ. Махачкала, 1990. С. 101–103.
- Ровнина Л. В., Пуртова С. И., Слабоспицкая Е. А. Микрофитопланктон пограничных отложений юры и мела Западной Сибири // Граница юры и мела. М.: Наука, 1990. С. 36–43.
- Романова В. И. Стратиграфическое значение комплексов микрофауны верхнеюрских отложений восточного склона Приполярного Урала // Палеонтология и стратиграфия. Вып. 93. Л.: ВСЕГЕИ, 1964. С. 175–180.
- Ростовцев Н. Н. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности // Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1955. № 2. С. 3–12.
- Ростовцев Н. Н. Западно-Сибирская низменность. Очерки по геологии СССР (по материалам глубокого бурения) / Труды ВНИГРИ. 1956. Т. 1, нов. сер., вып. 96. С. 54–110.
- Ростовцев Н. Н. Введение. Краткая характеристика серий свит и некоторые спорные вопросы стратиграфии мезозойских и третичных отложений // Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности. М.: Госгеолтехиздат, 1958. С. 34–43.
- Ростовцев Н. Н., Алескерова З. Т., Еганов Э. А., Ли П. Ф., Осько Т. И., Толстихина М. А. Стратиграфия мезозойских и третичных отложений Западно-Сибирской низменности // Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири 1956 г. Л.: Гостоптехиздат, 1957. С. 113–128.
- Рулева Н. П. Новые данные о микрофауне из мезозойских отложений Якутии // Геол. сб. Вып. 6. Л.: Гостоптехиздат, 1961. С. 64–78.
- Рулева Н. П. Новые ранне- и среднеюрские лентиккулины Западной Якутии // Новые роды и виды древних растений и беспозвоночных СССР. Л.: Недра, 1980. С. 77–83.
- Рухин Л. В. Основы общей палеогеографии. Л.: Гостоптехиздат, 1959. 557 с.
- Савостин Л. А., Натапов Л. М., Ставский А. П. Мезозойская палеогеодинамика и палеогеография Арктического региона // Палеоокеанология. Коллоквиум 03. 7-й Международ. геол. конгр. Докл. Т. 3. М.: Наука, 1984. С. 172–187.
- Сакс В. Н., Ронкина З. З. Юрские и меловые отложения Усть-Енисейской впадины. М.: Госгеолиздат, 1957. 229 с.
- Сакс В. Н., Грамберг Н. С., Ронкина З. З., Аплонова Э. Н. Мезозойские отложения Хатангской впадины. Л.: Гостоптехиздат, 1959. 226 с.
- Сакс В. Н., Ронкина З. З., Шульгина Н. И., Басов В. А., Бондаренко Н. М. Стратиграфия юрской и меловой систем Севера СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 227 с.
- Сакс В. Н., Нальняева Т. И. Верхнеюрские и нижнемеловые белемниты Севера СССР. Роды *Cylindroteuthis* и *Lagonibelus*. М.: Наука, 1964. 166 с.
- Сакс В. Н., Нальняева Т. И. Верхнеюрские и нижнемеловые белемниты Севера СССР. Роды *Pachyteuthis* и *Acroteuthis*. М.: Наука, 1966. 216 с.
- Сакс В. Н., Нальняева Т. И. Ранне- и среднеюрские белемниты Севера СССР. *Nannobelinae*, *Passaloteuthinae* и *Hastitidae*. М.: Наука, 1970. 228 с.
- Сакс В. Н., Нальняева Т. И. Ранне- и среднеюрские белемниты Севера СССР. *Megateuthinae* и *Pseudodicoelitinae*. М.: Наука, 1975. 123 с.
- Сакс В. Н., Меледина С. В., Шурыгин Б. Н. О разбивке на свиты юрской системы в восточной части Енисей-Хатангского прогиба // Геология и геофизика. 1978. № 9. С. 2–18.
- Сакс В. Н., Нальняева Т. И. Особенности расселения бореальных белемноидей // Условия существования мезозойских морских бореальных фаун. Новосибирск: Наука, 1979. С. 9–23.
- Самылина В. А., Ефимова А. Ф. Первые находки раннеюрской флоры в бассейне реки Колымы // Докл. АН СССР. 1968. Т. 179, № 1. С. 166–169.
- Санин В. Я. Раннемеловые ктенодонтиды (*Bivalvia*) Севера Сибири. Новосибирск: Наука, 1976. 70 с.
- Санин В. Я., Захаров В. А., Шурыгин Б. Н. Позднеюрские и раннемеловые *Arcacea* (*Bivalvia*) Севера СССР. Новосибирск: Наука, 1984. 126 с.
- Сапьяник В. В. Раннеюрские комплексы фораминифер востока Сибирской платформы // Биостратиграфия мезозоя Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1986. С. 133–137.
- Сапьяник В. В. Тоарские фораминиферы Средней Сибири // Детальная стратиграфия и палеонтология юры и мела Сибири. Новосибирск: Наука, 1991. С. 106–113.

- Сей И. И., Калачева Е. Д. Проблемы байосского и батского ярусов средней юры Востока и Севера СССР // Сов. геология. 1987. № 4. С. 51–57.
- Сей И. И., Калачева Е. Д. Нижнеберриасские отложения Южного Приморья и положение границы юры и мела на Дальнем Востоке СССР // Граница юры и мела. М.: Наука, 1990. С. 178–187.
- Сей И. И., Калачева Е. Д. Пограничные слои юры и мела Дальнего Востока России и проблема юрско-меловой границы // Геологическая история Арктики в мезозое и кайнозое. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1992. С. 32–47.
- Сей И. И., Калачева Е. Д. Биостратиграфические критерии границы юрской и меловой систем для территории России: Служеб.-информ. зап. СПб.: ВСЕГЕИ, 1993а. 60 с.
- Сей И. И., Калачева Е. Д. Бухии и зональная стратиграфия верхнеюрских отложений северной части Дальнего Востока // Геология и геофизика. 1993б. № 8. С. 46–60.
- Сей И. И., Калачева Е. Д. Граница юрской и меловой систем в Бореальной области (биостратиграфия, бореально-тетическая корреляция) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1997. Т. 5, № 1. С. 42–59.
- Сейсмическая стратиграфия / Под ред. Ч. Э. Пейтона. М.: Мир, 1982. Ч. 1. 375 с.
- Семенова Е. В. Споры и пыльца юрских отложений и пограничных слоев триаса Донбасса. Киев: Наук. думка, 1970. 140 с.
- Сигов А. П. К вопросу применения промышленного прогноза по терригенным компонентам // Разведка и охрана недр. 1956. № 10. С. 12–24.
- Славин В. И., Ясаманов Н. А. Методы палеогеографических исследований. М.: Недра, 1982. 255 с.
- Сластенов Ю. Л. К стратиграфии нижнеюрских отложений центральной части Приверхоьянского прогиба // Новые данные по стратиграфии и фауне юры и мела Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978. С. 47–55.
- Сластенов Ю. Л., Трушкова Л. Я., Граусман В. В. К стратиграфии юрских отложений Лено-Виллюйской нефтегазоносной области // Поиски и разведка нефтяных и газовых месторождений в Якутской АССР. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1976. С. 143–149.
- Сластенов Ю. Л., Гома А. Н., Урзов А. С. Стратиграфия юрских отложений Западного Приверхоья // Сов. геология. 1986. № 6. С. 53–62.
- Сластенов Ю. Л., Гриненко В. С., Петров В. Б., Прокопьев А. В. Стратиграфия верхнего триаса, нижней и средней юры бассейна р. Байбыкан (Предверхоьянский прогиб) // Региональная геология и полезные ископаемые Якутии. Якутск: Якут. ун-т, 1991. С. 65–73.
- Смокотина И. В., Безрукова С. А., Саханова-Григорьева Н. С. Палинологическое расчленение нижнеюрских отложений западной части Канско-Ачинского бассейна // Расчленение и корреляция фанерозоя по данным микропалеонтологии. Томск, 1995. 124 с.
- Соколов А. Р. Биостратиграфическое расчленение и характерные виды фораминифер среднеюрских отложений арктических районов СССР // Стратиграфия и палеонтология мезозойских осадочных бассейнов Севера СССР. Л.: Изд. ПГО "Севморгеология", 1985. С. 62–71.
- Сороков Д. С. Стратиграфия и фации морских мезозойских отложений Лено-Оленекского района // Сборник статей по геологии Арктики. Л.: Трансжелдориздат МПС, 1958. С. 20–36.
- Стратиграфический кодекс СССР. СПб.: ВСЕГЕИ, 1992. 120 с.
- Стратиграфический словарь мезозойских и кайнозойских отложений Западно-Сибирской низменности. Л.: Недра, 1978. 158 с.
- Стратиграфия мезозоя и кайнозоя Западно-Сибирской низменности. М.: Гостоптехиздат, 1957. 490 с.
- Стратиграфия юрской системы Севера СССР. М.: Наука, 1976. 436 с.
- Стратиграфо-палеонтологическая основа детальной корреляции нефтегазоносных отложений Западно-Сибирской низменности. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1972. 149 с.
- Страхов Н. М. Химическое изучение осадочных пород в генетических и корреляционных целях // Методы изучения осадочных пород. М.: Госгеолтехиздат, 1957. С. 157–183.
- Страхов Н. М., Залманзон Э. С. Распределение аутигенно-минералогических форм железа в осадочных породах и его значение для литологии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1955. № 1. С. 34–51.
- Стрепетилова Т. Г. Палинологическая характеристика нефтегазоносных мезозойских отложений Геологического месторождения // Биостратиграфия мезозоя Западной Сибири. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1987. С. 108–111.
- Сурков В. С., Гурари Ф. Г., Смирнов Л. В., Казаков А. М., Девятов В. П. Нижне-среднеюрские отложения Западно-Сибирской плиты, особенности их строения и нефтегазоносность // Теоретические и региональные проблемы геологии нефти и газа. Новосибирск: Наука, 1991. С. 101–110.
- Сурков В. С., Смирнов Л. В., Гурари Ф. Г., Казаков А. М. Нижне-среднеюрские отложения — самостоятельный нефтегазовый комплекс Западно-Сибирской плиты // Минеральные ресурсы России. 1992. № 3. С. 15–21.
- Сурков В. С., Гурари Ф. Г., Девятов В. П., Казаков А. М., Смирнов Л. В. Залежи углеводородов в нижней-средней юре Обь-Иртышской нефтегазоносной области Западной Сибири // Геология и геофизика. 1995. № 6. С. 60–69.
- Сычев В. Я., Тест Б. И., Черкесов О. К., Осипова З. В. О стратиграфии мезозойских отложений Жиганского района // Информ. бюл. НИИГА. 1957. Вып. 6. С. 13–15.

- Татьянин Г. М. Корреляция нефтегазоносных пластов васюганской свиты по микрофауне (Томская область) // Геология, стратиграфия и полезные ископаемые Сибири. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1979б. С. 133–135.
- Татьянин Г. М. Новые сведения о распространении верхнеюрских фораминифер на юго-востоке Западно-Сибирской равнины // Материалы по стратиграфии и палеонтологии Сибири. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1979а. С. 67–75.
- Татьянин Г. М. Строение и фораминиферы верхней юры юго-востока Западной Сибири: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1985. 19 с.
- Татьянин Г. М. Биостратиграфия верхнеюрских отложений Владимировского свода (юго-восток Западной Сибири) // Материалы по палеонтологии и стратиграфии Западной Сибири. Томск. Изд-во Том. ун-та, 1988. С. 83–89.
- Татьянин Г. М., Волков Б. М. Стратиграфия и особенности распространения продуктивных пластов васюганской свиты на юго-востоке Западно-Сибирской равнины // Стратиграфия триасовых и юрских отложений нефтегазоносных бассейнов СССР. Л.: ВНИГРИ, 1982. С. 75–88.
- Тейс Р. В., Найдин Д. П. Палеотермометрия и изотопный состав кислорода органогенных карбонатов. М.: Наука, 1973. 255 с.
- Теодорович Г. И. Учение об осадочных породах. Л.: Гостоптехиздат, 1958. 572 с.
- Тесленко Ю. В. Климаты Западной Сибири в юрском периоде. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 81–94.
- Тесленко Ю. В. Стратиграфия и флора юрских отложений Западной и Южной Сибири и Тувы. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1970. 269 с.
- Тест Б. И., Сычев В. Я., Осипова З. В. Мезозойские отложения Жиганского района. Л.: НИИИГА, 1962. 118 с.
- Тимошина Н. А. Палиностратиграфические уровни в юрских континентальных отложениях Западной Сибири, оценка их коррелятивного значения и анализ экологических типов палинокомплексов // Био-сиквенс-стратиграфия нефтегазоносных бассейнов. СПб.: ВНИГРИ, 1997. С. 81–82.
- Тимошина Н. А., Меньшикова Н. Я. Современное значение палинологии для стратиграфии, корреляции разнофациальных отложений и палеогеографических реконструкций (по результатам изучения микрофитофоссилий из юрских отложений Восточного Прикаспия) // Микрофоссилии в нефтяной геологии. Л.: ВНИГРИ, 1980. С. 22–59.
- Тимошина Н. А., Меньшикова Н. Я. Некоторые вопросы методики палиностратиграфических исследований (на материале юрских отложений Мангышлака) // Современные аспекты применения палинологии в СССР. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1983. С. 54–58.
- Трофимук А. А. О стратегии поиска нефти и газа в СССР. Новосибирск, 1991. 63 с. (Препр. / ОИГГМ СО РАН; № 9).
- Трубицына А. Н. Палинологическая характеристика байос-батских отложений Шаимского нефтегазоносного района Западной Сибири // Актуальные вопросы геологии и географии Сибири. Т. 1. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1998. С. 318–319.
- Трубицына А. Н., Сушакова А. В. Палинологическая характеристика тогурской свиты по разрезам скважин Тугровская-4 и Западно-Таркосалинская-99 // Там же. С. 319–322.
- Труды Межведомственного совещания по стратиграфии Сибири. Л.: ВНИГРИ, 1957. 385 с.
- Тылкина К. Ф., Комиссаренко В. К. Находки батского комплекса фораминифер в тюменской свите // Биостратиграфическая характеристика юрских и меловых нефтегазоносных отложений Западной Сибири. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1977. С. 3–4.
- Указания к региональным стратиграфическим схемам мезозойских и кайнозойских отложений Западно-Сибирской равнины, утвержденным Межведомственным стратиграфическим комитетом 30 янв. 1978 г. Тюмень, 1984. 82 с.
- Условия формирования и методика поисков залежей нефти в аргиллитах баженовской свиты. М.: Недра, 1988. 200 с.
- Фанерозой Сибири. Т. 2. Мезозой и кайнозой / Под ред. А. Л. Яншина. Новосибирск: Наука, 1984. 150 с.
- Фораминиферы верхнеюрских отложений Западной Сибири. Л.: Недра, 1972. 270 с.
- Фрадкина А. Ф. Спорово-пыльцевые комплексы мезозоя Западной Якутии. Л.: Недра, 1967. 151 с.
- Хэллем А. Юрский период. М.: Недра, 1978. 271 с.
- Хэллем А. Интерпретация фаций и стратиграфическая последовательность. М.: Мир, 1983. 327 с.
- Чернова Л. С. Генетические модели микрофаций континентальных и прибрежно-морских отложений Сибирской платформы // Коллекторы и экраны нефти и газа в мезозойских и палеозойских отложениях Сибирской платформы. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1980. С. 5–26.
- Чеснокова В. С. Корреляция разнофациальных отложений верхней юры Томской области (по палинологическим данным) // Геологическое строение и нефтегазоносность юго-востока Западной Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1989. С. 138–143.
- Шарапова Е. Г. Остракоды батского яруса полуострова Нордвик (Юрюнг-Тумус) // Сборник статей молодых ученых работников. Л.: Госгеоллиздат, 1940. С. 120–130.
- Шарапова Е. Г. Отряд Ostracoda. Раковинчатые раки // Атлас руководящих форм ископаемых фаун СССР. Нижний и средний отделы юрской системы. М.: Госгеоллиздат, 1947. С. 208–217.
- Шаровская Н. В. Состав и распределение фауны фораминифер в среднеюрских отложениях Усть-Енисейской впадины // Сборник статей по палеонтологии и биостратиграфии. Вып. 2. Л.: НИИИГА, 1957. С. 24–44.

- Шаровская Н. В. Некоторые новые виды фораминифер из среднеюрских отложений Нордвикского района // Там же. Вып. 11. Л.: НИИГА, 1958. С. 31–65.
- Шаровская Н. В. Новые виды деналин, маргинулин и лентукулин из среднеюрских отложений Нордвикского района // Там же. Вып. 18. Л.: НИИГА, 1960. С. 42–65.
- Шаровская Н. В. Некоторые виды аммодисцид и медуонид из мезозойских отложений севера Центральной Сибири // Уч. зап. НИИГА. Палеонтология и биостратиграфия. 1966. Вып. 14. С. 48–74.
- Шаровская Н. В. Комплексы фораминифер из юрских и нижнемеловых отложений Усть-Енисейского и Турухан-Ермаковского районов // Там же. Л.: НИИГА, 1968. Вып. 23. С. 106–117.
- Шатова Л. А. Особенности юрских спорово-пыльцевых комплексов северо-восточной части Западно-Сибирской равнины // Биостратиграфия осадочного чехла Западно-Сибирской равнины. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1989. С. 43–46.
- Шейко Л. Н., Безрукова С. А. Тоарский спорово-пыльцевой комплекс восточных районов Западно-Сибирской низменности // Материалы по стратиграфии и палеонтологии мезокайнозойских отложений Западной Сибири. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1970. С. 100–102.
- Шейко Л. Н., Шатова Л. А. Новые палинологические данные по юрским отложениям Сургутского свода // Биостратиграфия мезозоя Западной Сибири. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1987. С. 45–47.
- Шенфильд О. В. Зональная шкала верхнеюрских отложений Анабаро-Хатангского района по белемнитам (север Средней Сибири) // Геология и геохимия осадочных бассейнов Сибири. Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1995. С. 30–38.
- Шерихора В. Я. О выделении васюганской свиты в составе юрских отложений // Вестн. ЗСГУ и НТГУ. 1961. Вып. 2. С. 60–63.
- Шульгина Н. И. Титонские аммониты Северной Сибири // Проблемы палеонтологического обоснования детальной стратиграфии мезозоя. Л.: Наука, 1967. С. 131–177.
- Шульгина Н. И. Волжские аммониты // Опорный разрез верхнеюрских отложений бассейна р. Хеты (Хатангская впадина). Л.: Наука, 1969. С. 125–162.
- Шульгина Н. И. Бореальные бассейны на рубеже юры и мела. Л.: Недра, 1985. 162 с.
- Шуменкова Ю. М., Шилин А. К. Максимкин-Ярская опорная скважина (Томская область). Л.: Гостоптехиздат, 1961. 130 с.
- Шурыгин Б. Н. Распространение двустворчатых моллюсков в верхах средней и низах верхней юры // Геология и геофизика. 1974. № 7. С. 155–161.
- Шурыгин Б. Н. Свитная разбивка нижне- и среднеюрских отложений в Анабаро-Хатангском районе // Новые данные по стратиграфии и фауне юры и мела Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978. С. 19–46.
- Шурыгин Б. Н. Двустворчатые моллюски и биофаии в позднеплинсбахском море Анабарского района // Условия существования мезозойских морских бореальных фаун. Новосибирск: Наука, 1979. С. 82–90.
- Шурыгин Б. Н. Тоарские “леды” (*Dacryotya*) на севере Сибири // Морфология и систематика беспозвоночных фанерозоя. М.: Наука, 1983. С. 156–168.
- Шурыгин Б. Н. Зональная шкала нижней и средней юры севера Сибири по двустворкам. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1986. 33 с.
- Шурыгин Б. Н. Зональная шкала нижней юры и аалена на севере Сибири по двустворкам // Геология и геофизика. 1987а. № 6. С. 3–11.
- Шурыгин Б. Н. Стратиграфический объем и положение в шкале нижней и средней юры севера Сибири зон по двустворкам // Там же. 1987б. № 11. С. 3–11.
- Шурыгин Б. Н. Проблемы создания зональных шкал юры на севере Сибири по двустворкам // Ярусные и зональные шкалы бореального мезозоя СССР. М.: Наука, 1989. С. 74–82.
- Шурыгин Б. Н., Левчук М. А. Нижне-среднеюрские отложения мыса Цветкова (Восточный Таймыр) // Геология и нефтегазоносность Енисей-Хатангского седиментационного бассейна. М.: Наука, 1982. С. 118–142.
- Шурыгин Б. Н., Лутиков О. А. Нижнеюрские пектиниды севера Азиатской части СССР // Детальная стратиграфия и палеонтология юры и мела Сибири. Новосибирск: Наука, 1991. С. 23–48.
- Шурыгин Б. Н., Никитенко Б. Л., Ильина В. И., Москвин В. И. Проблемы стратиграфии нижней и средней юры юго-востока Западной Сибири // Геология и геофизика. 1995. № 11. С. 34–51.
- Шурыгин Б. Н., Никитенко Б. Л. Циркумбореальные реперные уровни нижней и средней юры (по последовательности биособытий в бентосе) // Геодинамика и эволюция Земли. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1996. С. 187–192.
- Шурыгин Б. Н., Меледина С. В., Никитенко Б. Л., Ильина В. И., Нальняева Т. И. Зональные шкалы нижней и средней юры Сибири // Геология и проблемы поисков новых крупных месторождений нефти и газа в Сибири. Ч. I. Новосибирск, 1996а. С. 72–74.
- Шурыгин Б. Н., Никитенко Б. Л., Ильина В. И. Новые материалы по стратиграфической схеме нижней и средней юры Западной Сибири // Там же. 1996б. С. 64–67.
- Шурыгин Б. Н., Никитенко Б. Л., Ильина В. И. Комбинация параллельных зональных шкал и комплексное определение реперных коинтервалов в юре Западной Сибири (на примере разреза юры скв. Западно-Новогодняя-210) // Актуальные вопросы геологии и географии Сибири. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1998. С. 348–353.

- Шурыгин Б. Н., Пинус О. В., Никитенко Б. Л. Сиквенс-стратиграфическая интерпретация келловей и верхней юры (васкоганский горизонт) юго-востока Западной Сибири // Геология и геофизика. Т. 40, № 6. С. 843–862.
- Шутов В. Д. Классификация песчаников // Литология и полез. ископаемые. 1967. № 5. С. 86–103.
- Язикова О. В. Позднеюрские и раннемеловые хартвеллии (*Bivalvia*, *Arcticidae*) на севере Сибири // Палеонтол. журн. 1993. № 4. С. 32–41.
- Яночкина В. А. Статистические методы изучения пестроцветов. М.: Наука, 1983. 208 с.
- Aleynikov A. N., Meledina S. V. Ammonite biostratigraphy of the Middle and Upper Oxfordian in the East Taimyr, East Siberia // *Acta Geol. Pol.* 1993. V. 43. N 3–4. P. 183–192.
- Basov V. A., Wall J. H., Sokolov A. R., Yakovleva S. P., Poulton T. P., Embry A. F. The *Riyadhella sibirica* foraminiferal zone in the Middle Jurassic of Northern Russia and Canada // *ICAM: Abstracts*. Anchorage. 1992. P. 63.
- Bate R. H., Coleman B. E. Upper Lias Ostracoda from Rutland and Huntingdonshire // *Bull. Geol. Surv. Gr. Brit.* 1975. N 55. P. 1–41.
- Berger J. P. Dinoflagellates of the Callovian-Oxfordian boundary of the "Liesberg-Dorf" quarry (Berner Jura, Switzerland) // *Neues Jahrb. Geol. Palaeontol.* 1986. Abh. 172. S. 331–355.
- Bjaerke T. Mesozoic palynology of Svalbard IV. Toarcian dinoflagellates from Spitzbergen // *Palynology*. 1980. v. 4. P. 57–77.
- Brideaux W. W., Fisher M. J. Upper Jurassic — Lower Cretaceous dinoflagellate assemblages from Arctic Canada // *Geol. Surv. Canada*. 1976. Bull. 259. 53 p.
- Buch L. Ueber der Jura in Deutschland // *Phys. Abh. Konig. Akad. Wiss. aus den Jahre 1837*. Berlin. 1839. S. 49–135.
- Callomon J. H. The evolution of the Jurassic Ammonite Family *Cardioceratidae* // *Spec. Pap. in Palaeont.* 1985. N 33. P. 49–89.
- Callomon J. H., Dietl G. H. Die Ammonitenfaunen — Horizonte im Grenzbereich Bathonium/Callovium des Schwabischen Juras und deren Korrelation mit W.-Frankreich und England // *Beitr. Naturk. Stuttgart*, 1989a. Ser. B. N 148. 13 s.
- Callomon J. H., Dietl G. H., Page K. N. On the ammonite faunal horizons and standard zonation of the Lower Callovian stage in Europe // *2nd Int. Symp. on Jurassic Stratigraphy*. Lisbon, 1987. Lisbon, 1989b. P. 359–376.
- Callomon J. H., Wright J. K. *Cardioceratid* and *Kosmoceratid* ammonites from the Callovian of Jorkshire // *Palaeontology*. 1989. V. 32, pt. 4. P. 799–836.
- Churkin M. M., Trexler J. H., Jr. Continental plates and accreted oceanic terranes in the Arctic // A. E. M. Nairn, M. Jr. Churkin (eds). *The Ocean basins and margins*. V. 5. Plenum Pub. Co. 1981. P. 1–20.
- Cope J., Duff K., Parsons C., Forrens H., Wimbledon W., Wright J. A correlation of Jurassic rocks in the British isles. P. 2: Middle and Upper Jurassic // *Geol. Soc. London Spec. Rep. No 15*. 1980. 109 p.
- Copetake P. Foraminiferal biostratigraphy in the Lower Jurassic // *Int. Symp. Jurassic Stratigraphy*. 1984. V. 1. P. 191–207.
- Copetake P. Jurassic. The Hettangian to Toarcian // *Stratigraphical atlas of fossil foraminifera*. Ellis Horwood, 1989. P. 126–270.
- Copetake P., Johnson B. Jurassic. The Hettangian to Toarcian // *Stratigraphical atlas of fossil foraminifera*. Ellis Horwood, 1981. P. 81–105.
- Dean W., Donovan O., Howarth M. Liassic ammonite zones and subzones of the North-West province // *Bull. Brit. Mus. (Natur. Hist.) Geol.* 1961. V. 4, No 10. P. 438–498.
- Dietl G. Das wirkliche Fundnieaus von Ammonites aspidoides Opper (Ammonoidea. Mittl. Jura) am locus typicus // *Beitr. Naturk. Stuttgart*. 1982. Ser. B, No 87. 21 s.
- Enay R., Tintant H., Carion E. Les faunas oxfordiennes d'Europe Meridional: Essei de zonation *Coll. Intern. du Jurassique*. Luxembourg, 1967. 38 p.
- Exton J., Gradstein F. M. Early Jurassic Stratigraphy and Micropaleontology of the Grand Banks and Portugal // *Jurassic — Cretaceous Biochronology and Paleogeography of North America*. Ottawa. Geol. Assoc. Canada. 1984. P. 13–31.
- Fisher M. J., Riley L. A. The stratigraphic distribution of dinoflagellate cysts at the boreal Jurassic-Cretaceous boundary // *Proceedings of the Fourth International Palynology Conference*. Lucknow, 1980. V. 2. P. 313–329.
- Hahn W., Westermann G. E. G., Jordan R. Ammonite fauna of the Upper Bathonian *hodsoni* Zone (Middle Jurassic) at Lechstedt near Hildesheim. Northwest Germany // *Geol. Jahrb. Hannover*, 1990. Abt. 121. P. 21–63.
- Haq B. U., Hardenbol I., Vail P. R. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change // C. K. Wilgus et al. (eds). *Sea-level changes: An integrated approach*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, Okla., Spec. Publ. 42. 1988. P. 71–108.
- Hedinger A. S. Upper Jurassic (Oxfordian-Volgian) foraminifera from the Husky Formation. Aklavik Range. District of Mackenzie. Northern Territories // *Geol. Surv. Canada*. 1993. Bull. 439. 173 p.
- Ilyina V. I. Subdivision and correlation of the marine and nonmarine jurassic sediments in Siberia based on palynological evidence // *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 1986. No 48. P. 357–364.
- Ilyina V. I. Lower and Middle Jurassic Palynozonation of Northern Siberia / IX IPC. Houston. Texas. USA. 1996. P. 70.

- Ilyina V. I. Dinoflagellate cyst biozonation of the uppermost Callovian and the Lower- Middle Oxfordian in West Siberia // Abstracts from the Sixth International Conference on Modern and Fossil Dinoflagellates Dino 6. Trondheim. June 1998. NTNU. 1998. Rapp. bot. ser. 1998-1. P. 72-73.
- Johnson C. D., Hills L. V. Microplankton zones of the Savik Formation (Jurassic). Axel Heiberg and Ellesmere Islands. District of Franklin // Bull. Can. Petrol. Geol. 1973. V. 21. P. 179-218.
- Jurassic Ammonite Zones of the Soviet Union / Edit. G. Ya. Krimholts, M. S. Mesezhnikov, G. E. G. Westermann // Geol. Soc. Amer. 1988. Spec. Pap. 223. P. 1-116.
- Mitchum R. M., Sangree J. B., Vail P. R., Wornardt W. W. Recognizing sequences and systems tracts from well-logs, seismic data, and biostratigraphy: examples from the late Cenozoic // Siliciclastic sequence stratigraphy: recent developments and applications. Tulsa. AAPG, 1993. P. 163-198. (AAPG Memoir, V. 58).
- Nagy J., Johansen H. O. Delta-influenced assemblages from the Jurassic (Toarcian-Bajocian) of the Northern North Sea // Micropaleontology. 1991. V. 37. No 1. P. 1-40.
- Nagy J., Lofaldli M., Backstrom S.A., Johansen H. Agglutinated foraminiferal stratigraphy of Middle Jurassic to basal Cretaceous shales Central Spitsbergen // Paleocology. Biostratigraphy. Paleoceanography and Taxonomy of Agglutinated Foraminifera. 1990. P. 969-1015.
- Nikitenko B. L., Shurygin B. N. The use of parallel biozonal scales for refined correlation in the Jurassic of the Boreal realm // Proceedings of ICAM-92. Anchorage, 1994a. P. 33-38.
- Nikitenko B. L., Shurygin B. N. Lower Toarcian black shales and Pliensbachian-Toarcian crisis of the biota of Siberian paleoseas // Ibid. 1994. P. 39-45.
- Passega R. Texture as characteristic of clastic deposition // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1957. V. 41. No 9. P. 1952-1984.
- Passega R., Byramjee R. Grain-size image of clastic deposits // Sedimentology. 1969. V. 113. No 314. P. 233-252.
- Pinous O. V., Sahagian D. L., Shurygin B. N., Nikitenko B. L. High resolution sequence stratigraphic analysis and sea-level interpretation of the Middle and Upper Jurassic strata of the Nyurolskaya depression and vicinity (Southeastern West Siberia, Russia) // Marine and Petroleum Geology. 1999. V. 16. P. 245-257.
- Pocock S. A. J. A preliminary dinoflagellate zonation of the uppermost Jurassic and lower part of the Cretaceous Canadian Arctic and possible correlation in the Western Canada Basin // Geosci. Man. 1976. V. 5. P. 107-114.
- Pocock S. A. J. Palynology at the Jurassic-Cretaceous boundary in North America // Proc. IV Inter. Palynol. Conf., Lucknow. V. 2. Lucknow, 1980. P. 377-385.
- Pospelova V. Ju. Subdivision and Correlation of the marine Upper Pliensbachian and Toarcian sediments in Anabar region on palynological evidence // IX IPC. Houston. Texas. USA. 1996. P. 127.
- Prauss M. Dinzisten-Stratigraphie und Palinofazies im Oberen Lias und Dogger von-Deutschland // Paleontographica. 1989. Bd. 214. 124 s.
- Quenstedt F. Das Flozgebirge Wurtembergs. Tubingen. 1843. 558 s.
- Quenstedt F. A. Petrefactenkunde Deutschlands. I. Cephalopoden. Lfg. III, 185-264 (1847) // Atlas zu den Cephalopoden. Tubingen, Fues, 1849. 36 Pt.
- Quenstedt F. A. Die Ammoniten des Schwabischen Jura. II. Der braun Jura. Stuttgart. Schwaizerbart, 1887. S. 673-815.
- Resolution du deuxieme Colloque International du Jurassique. Colloque du Jurassique a Luxembourg, 1967. Nancy, 1970. 38 p.
- Riding J. B. Dinoflagellate cyst stratigraphy of the Nettleton Bottom Borehole (Jurassic. Hettangian to Kimmeridgian). Lincolnshire. England // Proceedings of the Yorkshire Geological Society. 1987. V. 46, pt. 3. P. 231-266.
- Riding J. B., Fedorova V. A., Ilyina V. I. Jurassic palynology of Russian Platform and Siberia // IX IPC, Houston, Texas, USA, 1996. P. 133.
- Riding J. B., Thomas J. E. Dinoflagellate cyst of the Jurassic System // A stratigraphic Index of the dinoflagellate cysts. British Micropaleontological Society. Publications Ser. London: Chapman et Hall, 1992. P. 7-97.
- Riegraf W. Microfauna. Biostratigraphie und Fazies im Unteren Toarcium Sudwestdeutschlands und Vergleiche mit benachbarten Gebieten // Tubinger micropalaont. 1985. Mitt. 3. S. 1-232.
- Riley L. A., Fenton J. P. G. A dinocyst zonation for the Callovian to Middle Oxfordian succession (Jurassic) of Northwest Europe // Palynology. 1982. V. 6. P. 193-202.
- Sahagian D. L., Pinous O., Olfieriev A., Zakharov V. Eustatic curve for the Middle Jurassic-Cretaceous based on Russian platform and Siberian stratigraphy: Zonal resolution // AAPG Bull. 1996. V. 80. No 9. P. 1433-1458.
- Sahagian D. L., Pinous O. V., Shurygin B. N. Application of high resolution sequence stratigraphy and a Quantified Eustatic Curve to Mid-Upper Jurassic productive units of the Nyurolskaya Depression. West Siberia. Russia // AAPG Annual Meeting, Abstr. Prog. 1997. P. A100.
- Salfeld H. Certain Upper Jurassic strata of England // Q. J. G. S. 1913. No 69. P. 423-430.
- Salfeld H. Die Gliederung des Oberen Jura in Nordwest Europa // Neues Jahrb. Miner., Geol., Palaont. 1914. Bd. XXXII. S. 125-246.
- Schulz E. Sporenpaleontologische Untersuchungen ratoliassischer Schichten in Zentralliteit des Germanischen Beckens // Palaontol. Abh. 1967. Bd. 11. No 3. S. 427-633.
- Sey I., Kalacheva E. D., Westermann G. E. G. The Jurassic ammonite *Pseudolioceras* (*Tugurites*) of Bering Province // Can. J. Earth Sci. 1986. No 23. P. 1042-1045.

- Smelror M. Bathonian and Early Oxfordian dinoflagellate cysts and acritarchs from Kong Karls Land. Svalbard // Rev. Palaeobot. and Palynol. 1988a. V. 56. P. 275-304.
- Smelror M. Late Bathonian and Early Oxfordian dinoflagellate cysts stratigraphy of Jameson Land and Milne Land. East Greenland // Rapport Gronlands Geologiske Undersogelse. 1988b. No 137. P. 135-159.
- Smelror M., Arhus N. Emendation of the dinoflagellate cyst genus *Crussolia* Wolfard et Van Erve 1981, and description of *C. dalei* n. sp. from the Callovian of Svalbard // Neues Jahrb. Geol. Palaontol. Monatsh. 1989. H. 1. S. 37-46.
- Smelror M., Below R. Dinoflagellate biostratigraphy of the Toarcian to Lower Oxfordian (Jurassic) of the Barents Sea region // Arctic Geology and Petroleum Potential. NPF Special Publication 2. Amsterdam: Elsevier Science, 1992. P. 495-513.
- Stover L. E., Brikhuis H., Damassa S. P., de Verteuil L., Helby R., Monteil E., Partridge A. D., Powell A. J., Riding J. B., Smelror M. and Williams G. L. Mesozoic-Tertiary dinoflagellates. Acritarchs and Prasinophytes // Palynology: Principles and applications. USA. AASP Foundation, 1996. V. 2. P. 641-754.
- Sykes R. M., Callomon J. H. The Amoebocheras Zonation of the Boreal Upper Oxfordian // Palaeontology. 1979. V. 22, pt. 4. P. 839-903.
- Tappan H. Foraminifera from the Arctic Slope of Alaska. Pt. 2. Jurassic Foraminifera // U. S. Geol. Surv. 1955. Prof. Paper, No 236-B. 86 p.
- Wall J. H. Jurassic and Cretaceous foraminiferal biostratigraphy in the Eastern Sverdrup Basin. Canadian Arctic Archipelago // Can. Petrol. Geol. 1983. V. 31. No 4. P. 246-281.
- Westermann G. E. Jurassic-Cretaceous Biochronology and Paleogeography of North America // Geol. Assoc. Canada. Spec. Pap. 1984. No 27. P. 1-120.
- Williams G. L., Stover L. E., Kidson E. J. Morphology and stratigraphic ranges of selected Mesozoic-Cenozoic dinoflagellate taxa in the Northern Hemisphere // Geol. Surv. Can. 1993. Pap. 92-10. P. 137.
- Wollam R., Riding J. B. Dinoflagellate cyst zonation of the English Jurassic // Rep. Inst. Geol. Sci. London, 1983. No 83/2. 42 p.
- Zakharov V. A., Bown P., Rawson P. F. The Berriassian stage and the Jurassic-Cretaceous boundary // Sci. Terre. 1996. Sup. 66. P. 7-10.
-

Именной указатель

А

Адаменко О.М. 289, 425
Азбель А.Я. 436
Алейников А.Н. 25–26, 62, 120, 425, 430, 436
Алексеев С.Н. 436
Алескерова З.Т. 13, 38, 250–251, 258., 259, 368, 425, 439
Аллен Ф.А. 437
Алферов Б.А. 355, 425
Ананьев А.Р. 13
Андрусевич В.Е. 433
Анциферов А.С. 379, 382, 384, 425
Аплонова Э.Н. 439
Аргентовский Л.Ю. 364, 376, 425
Арсеньев А.А. 245, 293, 425
Аркелл Д. 60, 61
Архангельский А.Д. 13
Афанасьев С.А. 433

Б

Бабина Н.М. 433
Баженов М.И. 429
Байбародских Н.И. 56, 92–94, 105, 106, 230, 243, 292, 298, 300, 309, 325, 333, 340, 343, 364, 368, 376, 425, 427
Басов В.А. 13, 39–40, 42, 77, 86, 154, 165, 309, 394, 425, 436, 439
Батулин В.П. 79, 425
Батяева С.К. 432
Безрукова С.А. 177, 179, 440, 442
Бейзель А.Л. 38, 425
Белозеров В.В. 249, 253, 328, 336, 338, 349, 354, 426
Белоусова Н.Н. 13
Белый В.Ф. 73, 426
Белявская С.А. 13
Беляев С.Ю. 267, 426
Берзин А.И. 55
Богатикова В.К. 258, 426
Боголепов К.В. 10, 13, 426
Богомолов Ю.И. 135, 426, 430
Богородская Л.И. 433
Бодылевский В.И. 13, 33, 38, 55, 135, 136, 426
Бокова А.Р. 40, 426
Болховитина Н.А. 13, 49, 426
Бондаренко Н.М. 49, 426, 439
Борисова Л.С. 433
Бородкин В.Н. 434
Ботвинкина Л.Н. 83, 426
Боуэн Р. 84, 426
Бочкарев В.С. 295, 425, 426, 437
Боярских Г.К. 13, 260, 261, 356, 426
Брадучан Ю.В. 13, 29, 53, 57, 107, 160, 229, 248, 251, 253, 260, 345, 356, 357, 369, 425, 426, 436, 437
Бро Е.Г. 425

Брылина Н.А. 351, 426
Брысякина Л.А. 434
Будников И.В. 379, 427, 429
Бузулуцков Ф.С. 429
Бульникова А.А. 13, 93–94, 105, 106, 155, 255, 257, 258, 262, 425, 427
Бульникова С.П. 13, 298, 427, 428
Быкова Е.В. 13
Быстрицкая Л.И. 213, 214, 427, 432

В

Вайц Э.Я. 429
Вакуленко Л.Г. 433
Василенко В.П. 427
Василенко Л.В. 38, 425
Вахитов Ф.Ф. 427
Вахрамеев В.А. 13, 166, 174, 192, 227, 335, 427
Великжанина Л.С. 32, 33, 425, 427
Верзилин Н.Н. 79, 427
Винокур Б.Г. 433
Возженникова Т.Ф. 13, 50, 427
Возин В.Ф. 22, 168, 427
Войцель З.А. 13, 174, 259, 427, 433
Волков Б.М. 345, 352, 441
Воронец Н.С. 13, 25, 39, 427
Вячкилева Н.П. 13, 62, 127, 426, 427, 436

Г

Гайдебурова Е.А. 354, 373–375, 427, 429, 432, 433
Галабала Р.О. 56, 246, 427
Галкина С.И. 426
Геккер Р.Ф. 83, 428
Герасимов П.А. 29, 64, 428
Герке А.А. 13, 38–39, 42, 45, 158, 428
Глинских Л.А. 357, 386, 428
Глушко Н.К. 48–50, 86, 169, 174–177, 179, 181, 187, 195, 200, 299, 426, 428
Гольберт А.В. 79, 84, 134, 135, 192, 368, 428, 437
Гома А.Н. 440
Гончарова М.О. 434
Горбенко Г.Л. 439
Горовцова Н.И. 427
Горшенин Ю.Д. 246, 293, 298, 377, 428
Горюхин Е.Я. 366, 428
Граммберг И.С. 439
Граусман В.В. 440
Гребенюк В.В. 433
Григорьева К.Н. 428
Григялис А.А. 436
Гриненко В.С. 440
Губкин И.М. 378
Гудкова А.С. 425
Гурари Ф.Г. 13, 53, 55, 58, 87–89, 93, 94, 106, 108, 135, 231–233, 243, 249–251, 253, 254, 256–260,

262–264, 290, 300, 311, 322, 323, 336, 368, 374,
379–381, 427–429, 440

Гуревич М.Н. 425
Гурова Т.И. 258, 429
Густомесов В.А. 135, 429

Д

Дагис А.А. 15, 21, 22, 36, 168, 427, 429
Дайн Л.Г. 13, 38, 158, 164, 429
Даненберг Е.Е. 13, 351, 380, 426
Данилов В.Г. 427
Данилова В.П. 433
Девятов В.П. 34, 36, 43, 53–56, 78–79, 84, 86, 88–
90, 93, 214, 225, 229, 231–233, 243, 244, 246,
253, 254, 260, 262–263, 266, 293, 295, 299, 303,
307, 311, 315, 325, 332, 336, 339, 427–429, 431,
433, 440

Деев Е.В. 426
Дервиз Т.Л. 13, 31, 135, 259, 260, 429
Джиноридзе Н.М. 425
Дзюба О.С. 135, 426
Добрускина Н.А. 427
Долгушин П.С. 239, 429
Дубровская Н.Ф. 426

Е

Евдокимов Ф.И. 428
Еганов Э.А. 439
Егоров С.В. 425
Егорова Л.И. 253, 290, 297, 429, 433
Елисеев Б.А. 428
Елисеев В.Г. 343, 355, 356, 362, 425, 429, 430
Емельянец Т.М. 13, 39, 55, 93, 307, 309, 380, 430
Ершов С.С. 426
Ефимова А.Ф. 213, 439
Еханян А.Е. 88, 89, 254, 262, 429

Ж

Жижченко Б.П. 79, 430
Жильцова Н.Н. 439

З

Задорин Л.И. 429
Заклинская Е.Д. 427
Залманзон Э.С. 84, 440
Зальцман И.Г. 13
Запывалов Н.П. 433
Заспелова В.С. 13, 38, 164, 430
Затонская С.Г. 50, 430
Зауер В.В. 257, 430
Захаров В.А. 6, 13, 15, 22, 23, 25, 27–29, 32, 33,
36, 48, 50, 58, 64, 66, 73, 79, 83–84, 118, 143,
144, 150, 151, 158, 167, 172, 173, 193, 194, 202,
209, 212, 216, 326, 327, 337, 342, 365, 425, 430,
436, 439
Зимин Ю.Г. 433
Зининберг П.Я. 425
Зиновьев С.В. 426
Зинченко В.Н. 298, 342, 377, 430
Злобина О.Н. 433, 435

И

Иванов И.А. 433
Иванова В.А. 245, 293, 425
Иванова Е.А. 258, 427, 430, 433
Иванова Е.Ф. 13, 40, 425, 426, 430
Игнатова М.М. 48–49, 174, 175, 179, 190, 195, 196,
438
Игнатченко Н.А. 246
Ильина В.И. 36, 47–51, 86, 93, 94, 139, 166–176, 179,
181, 183, 184, 186–188, 192–195, 197, 199–209, 212,
213, 217, 221, 227, 228, 297, 303, 332, 336, 374,
427, 430, 431, 433, 436, 438, 442
Итенберг С.С. 85, 431
Иштирякова Х.А. 260–262, 292, 431, 432

К

Кабанова В.М. 51, 170, 174–176, 179, 184, 290, 299,
431, 434
Кавцова А.И. 430
Казаков А.М. 34, 53, 56, 86, 88–89, 214, 225, 231–
233, 246, 254, 263, 264, 266, 293, 295, 299, 303,
311, 315, 325, 327, 332, 336, 339, 385, 427, 429,
431, 440
Казанский Ю.П. 79, 431, 433
Казарбин В.В. 433
Казаринов В.П. 10, 84, 431, 432
Казьмина Т.А. 433
Калачева Е.Д. 23–26, 28, 29, 64, 120, 436, 440
Калинко М.К. 55
Каплан М.Е. 6, 253, 263, 303, 342, 432
Кара-Мурза Э.Н. 49, 430–432
Карогодин Ю.Н. 73, 83, 266, 374, 432, 433, 435
Карцева Г.Н. 13, 39, 56, 92, 94, 252, 365, 425, 427,
432
Касаткина Г.В. 50, 86, 174–176, 179, 429, 432
Катченков С.М. 84, 432
Каштанов В.А. 433
Кирина Т.И. 13, 39, 244, 293, 298, 335, 337, 342, 368,
377, 430, 432
Киричкова А.И. 13, 49, 193, 213–214, 216, 427, 432
Киселева О.Т. 426
Кисельман Э.Н. 433
Кислужин В.И. 252, 434
Климко С.А. 48, 184, 427, 432, 433
Климова И.Г. 13, 428, 433
Климушина Л.П. 261–262, 264, 428, 432, 439
Князев В.Г. 15, 21–23, 25–26, 30, 32, 33, 56, 60, 86,
90, 93, 94, 117–118, 120, 132, 138, 146, 154, 167,
169–171, 232, 244, 293, 298, 309, 311, 323, 326,
327, 342, 379–380, 429, 432, 433
Ковалева Н.П. 426
Козлова Г.Э. 13
Козырева В.Ф. 13, 31, 38, 135, 433
Колганова М.М. 433
Коллинсон Дж.Д. 437
Колокольцева Е.П. 432
Комиссаренко В.К. 13, 40, 46–48, 86, 151, 155, 156,
163, 165, 169, 177, 304, 307, 356, 358, 427, 433,
436, 441
Конибер Ч.Э.Б. 85, 433
Константинов А.Г. 430

Конторович А.Э. 49, 53, 57, 88, 90, 92, 117, 167, 169, 174–176, 179, 181, 183, 200, 290, 297, 298, 300, 304, 311, 338, 368, 378, 380, 381, 384, 433
 Конторович В.А. 381, 433–434
 Корнева Ф.Р. 433
 Коробейникова Л.И. 429
 Костеша О.Н. 48, 86, 169–170, 173–176, 179, 181, 183, 184, 187, 200, 297, 299, 00, 336, 431, 434
 Костырева Е.А. 433
 Кочанова В.Д. 428
 Кошелкина З.В. 32, 293, 434
 Кравец В.С. 13, 77, 356, 394, 434
 Красилов В.А. 31, 73, 434
 Краснов В.И. 433
 Крашенинников Г.Ф. 79, 434
 Кручинина Н.В. 259, 430
 Крымголец Г.Я. 13, 32, 33, 59, 434
 Кузнецов Л.Л. 432
 Кузнецова К.И. 29, 434
 Кукушкина Т.С. 252, 434
 Кулахметов Н.Х. 251, 369, 425, 426, 434, 437
 Куликов Д.П. 252, 343, 434
 Кулькова И.А. 431
 Куренко М.И. 436
 Курушин Н.И. 430
 Кутыгин Р.Т. 433
 Кутырев Э.И. 83, 434

Л

Лаврова Л.Я. 428
 Лебедев И.В. 13
 Лебедев А.И. 36, 143, 144, 426, 430, 434, 436
 Лебедева Н.К. 430, 431
 Лев О.М. 13, 39, 42, 77, 394, 434
 Левина В.И. 13, 40, 49, 158–161, 163–166, 195, 203, 356, 362, 426, 433, 434
 Левчук Л.К. 136, 434
 Левчук М.А. 39, 83, 266, 309, 323, 326, 430, 432–435, 442
 Ли П.Ф. 13, 31, 38, 135, 259, 343, 355, 356, 364, 425, 435, 439
 Лидер В.А. 289, 435
 Липман Р.Х. 38
 Липницкая Л.Ф. 433
 Литвиненко И.В. 425
 Луговцов А.Д. 433
 Лутиков О.А. 32, 442
 Лутова З.В. 40, 158, 342, 356, 435

М

Мазур В.М. 439
 Маковская Н.Е. 425
 Максимов В.М. 335, 435
 Мангазеев В.П. 433
 Маркова Л.Г. 48, 49, 174, 179, 184, 192, 195, 351, 354, 433, 435
 Марковский Б.П. 83, 435
 Мейен С.В. 69, 166, 435
 Меледина С.В. 22–26, 30–33, 36, 39, 45, 56, 62, 65, 86, 90, 106, 118, 120, 133, 139, 154, 158, 167–169, 172–174, 184, 186, 188, 193, 201, 203, 206, 250, 334, 337, 340–342, 365, 380, 425, 430, 432–436, 439, 442

Меленевский В.Н. 429, 433
 Мельникова В.М. 433
 Меньшикова Н.Я. 166, 187, 441
 Месежников М.С. 13, 24–30, 62–64, 120–122, 127, 132, 160–163, 342, 426, 430, 432, 436
 Микуленко К.И. 354
 Милова Л.В. 31–32, 436, 437
 Митта В.В. 29, 428, 436
 Мишульский М.И. 434
 Могучева Н.К. 13, 214, 429, 436
 Москвин В.И. 429, 433, 442
 Муромцев В.С. 85, 436
 Мухина И.П. 429
 Мchedlishvili Н.Д. 257, 430
 Мятлюк Е.В. 13, 38, 55, 436

Н

Найдин Д.П. 84, 441
 Накаряков В.Д. 425
 Наливкин Д.В. 79, 436
 Нальняева Т.И. 30, 31, 39, 132–137, 425, 435, 436, 439, 442
 Натапов Л.М. 439
 Нежданов А.А. 53, 55, 88, 231, 253, 261–262, 380, 436
 Нестеров И.И. 53, 90, 93, 260, 343, 425, 426, 428, 430, 433, 437
 Нестерова Е.И. 437
 Никитенко Б.Л. 36, 40, 42, 43, 45, 46, 50, 51, 73, 75, 86, 87, 90, 94, 137–139, 145, 146, 149–152, 154, 155, 167, 201, 298, 327, 334, 335, 337, 340, 428–430, 433, 435–437, 442, 443
 Николаев В.И. 84, 437

О

Образкова В.П. 432
 Огарков А.М. 426
 Огибенин В.В. 53, 88, 231, 253, 261, 262, 380, 436
 Одинцова М.М. 48
 Осипова З.В. 440, 441
 Осыко Т.И. 13, 58, 250, 251, 257, 259, 425, 437, 439

П

Падва Г.А. 428
 Парпарова Г.М. 433
 Певзнер В.С. 435
 Пейтон Ч.Э. 440
 Пельдяков И.С. 255, 289, 314, 437
 Перозио Г.Н. 429, 437
 Першуткин М.Б. 428
 Петров В.Б. 440
 Петрова Г.Т. 434
 Петрова Л.Д. 49, 437
 Петтиджон Ф.Дж. 79, 437
 Пинус О.В. 430, 443
 Плуман В.А. 429
 Пода А.Г. 429
 Покровская И.М. 258–259, 430
 Полуботко И.В. 21–23, 31, 32, 60, 117, 118, 138, 427, 436–438
 Поповичева Л.В. 187, 428, 438
 Портнова Е.А. 289, 425
 Поспелова В.Ю. 50, 169, 200, 201, 437

Похиалайнен В.П. 73, 426
Пояркова З.Н. 289, 437
Предтеченская Е.А. 429
Предтеченский Н.Н. 65, 79, 437
Прокопьев А.В. 440
Пук П.С. 430
Пуртова С.И. 48–49, 174–175, 179, 183, 187, 190, 195,
196, 297, 303, 315, 425, 426, 428, 438, 439
Путря Ф.С. 13, 161, 438
Пучкина В.В. 427
Пчелинцев В.Ф. 434
Пятницкий В.К. 435

Р

Равдоникас О.В. 435
Раевская Е.Б. 426
Райдинг Дж.Б. 207, 209, 210, 438
Рединг Х.Г. 79, 437
Резапов А.Н. 427
Рейнек Г.Э. 79, 438
Репин Ю.С. 15, 21–23, 60, 117, 118, 427, 430, 432,
436–438
Ровнина Л.В. 13, 48–49, 51, 52, 55, 57, 86, 88, 135,
170, 173–176, 179, 181, 184, 186–188, 190, 192,
195, 253, 256–258, 260, 261, 264, 307, 332, 354,
356, 362, 426, 432, 434, 438, 439
Рогозин Е.А. 433
Родионова М.К. 439
Романова В.И. 13, 158, 439
Ронкина З.З. 13, 38, 425, 427, 432, 439
Ростовцев Н.Н. 10, 13, 56–58, 250, 251, 256–259, 262,
264, 366, 425, 428, 439
Ротките Л.М. 26, 436
Рубиков И.М. 429
Рудкевич М.Я. 428
Рудницкая Д.И. 429
Рунева Н.П. 39, 40, 439
Рухин Л.Б. 79, 439

С

Савостин Л.А. 73, 439
Садовникова Т.К. 439
Сакс В.Н. 13, 22, 27, 28, 30, 31, 38, 39, 55–57, 93, 94,
105, 132–137, 139, 244, 298, 309, 340–342, 365,
368, 380, 425, 428, 437, 439
Салманов Ф.К. 433
Самылина В.А. 213, 439
Санин В.Я. 36, 439
Сапир М.Х. 425
Сапожникова С.В. 436
Сапьяник В.В. 39, 40, 45, 46, 51, 86, 150, 244, 427,
429, 439
Сахагян Д. 430
Саханова Н.С. 48, 440
Седова М.А. 430
Сей И.И. 23–25, 28, 29, 31, 64, 120, 138, 436, 437,
440
Семенова Е.В. 179, 440
Серебрякова З.Д. 425
Сигов А.П. 84, 440
Сингх И.Б. 79, 438

Синякова Г.Н. 439
Ситникова А.Н. 255, 289, 314
Скуратенко А.В. 48, 179, 435
Слабоспицкая Е.А. 439
Славин В.И. 79, 440
Сластенов Ю.Л. 56, 246, 293, 298, 311, 367, 368, 379,
440
Смирнов Л.В. 427, 429, 431, 433, 440
Смокотина И.В. 440
Соболев Е.С. 430
Соколов А.Р. 39, 40, 86, 425, 440
Соколовский А.П. 425, 426
Солотчина Э.П. 433
Сорокина Е.Г. 429
Сороков Д.С. 311, 341, 425, 440
Ставицкий Б.П. 437
Ставский А.П. 439
Старосельцев В.С. 433
Стасова О.Ф. 429, 433
Стельмак Н.К. 430
Стороженко А.А. 427
Страхов Н.М. 79, 84, 440
Стрепетилова Т.Г. 190, 196, 428, 440
Стрижов В.П. 437
Сурков В.С. 378, 380, 433, 440
Сушакова А.В. 179, 181, 441
Сычев В.Я. 367, 440, 441

Т

Тазихин Н.Н. 13
Таначева М.И. 426
Татьянин Г.М. 13, 40, 157, 213, 249, 345, 352, 366,
369, 427, 441
Тейс Р.В. 84, 441
Теодорович Г.И. 79, 441
Тесленко Ю.В. 13, 213, 227, 228, 431, 441
Тест Б.И. 341, 440, 441
Тимошина Н.А. 166, 187, 427, 441
Тихомиров Ю.П. 428
Ткачева Л.Г. 431, 434, 435
Толстихина М.А. 13, 425, 439
Топычканова Е.Б. 436
Травина Т.А. 214, 432
Трофимук А.А. 378, 433, 441
Трубицына А.Н. 179, 181, 187, 441
Трушкова Л.Я. 354, 429, 433, 440
Турбина А.С. 13, 36, 428, 429
Тылкина К.Ф. 46, 86, 163, 356, 358, 433, 434, 441

У

Урзов А.С. 440

Ф

Федорова В.А. 438
Фокина Н.И. 427
Фомин А.Н. 433
Фомичев А.С. 433
Фрадкина А.Ф. 48, 49, 441
Фролов В.Х. 429
Фролов Л.А. 429
Фузеев С.М. 366, 428

X

Хэллем А. 43, 79, 441

Ч

Черкесов О.К. 440

Черникова К.А. 428

Чернова Л.С. 85, 441

Чеснокова В.С. 249, 351, 431, 434, 435, 441

Чирва С.А. 77, 394

Ш

Шарапова Е.Г. 38, 42, 441

Шаровская Н.В. 13, 39, 160, 163, 364, 432, 441, 442

Шатова Л.А. 48, 174, 190, 195-197, 442

Шацкий С.Б. 13

Шейко Л.Н. 48, 86, 169, 174-177, 179, 181, 184, 187, 188, 190, 195-196, 299, 428, 434, 438, 442

Шенфильд О.В. 30, 31, 134, 137, 442

Шерихора В.Я. 13, 106, 343, 442

Шеянова Н.Б. 426

Шилин А.К. 377, 442

Шульгина Н.И. 13, 27, 29, 132, 135, 136, 425, 426, 436, 439, 442

Шуменкова Ю.М. 377, 442

Шурьгин Б.Н. 6, 31-34, 36, 39, 42, 44, 46, 52, 53, 55, 56, 58, 69, 73, 75, 77-79, 83, 84, 86, 87, 89, 90, 92-94, 105-107, 117, 118, 137-139, 146, 150-152,

154, 155, 158, 167-169, 172-174, 179, 181, 183, 184, 186-188, 200, 202, 203, 209, 216, 218, 233, 243, 244, 248, 251, 253, 256, 262, 264, 290, 297, 298, 300, 303, 304, 307, 309, 311, 312, 315, 319, 323, 325-327, 334-338, 340-343, 345, 349, 351, 356, 358, 362, 365, 371, 386, 428-430, 432, 433, 435, 436, 439, 442, 443, 437

Шутов В.Д. 84, 443

Э

Эрвье Ю.Г. 433

Ю

Юдовный Е.Г. 425

Юшинская З.Н. 439

Я

Ядренкин А.В. 45, 437

Язикова О.В. 36, 443

Яковлева С.П. 13, 77, 394, 425, 436

Яночкина В.А. 84, 443

Яншин А.Л. 441

Ясаманов Н.А. 79, 440

Яскина К.В. 429

Ясович Г.С. 229, 262, 355, 356, 362, 425-427, 429, 432, 434

Ястребова Т.А. 425, 426

A

Aleynikov A.N. 26, 443

Arhus N. 205, 445

B

Backstrom S.A. 444

Basov V.A. 42, 46, 154, 443

Bate R.H. 43, 443

Below R. 207, 209, 445

Berger J.P. 207, 443

Bjaerke T. 205, 443

Bown P. 445

Brideaux W.W. 212, 443

Brikkhuis H. 445

Buch L. 60, 443

Byramjee R. 79, 444

C

Callomon J.H. 25, 59, 61-63, 120, 121, 126-128, 443, 445

Carion E. 443

Churkin M.M. 73, 443

Coleman B.E. 43, 443

Cope J. 59, 63, 443

Copestake P. 42, 46, 77, 394, 443

D

Damassa S.P. 445

Dean W. 60, 443

Dietl G.H. 24, 59, 118, 443

Donovan O. 443

Duff K. 443

E

Embry A.F. 443

Enay R. 63, 443

Exton J. 43, 443

F

Fedorova V.A. 444

Fenton J.P.G. 207, 444

Fisher M.J. 210, 212, 443

Forrens H. 443

G

Gradstein F.M. 43, 443

H

Haq B.U. 66-69, 443

Hahn W. 59, 443

Hardenbol J. 443

Hedinger A.S. 161, 443

Helby R. 445

Hills L.V. 205, 207, 444

Howarth M. 443

I

Ilyina V.I. 48, 50, 51, 166, 197, 201, 207, 443, 444

J

Johansen H.O. 42, 46, 77, 394, 444
Johnson B. 42, 46, 205, 207, 443
Johnson C.D. 444
Jordan R. 443

K

Kalacheva E.D. 444
Kidson E.J. 445
Krimholts G.Ya. 444

L

Lofaldli M. 444

M

Meledina S.V. 26, 443
Mesezhnikov M.S. 444
Mitchum R.V. 66, 444
Monteil E. 445

N

Nagy J. 42, 46, 66, 77, 394, 444
Nairn A.E.M. 443
Nikitenko B.L. 32, 42, 43, 45, 46, 73, 75, 77, 137, 145,
146, 150-152, 303, 337, 444

O

Olferiev A. 444

P

Page K.N. 443
Parsons C. 443
Partridge A.D. 445
Passega R. 79, 444
Pinous O.V. 386, 444
Pocock S.A.J. 212, 444
Pospelova V.Yu. 50, 444
Poulton T.P. 443
Powell A.J. 445
Prauss M. 204, 444

Q

Quenstedt F.A. 25, 60, 444

R

Rawson P.F. 445
Riding J.B. 204, 207, 209, 210, 444, 445
Riegraf W. 42-43, 46, 77, 394, 444
Riley L.A. 207, 210, 443, 444

S

Sahagian D.L. 66, 68, 351, 386, 444
Salfeld H. 63, 444
Sangree J.B. 444
Schulz E. 179, 444
Sey I. 23, 444
Shurygin B.N. 32, 42, 43, 45, 46, 73, 75, 77, 137, 145,
146, 150-152, 303, 337, 444
Smelror M. 205, 207, 209, 445
Sokolov A.R. 443
Stover L.E. 210, 445
Sykes R.M. 62, 63, 121, 126-128, 445

T

Tappan H. 42, 77, 394, 445
Thomas J.E. 207, 209, 210, 444
Tintant H. 443
Trexler J.H. 73, 443

V

Vail P.R. 443, 444
Verteuil L. 445

W

Wall J.H. 42, 46, 77, 394, 443, 445
Westermann G.E.G. 73, 443-445
Wilgus C.K. 443
Williams G.L. 209, 445
Wimbledon W. 443
Wollam R. 207, 445
Wornardt W.W. 444
Wright J.K. 25, 443

Y

Yakovleva S.P. 443

Z

Zakharov V.A. 29, 64, 444, 445

Указатель местных и региональных стратиграфических подразделений

А

- Абалакская свита (Abalak Formation) 54, 96–98, 107, 111–112, 124–128, 130, 144, 145, 158–162, 164, 197, 207, 210, 267, 272, 273, 302, 334, 340, 342, 343, 353, 355–364, 368, 375, 399–401, 410, 411, 428, 434
- Абашевская свита (Abashevo Formation) 168
- Аиркатская свита (Airkat Formation) 56, 74, 81, 91, 101, 140, 146, 147, 150, 153, 245, 298, 302, 309, 404
- Александровская пачка (Aleksandrovo Member) 260
- Амбарюлегорская свита (Ambar-Yulega Formation) 246, 293
- Апрелевская свита (Aprelevskiy Formation) 74, 91, 101, 147, 148, 152, 245, 248, 323, 404
- Арангастакская свита (Arangastakh Formation) 55, 81, 87, 91, 101, 105, 139–140, 148, 152–153, 245, 323, 325–326, 334, 404

Б

- Баганская свита (Bagan Formation) 110, 368, 409
- Баженовская пачка (Bazhenovo Member) 250, 355
- Баженовская свита (Bazhenovo Formation) 6, 58, 70, 108, 110, 111, 130, 131, 145, 197, 211–213, 250–252, 265, 267, 273, 280, 301, 302, 305, 306, 309, 320, 334, 342–344, 346–348, 351, 353–357, 364, 366, 368, 369, 371, 373–376, 409, 410, 441, 428, 429
- Баженовский горизонт (Bazhenovo Horizon) 37, 41, 85, 88, 108, 109, 115, 145, 239, 251, 266, 273, 289, 356, 363, 364, 368, 369, 371, 373–377, 381, 383, 384, 408, 414, 422, 425
- Барабинская пачка (Barabinsk Member) 58, 110, 111, 113, 251, 344, 363, 368, 372, 373, 376, 409, 410, 412
- Барабинская свита (Barabinsk Formation) 250, 251
- Батарыньинская свита (Bataryn'ya Formation) 148
- Бергеинская свита (Berge Formation) 108, 114, 368, 377, 413
- Береговая свита (Beregovoe Formation) 11, 53, 54, 91, 96, 97, 211, 216, 230, 253, 256, 266–270, 277, 290, 292, 302, 306, 320, 334, 386, 399–401
- Биллэхская свита (Billekh Formation) 246
- Большехетская серия (Bol'shaya Kheta Group) 53, 54, 230
- Буолкалахская свита (Buolkalah Formation) 108, 114, 165, 368, 376, 413
- Буорсальрская свита (Buorsalyr Formation) 146

В

- Вакунайкинская свита (Vakunayka Formation) 100, 403
- Варенгайхинская свита (Varengayakha Formation) 216
- Варьеганская серия (Var'egan Group) 254, 255, 266, 327

- Васюганская свита (Vasyugan Formation) 54, 58, 68, 70, 82, 91, 96–99, 106, 107, 111, 124, 125, 127–129, 144, 158, 160, 185, 188, 190, 195–197, 207, 209, 211, 248–251, 253, 265, 267, 272, 279, 301, 302, 305, 306, 316, 320, 334, 338, 340, 342–349, 351–355, 357, 363, 365, 371–373, 385, 399–402, 404, 410, 425, 441, 442

- Васюганский горизонт (Vasyugan Horizon) 37, 41, 44, 57, 67, 88, 89, 91, 95, 102, 106, 107, 109, 115, 135, 139, 158, 184–185, 188, 189, 239, 245, 248, 249, 253, 256, 266, 272, 277, 279, 289, 316, 338–340, 343–345, 349, 351, 353–356, 358, 363, 364, 366, 367, 380–384, 388, 398, 405, 408, 414, 420, 422, 427, 443

- Вилюйская свита (Vilyuy Formation) 91

- Витютинская свита (Vityuta Formation) 216

- Вогулкинская толща (Vogulka Body) 112, 355, 357, 363, 364, 368, 411

- Вогулкинская свита (Vogulka Formation) 6, 355, 435

- Вымская свита (Vymskoe Formation) 53, 54, 87, 91, 96, 101, 105, 139, 148, 154, 184, 245, 267, 268, 271, 279, 280, 285, 302, 333, 334, 384, 399, 404

- Вымский горизонт (Vymskoe Horizon) 35, 44, 53, 67, 79, 82, 87, 89, 91, 95, 102, 105, 142, 149, 156, 185, 186, 189, 215, 221, 224, 236, 253, 254, 256, 263, 264, 266, 271, 287, 291, 313, 316, 318, 321, 327–329, 332–335, 380–382, 386, 398, 405, 420, 422

Г

- Георгиевская свита (Georgievka Formation) 68, 107, 108, 110, 111, 130, 145, 161, 162, 201, 211, 250, 251, 267, 273, 280, 301, 302, 305, 306, 309, 320, 334, 342–344, 351–353, 355, 357, 363, 365, 366, 368, 369, 371–373, 375, 376, 409, 410

- Георгиевский горизонт (Georgievka Horizon) 37, 41, 88, 107, 109, 115, 161, 239, 251, 266, 273, 289, 349, 355, 363, 364, 368, 369, 371, 374, 375, 377, 383, 408, 414, 422

- Глушинская свита (Glushinka Formation) 99, 289, 298, 312, 324, 328, 339, 402

- Гольчихинская свита (Gol'chiha Formation) 96, 113, 252, 272, 273, 334, 343, 364, 366, 368, 399, 412

- Горелая свита (Gorelaya Formation) 53, 54, 230, 243, 299

Д

- Даниловская свита (Danilovskoe Formation) 54, 96–98, 107, 108, 112, 124, 127, 128, 130, 131, 158–162, 164, 165, 201, 252, 272, 273, 302, 340, 342, 343, 358, 363, 364, 368, 375, 399–401, 411

- Деминская свита (Demino Formation) 355, 435

- Дерябинская свита (Deryabino Formation) 252

- Джангодская свита (Jangoda Formation) 53, 54, 88, 93, 94, 245, 261, 300, 307, 309, 322
 Джангодская серия (Jangoda Group) 88
 Джангодский горизонт (Jangoda Horizon) 44, 53, 88, 89, 243, 311
 Джаскойская свита (Dzhaskoy Formation) 100, 114, 142, 341, 342, 367, 403, 413
 Долгайская свита (Dolgayskaya Formation) 100, 294, 298, 403
- Е**
- Елюндженская свита (Elyundzhen Formation) 246, 294
- З**
- Заводоуковская серия (Zavodoukovsk Group) 52, 54, 254, 260, 263, 433, 437
 Заводоуковский комплекс (Zavodoukovsk Complex) 254
 Заводоуковский надгоризонт (Zavodoukovsk Superhorizon) 53
 Зимний горизонт (Zimnyay Horizon) 35, 44, 53, 67, 78, 88, 89, 91, 92, 95, 102, 185, 189, 215, 216, 218, 227, 236-237, 256, 262, 266, 270, 289-293, 295, 323, 380-383, 385, 398, 405, 420, 422
 Зимняя свита (Zimnyay Formation) 53, 54, 56, 81, 91, 92, 96, 101, 138-140, 146, 147, 150, 168, 245, 267, 268, 270, 292, 293, 295, 302, 334, 399, 404
- И**
- Иванчанская свита (Ivanchan Formation) 246
 Иланская свита (Ilsansk Formation) 94, 99, 179, 280, 288, 296, 304, 307, 309, 312, 314, 402
 Илекская свита (Ilek Formation) 377
 Итатская свита (Itat Formation) 99, 187, 188, 192, 255, 280, 307, 309, 312, 314, 324, 328, 329, 336, 339, 370, 402
- К**
- Келимьярская свита (Kelimyar Formation) 74, 88, 91, 94, 101, 122, 123, 138, 146, 148, 149, 152, 201, 246, 247, 309, 311, 323, 327, 334, 337, 341, 380, 404
 Келимьярская серия (Kelimyar Group) 246
 Килляхская свита (Killyah Formation) 100, 213, 246, 293, 403
 Китербютская свита (Kiterbyut Formation) 74, 81, 91, 94, 96, 101, 140, 142, 146, 147, 245, 267, 268, 270, 279, 280, 283, 284, 302, 307, 309, 311, 322, 323, 334, 399, 404
 Китербютский горизонт (Kiterbyut Horizon) 35, 44, 55, 67, 73, 78, 89, 91, 93-95, 102, 133, 146, 149, 151, 152, 155, 156, 169-170, 181, 182, 185, 189, 215, 217, 220, 227, 236, 243, 244, 253, 256, 266, 270, 277, 287, 288, 291, 303, 304, 307, 313, 316, 381-383, 398, 405, 420, 422, 432
 Короткинская свита (Korotkiy Formation) 74, 91, 94, 101, 147, 148, 245, 248, 309, 323, 404
 Котухтинская свита (Kotukhta Formation) 54, 230, 243, 266, 299, 311, 318, 319
 Красноалданская свита (Krasnoaldansk Formation) 53, 100, 213, 298, 303, 403
- Куломзинская свита (Kulomzino Formation) 165, 250, 296, 350, 370
 Куломзинский горизонт (Kulomzino Horizon) 374
 Кульдиминская свита (Kul'dima Formation) 216
 Курунгская пачка (Kurungskiy Member) 101, 246, 311
 Кыбыттыгасская свита (Kybyttygas Formation) 11, 246, 294
 Кызылсырская свита (Kyzylsyrg Formation) 100, 213, 293, 294, 298, 303, 384, 403
 Кыринская свита (Кыра Formation) 56, 60, 74, 91, 101, 138, 146, 150, 246, 293, 302, 380, 404, 429
 Кыринская серия (Кыра Group) 246-247
 Кыстатымская свита (Kystatym Formation) 100, 101, 105, 148, 152, 154, 244, 327, 335, 337, 403
 Кюндюдейская свита (Kyundyudey Formation) 246, 298
- Л**
- Лайдинская свита (Laida Formation) 53, 54, 87, 91, 94, 96, 101, 142, 148, 184, 245, 267, 268, 271, 279-281, 283, 285, 302, 325, 334, 399, 404
 Лайдинский горизонт (Laida Horizon) 35, 44, 53, 67, 78, 79, 82, 87-89, 91, 95, 102, 105, 142, 156, 157, 172, 184, 185, 189, 215, 217, 218, 221, 224, 236, 243, 254, 256, 266, 271, 274, 277, 287, 291, 311-316, 318-319, 321, 324, 325, 327, 380-382, 398, 405, 420, 422
 Лайдинско-вымский горизонт (Laida-Vymskoe Horizon) 53, 89
 Левинская свита (Levinskiy Formation) 53, 54, 90-92, 96, 101, 105, 139, 146, 155, 245, 267, 268, 270, 280, 283, 284, 298, 302, 334, 399, 404
 Левинский горизонт (Levinskiy Horizon) 35, 44, 53, 67, 78, 82, 88, 89, 91, 92, 93, 95, 102, 155, 185, 189, 215, 218, 227, 236, 256, 262, 266, 270, 290, 291, 295, 297, 298, 303, 316, 381, 382, 386, 398, 405, 420, 422
 Леонтьевская свита (Leont'evskiy Formation) 53, 54, 87, 91, 96, 101, 105, 139, 142, 148, 149, 154, 156, 245, 267, 268, 272, 280, 285, 302, 334, 337, 341, 399, 404
 Леонтьевский горизонт (Leont'evskiy Horizon) 35, 44, 53, 67, 79, 82, 87, 89, 91, 95, 102, 105, 106, 143, 149, 157, 185-187, 189, 215, 216, 224, 225, 232, 236, 256, 266, 272, 287, 313, 316, 327, 333, 335-337, 381-382, 398, 405, 420, 422
 Локосовская свита (Lokosovo Formation) 106, 428
 Лопсинская свита (Lopsiya Formation) 112, 130, 162, 273, 368, 375, 376, 411
 Лохаинский слой (Lokhaya Bed) 246
- М**
- Макаровская свита (Makarov Formation) 99, 167, 168, 170, 255, 258, 280, 289, 295, 298-299, 304, 309, 402
 Максимоярская свита (Maksimkin Yar Formation) 110, 280, 309, 368, 370, 376, 377, 409
 Малышевская свита (Malyshevka Formation) 53, 54, 87, 88, 91, 96, 101, 105, 106, 143, 148, 156, 245, 252, 267, 268, 272, 279-281, 283, 285, 302, 334, 340, 341, 364, 399, 404

Мальшевский горизонт (Malyshevka Horizon) 35, 44, 53, 67, 82, 87–89, 91, 95, 102, 105, 106, 143, 149, 185–189, 215, 224, 226, 228, 236, 249, 250, 256, 266, 272, 287, 316, 329, 335, 337, 338, 340, 341, 363, 381, 382, 385, 388, 398, 405, 420, 422
 Мархинская свита (Markha Formation) 246
 Марыкчанская свита (Marykchan Formation) 114, 367, 413
 Марьяновская свита (Mariyanovka Formation) 58, 107, 108, 110, 111, 164, 165, 197, 250, 251, 280, 296, 309, 343, 350, 353, 355, 366, 368–370, 373, 375, 409, 410
 Маурыйнская свита (Mauryn'ya Formation) 98, 112, 159, 272, 364, 401, 411
 Моторчунская свита (Motorchuna Formation) 100, 138, 146, 150, 293, 298, 302, 403
 Мулымьинская свита (Mulum'ya Formation) 112, 165, 364, 374, 375, 411
 Муосучанская свита (Muosuchan Formation) 246

Н

Надояхская свита (Nadoyakh Formation) 53, 54, 91, 94, 96, 101, 142, 148, 245, 267, 268, 271, 279, 284, 302, 322, 334, 399, 404
 Надояхский горизонт (Nadoyakh Horizon) 35, 44, 67, 78, 82, 88, 91, 94, 95, 102, 142, 156, 172, 185, 189, 215, 217, 218, 223, 227, 228, 236, 243, 256, 271, 287, 291, 311–316, 317, 318, 320–325, 380–382, 385, 398, 405, 420
 Надымская свита (Nadym Formation) 53, 54, 96–98, 339, 400, 401
 Намыкытская свита (Namykyt Formation) 246, 294
 Наунакская свита (Naunak Formation) 58, 98, 99, 106, 111, 248, 249, 280, 296, 309, 338, 342, 344, 350, 351, 353, 366–368, 370, 371, 401, 402, 410
 Немцовская свита (Nemtsova Formation) 216
 Нижневилуйская свита (Nizhnevilyuyskaya Formation) 100, 114, 367, 403, 413
 Нижнехетская свита (Nizhnyay Kheta Formation) 165, 252
 Новогодняя свита (Novogodnyay Formation) 54, 82, 91, 184, 211, 264, 265, 267–269, 271, 274, 275, 277, 302, 306, 308, 315, 317–320, 325, 332, 334, 399
 Ньюлькючанская свита (Nyul'kyuchan Formation) 246

О

Октаханская свита (Oktakhan Formation) 246, 294
 Омская свита (Omsk Formation) 54, 255–259
 Оруктахская свита (Oruktakh Formation) 100, 245, 246, 403
 Осиновская свита (Osinniki Formation) 170, 176
 Охтлямская свита (Okhtlyam Formation) 175

П

Паксинская свита (Paksa Formation) 113, 165, 368, 376, 412
 Пахомовская пачка (Pakhomovskaya Member) 58, 107, 111–113, 249, 251, 343, 363, 410–412
 Перевальная свита (Pereval'naya Formation) 53, 54, 97, 264, 267, 269, 271, 274, 275, 277, 301, 305, 315, 320, 325, 326, 332, 333, 400

Переясловская свита (Pereyaslovka Formation) 167, 168, 170
 Пешковская свита (Peshkovskaya Formation) 98, 185, 256, 264, 280, 296, 307, 309, 311–315, 324, 325, 328, 401, 402
 Погребенинская свита (Pogrebeninskaya Formation) 261
 Полудинская свита (Poludino Formation) 256
 Полудинская серия (Poludino Group) 437
 Пурпейская серия (Purpe Group) 266

Р

Радомская пачка (Radom Member) 87, 142, 184, 253, 264, 315, 317–319, 401
 Радомская свита (Radom Formation) 96, 98, 261
 Распадская свита (Raspad Formation) 168
 Рязанский горизонт (Ryazan' Horizon) 29

С

Сайбылахская свита (Saibylakh Formation) 56, 94, 244, 245, 309
 Салатская свита (Salatskaya Formation) 91, 185, 256, 264, 268, 291, 311, 312, 315–317, 319, 321, 322, 325, 329, 401
 Самбургская свита (Samburg Formation) 53
 Сандибинская свита (Sandiba Formation) 53, 54, 96–98, 336, 400, 401
 Селькупская свита (Sel'kup Formation) 53, 54, 97, 142, 264, 267, 269, 271, 275, 301, 305, 315, 317, 320, 400
 Семидьинская свита (Semid'ya Formation) 246, 294
 Сиговская свита (Sigovoe Formation) 81, 107, 113, 129, 130, 161, 162, 196, 239, 250, 252, 267, 272, 273, 308, 320, 326, 343, 353, 364–366, 368, 370, 412
 Сиговский горизонт (Sigovoe Horizon) 239, 369
 Сугдзинская свита (Sugdzh Formation) 100, 327, 403
 Сунтарская свита (Suntary Formation) 87, 91, 93, 94, 100, 105, 146, 148, 152, 169, 170, 244, 246, 294, 309–311, 323, 327, 379, 383, 403, 422
 Сытогинская свита (Sytoga Formation) 51
 Сянгюдинская свита (Syungyude Formation) 138, 244, 421

Т

Тамбаевская свита (Tambaevskaya Formation) 53, 54, 87, 89, 253, 254, 256, 263, 264, 311, 324
 Таркосалинская свита (Tarkosale Formation) 53, 295
 Татарская свита (Tatarskaya Formation) 10, 98, 110, 366–368, 402, 409
 Тебисская свита (Tebisskaya Formation) 54, 250, 256, 355
 Терсюкская свита (Tersyuk Formation) 179
 Тогурская пачка (Togur Member) 52, 54, 93, 252, 253, 256, 257, 259–262
 Тогурская свита (Togur Formation) 53–55, 82, 91, 93, 94, 96–99, 142, 176, 179, 181, 185, 200, 211, 217, 253, 254, 256, 261, 263–270, 274, 275, 277, 280, 288, 291, 301–306, 308, 309, 311–314, 316, 317, 320–322, 330, 331, 334, 399–402, 441

- Тогурский горизонт (Togur Horizon) 88, 89, 93, 228, 236, 243, 420
- Тольинская свита (Tol'ya Formation) 98, 328, 339, 401
- Толькинская свита (Tol'ka Formation) 53, 87, 96–98, 250, 332, 369, 400, 401
- Точинская свита (Tochino Formation) 54, 81, 88, 91, 96, 97, 101, 107, 113, 139, 141, 158, 196, 245, 252, 267, 272, 279, 308, 320, 326, 340, 343, 353, 364, 365, 399, 400, 404, 412, 425
- Точинский горизонт (Tochino Horizon) 239
- Трехозерная толща (Trehozernoe Body) 112, 411
- Тугровская свита (Tugrovskaya Formation) 54, 97, 264, 269, 271, 315, 317, 325, 400
- Туринская серия (Tura Group) 256
- Тутлеймская свита (Tutlej Formation) 112, 145, 164–165, 273, 356–357, 360–361, 364, 374, 375, 411, 428
- Тюменская свита (Tyumen' Formation) 52–54, 57, 58, 68, 70, 82, 87–89, 91, 98, 99, 106, 107, 157, 184, 185, 187, 188, 201, 211, 230, 243, 249–265, 267–269, 271, 272, 274, 277, 278, 291, 296, 301, 302, 305, 306, 308, 309, 311–314, 316, 319–322, 326–329, 332–340, 344–348, 350, 351, 353–358, 360, 361, 363, 364, 366, 370, 386, 399–402, 421, 427, 432, 438, 441
- Тюменская серия (Tyumen' Group) 89, 254, 429
- Тюнгская свита (Tyung Formation) 91, 100, 146, 213, 246, 294, 298, 303, 310, 403, 433
- Тяжинская свита (Tyazhin Formation) 10, 98, 110, 192, 280, 309, 338, 366, 367, 370, 377, 402, 409
- У**
- Укугутская свита (Ukugut Formation) 91, 100, 167, 213, 245, 293, 294, 310, 403
- Укугутский фитогоризонт (Ukugut Phyt horizon) 213
- Ундюлюнская свита (Undyulyung Formation) 146, 298, 302
- Уренгойская серия (Urengoiskaya Group) 254, 266, 327
- Урманская свита (Urmanskaya Formation) 54, 91–93, 98, 99, 175, 176, 185, 253, 256, 263, 268, 280, 290, 291, 295–300, 304, 309, 316, 321, 330, 331, 401, 431
- Устьвиллюйская свита (Ust'-Vilyuyskaya Formation) 100, 246, 293, 294, 403
- Ф**
- Федоровская свита (Fedorovskiy Formation) 112, 164, 273, 368, 376, 411
- Х**
- Хадырьяхинская свита (Khadyriakh Formation) 250, 369
- Хоргонская свита (Horgo Formation) 56, 74, 81, 100, 140, 149, 152, 244, 245, 322, 404
- Хоронгская свита (Horongho Formation) 91, 94, 101, 337, 341, 403
- Худосейская свита (Khudosey Formation) 53, 54, 230, 243, 256, 299, 311, 324
- Ч**
- Чайкинская свита (Chaika Formation) 167
- Чекуровская свита (Chekurovskiy Formation) 56, 88, 91, 101, 106, 122, 123, 341, 404, 435
- Черничная свита (Chernichnoe Formation) 53, 54, 82, 91, 96, 97, 176, 211, 265–270, 277, 299–302, 306, 308, 320, 334, 399–401
- Чонокская свита (Chonoko Formation) 100, 108, 114, 368, 376, 377, 413
- Чонская свита (Chona Formation) 94, 403
- Ш**
- Шараповская свита (Sharapovo Formation) 53, 54, 91, 93, 96, 101, 139, 149, 155, 245, 253, 267, 268, 270, 279, 284, 300, 302, 334, 399, 404
- Шараповский горизонт (Sharapovo Horizon) 35, 44, 67, 78, 82, 88, 89, 91, 93, 95, 102, 155, 185, 189, 215, 216, 219, 227, 228, 236, 243, 256, 262, 266, 270, 290, 291, 297–300, 303, 316, 321, 323, 381–383, 385, 398, 405, 420, 422
- Шеркалинская свита (Sherkaly Formation) 53, 54, 89, 91, 98, 176, 230, 243, 253, 256, 260–264, 269, 270, 292, 297–299, 311, 380, 400, 401, 421, 431
- Шеркалинский горизонт (Sherkaly Horizon) 53, 88, 89
- Э**
- Эренская свита (Eren Formation) 74, 81, 91, 94, 101, 140, 148, 152, 153, 244, 245, 309, 322, 404
- Ю**
- Юрюнгтумусская свита (Yuryungtumus Formation) 56, 81, 87, 91, 101, 105, 106, 139, 141, 148, 149, 152–154, 245, 337, 340, 341, 404
- Я**
- Ягельная свита (Yagel'noe Formation) 54, 82, 91, 96, 97, 211, 253, 256, 265–270, 277, 295, 297, 300, 302, 306, 320, 334, 381, 386, 399–401
- Якутская свита (Yakutsk Formation) 91, 100, 138, 148, 152, 246, 294, 310, 327, 335, 337, 341, 342, 403
- Якутский фитогоризонт (Yakutsk Phyt horizon) 213
- Яновстанская свита (Yanov Stan Formation) 85, 108, 113, 129, 135, 163–165, 250, 252, 267, 273, 308, 320, 326, 343, 365, 368, 369, 375, 376, 412
- Яны-маньинская свита (Yany-Man'ya Formation) 98, 289, 295, 298, 312, 324, 401
- Ятринская свита (Yatriya Formation) 167

Указатель латинских названий

A

- Acanthotriletes tomiensis* 178, 183
Acanthotriletes sp. 178 180
Acanthotriletes spp. 177
Acanthotriletes 297
Acrocoelites triscissus 17, 35, 104, 133, 203, 407
Acrocoelites 20, 133
Acroteuthis (Boreioteuthis) absoluta 134
Acroteuthis absoluta 135
Acroteuthis russiensis 135, 137
Acroteuthis uralensis 135
Acroteuthis 20, 134, 439
Acyrena 34, 142
Adn atosphaeridium? sp. 210
Adn atosphaeridium? caulleryi 296
Aequipecten arachnoideus 145
Aguilerella spp. 112, 411
Aguilerella tiungensis 100, 403
Aldorfia dictyota 19, 37, 115, 194, 209, 414
Aletes striatus 171, 183, 296
Aletes 188, 324
Alisporites bisaccus 15, 102, 172, 178, 180, 198, 405
Alisporites cf. *robustus* 175
Alisporites oblatinoides 187
Alisporites pergrandis 15, 102, 167, 168, 171, 175, 405
Alsatites liasicus 16, 60, 67, 104, 407
Amaltheidae 117, 438
Amaltheus cf. *stokesi* 140, 292, 404
Amaltheus margaritatus 16, 35, 60, 67, 104, 153, 169, 175, 407
Amaltheus sp. 100, 140, 293, 403
Amaltheus spp. 100, 101, 146, 298, 302, 403, 404
Amaltheus stokesi 16, 35, 42, 60, 67, 101, 104, 138, 150, 168, 169, 175, 407
Amaltheus viligaensis 16, 21, 35, 42, 43, 104, 117, 169, 202, 203, 407
Amaltheus 21, 117, 169
Ambonosphaera? staffiensis 210
Ammobaculites barrowensis 77, 394
Ammobaculites borealis 101, 113, 156, 404, 412
Ammobaculites cf. *tobolskensis* 265
Ammobaculites ex gr. *alaskaensis* 96, 265, 399
Ammobaculites ex gr. *multiformis* 160
Ammobaculites ex gr. *primoris* 359
Ammobaculites igrimensis 19, 37, 112, 115, 141, 158, 411
Ammobaculites lapidosus 101, 404
Ammobaculites lobus 17, 35, 44, 76, 77, 80, 95, 96, 100, 101, 103, 140, 147, 151, 152, 155, 156, 185, 203, 303, 304, 309, 322, 323, 394, 395, 398, 399, 403, 404, 406
Ammobaculites minutissimus 163
Ammobaculites sp. 100, 298, 403
Ammobaculites 74
Ammobaculites tobolskensis 41, 109, 111, 112, 159, 160, 349, 359, 408, 410, 411
Ammodiscus 7–9, 66, 74, 394
Ammodiscus aff. *pseudoinfimus* 165, 166
Ammodiscus arangastachiensis 17, 35, 44, 76, 87, 95, 96, 100, 101, 103, 105, 140–141, 152–154, 156, 157, 185, 334, 335, 337, 339, 395, 398, 399, 403, 404, 406
Ammodiscus cf. *asper* 76, 395
Ammodiscus cf. *glumaceus* 400
Ammodiscus cf. *siliceus* 96, 155, 265, 399
Ammodiscus ex gr. *arangastachiensis* 97, 366, 400
Ammodiscus ex gr. *asper* 39
Ammodiscus ex gr. *glumaceus* 96, 97, 265, 318, 399
Ammodiscus ex gr. *pseudoinfimus* 159
Ammodiscus ex gr. *thomsi* 265
Ammodiscus ex gr. *veteranus* 364
Ammodiscus glumaceus 35, 39, 44, 46, 95, 96, 98, 101, 156, 181, 185, 265, 303, 304, 308, 315, 317–319, 322, 325, 398, 399, 401, 403, 404
Ammodiscus pseudoinfimus 41
Ammodiscus pseudoinfimus forma granulata 39
Ammodiscus siliceus 17, 35, 44, 77, 80, 95, 96, 100, 101, 103, 140, 147, 150, 151, 155, 185, 292, 293, 295, 298, 394, 398, 399, 403, 404, 406
Ammodiscus tenuissimus 165
Ammodiscus thomsi 19, 37, 41, 109, 111, 112, 115, 159, 160, 165, 166, 209, 349, 359, 408, 410, 411, 414
Ammodiscus uglicus 37, 109, 111, 112, 158, 359, 408, 410, 411
Ammodiscus veteranus 19, 37, 41, 109–115, 164, 165, 369, 408–414, 443
Ammodiscus zaspelovae 164
Ammoglobigerina canningensis 77, 152, 394
Ammonites (?Pictonia) sp. ind. 129
Ammonites aspidoides 443
Ammonites gen. et sp. ind. 125
Ammonites sp. ind. 125
Ammonoidea 443
Amoebites spp. 197
Amoebites 130
Amoeboceras (Amoebites) (ex gr. uralense) 350, 369, 370
Amoeboceras (Amoebites) alternoides 128
Amoeboceras (Amoebites) cf. alticarinatum 130
Amoeboceras (Amoebites) cf. cricki 130
Amoeboceras (Amoebites) cf. modestum 130
Amoeboceras (Amoebites) cf. pingue 130
Amoeboceras (Amoebites) cf. spathi 130, 162
Amoeboceras (Amoebites) cf. subkitchini 130
Amoeboceras (Amoebites) cf. transitorium 107
Amoeboceras (Amoebites) cf. uralense 130
Amoeboceras (Amoebites) kitchini 130
Amoeboceras (Amoebites) mesezhnikovi 130

- Amoeboceras (Amoebites) pulchrum* 112, 130, 411
Amoeboceras (Amoebites) rasenense 130
Amoeboceras (Amoebites) sp. ind. 366
Amoeboceras (Amoebites) sp. 161
Amoeboceras (Amoebites) spathi 130
Amoeboceras 27, 68, 121, 129, 130, 144, 349
Amoeboceras (Nannocardioceras) sp. 130, 163
Amoeboceras (Paramoeboceras) aff. glosense 112, 411
Amoeboceras (Prionodoceras) freboldi 26
Amoeboceras (Prionodoceras) leucum 26
Amoeboceras (Prionodoceras) regulare 26
Amoeboceras alternans 26, 128
Amoeboceras alternoides 26, 127, 128, 160
Amoeboceras cf. bauchini 129
Amoeboceras cf. kitchini 362
Amoeboceras cf. kostromense 128, 250, 251
Amoeboceras cf. leucum 128
Amoeboceras cf. salfeldi 130
Amoeboceras cf. tuberculatalternans 129
Amoeboceras ex gr. alternans 107, 128, 362
Amoeboceras ex gr. kitchini 362
Amoeboceras ex gr. regulare 129
Amoeboceras ex gr. ravni 362
Amoeboceras ex gr. rosenkrantzi 18, 26, 37, 63, 115, 120, 121, 415
Amoeboceras freboldi 128
Amoeboceras glosense 18, 26, 37, 63, 115, 120, 128, 415
Amoeboceras ilovaiskii 26, 120
Amoeboceras kitchini 18, 27, 37, 41, 64, 68, 109, 115, 121, 162, 210, 360, 362, 363, 408, 415
Amoeboceras nunningtonense 63
Amoeboceras ravni 26, 37, 68, 120, 121, 128, 129, 160–162, 363, 408
Amoeboceras regulare 18, 26, 37, 113, 115, 120, 121, 128, 129, 412, 415
Amoeboceras rosenkrantzi 18, 26, 121, 128, 129
Amoeboceras serratum 18, 26, 37, 115, 120, 128, 415
Amoeboceras sokolovi 113, 412
Amoeboceras sp. ind. juv. 129
Amoeboceras sp. ind. 362
Amoeboceras sp. 128, 194
Amoeboceras spp. 37, 41, 58, 68, 106, 107, 109–113, 128, 160–162, 248, 363, 366, 408–412
Amoeboceras 26, 63, 121, 126, 128–130, 209, 251, 445
anabarensis 33, 122, 123
analogus 134
Angariella sp. 221
angulata 35
Angulaticeras colymicum 16
Anisomyaria 36, 430
Anmarginulina arctica 17, 35, 76, 80, 101, 103, 140, 147, 151, 153, 293, 302, 395, 404, 406
Anmarginulina gerkei 17, 35, 76, 80, 103, 140, 147, 150, 153, 293, 302, 395, 406
Anmarginulina spp. 403
Anmarginulina 7, 45, 100
Annulariopsis inopinata 227
Annulariopsis sp. 213, 218, 222
Annulariopsis 217, 218
Anradulonectites anabarensis 101, 293, 404
Anradulonectites incertus 17, 35, 76, 80, 101, 103, 138, 140, 147, 153, 247, 293, 298, 302, 395, 404, 406
Anradulonectites 35, 44, 74, 77, 95, 139, 185, 292, 297, 302, 394, 398
Anradulonectites? sp. ind. 298
Antholithes sp. 221
Apiculatisporites 178, 297
Apteodinium sp. 210
Apteodinium spp. 212
arangastachiensis 395
Araucariaceae 324, 336
Araucariacites pexus 192
Araucariacites sp. 178, 180, 188, 191, 196, 198
Arcacea 439
Arctica cf. humiliculminata 96, 265, 319, 340, 344, 399
Arctica cf. orientalis 358
Arctica ex gr. humiliculminata 211, 306, 333, 340
Arctica ex gr. orientalis 358, 360
Arctica humiliculminata 35, 44, 87, 95, 96, 100, 101, 105, 142, 143, 185, 325, 333, 334, 340, 398, 399, 403, 404
Arctica sp. ind. 96, 265, 325, 332, 399
Arctica 9, 34, 74, 87, 336, 337
arctica 74
Arcticidae 34, 36, 443
Arcticoceras cf. excentricum 123
Arcticoceras (?) cranocephaloide 16, 24, 35, 104, 118, 120, 123, 141, 407
Arcticoceras ex gr. excentricum 122
Arcticoceras harlandi 16, 24, 35, 104, 118, 122, 123, 133, 141, 173, 407
Arcticoceras ishmae 16, 24, 35, 104, 118, 122, 123, 133, 173, 407
Arcticoceras kochi 24, 118, 388
Arcticoceras sp. ind. 412
Arcticoceras spp. 101, 106, 340, 341, 404
Arcticoceras 20, 24, 106, 113, 119, 123, 135, 173, 386
arcticus 33, 141, 153
Arctoccephalites aff. greenlandicus 16, 24, 35, 104, 118, 122, 123, 133, 153, 407
Arctoccephalites amundseni 16
Arctoccephalites arcticus 16, 24, 35, 104, 118, 122, 123, 133, 141, 143, 173, 341, 407
Arctoccephalites cf. nudus 122
Arctoccephalites elegans 24
Arctoccephalites frami 16
Arctoccephalites greenlandicus 173
Arctoccephalites pilaeformis 123
Arctoccephalites porcupinensis 16
Arctoccephalites spathi 16
Arctoccephalites spp. 101, 106, 149, 340, 341, 404
Arctoccephalites 20, 24, 51, 106, 119, 341
Arctoccephalitinae? gen. et sp. ind. 339
Arctoccephalitinae 113, 173, 412
Arctoteuthis 134, 137
Arctotis ex gr. lenaensis 35, 44, 77, 95, 96, 142, 185, 332, 394, 398, 399
Arctotis ex gr. sublaevis 142, 404
Arctotis lenaensis 17, 35, 44, 76, 80, 87, 95, 96, 100, 101, 103, 105, 139, 142, 185, 325, 334, 337, 395, 398, 399, 403, 404, 406
Arctotis marchaensis 17, 34, 35, 44, 76, 94–96, 100, 101, 103, 138, 140, 142, 153, 185, 310, 322, 323, 388, 395, 398, 399, 403, 404, 406
Arctotis intermedia 114, 413

- Arctotis sublaevis* 35, 44, 95, 96, 101, 142, 143, 340, 342, 398, 399, 404
Arctotis 9, 74, 143, 337, 427
Arietites bucklandi 16, 60, 67, 104, 407
Arietites libratus 16
Arkelloceras tozeri 16, 172, 173
Arkelloceras 20, 23, 35, 79, 104, 118, 119, 407
Arnioceras semicostatum 16, 60, 67, 104, 407
Asphinctites tenuiplicatus 16, 61, 67, 104, 407
Astacolus ex gr. minuta 150
Astacolus ex gr. praefoliaceus 156, 308, 317
Astacolus igrimensis 161, 411, 414
Astacolus praefoliaceus 17, 35, 76, 77, 80, 100, 101, 103, 140, 147, 152, 153, 156, 317, 322, 323, 327, 394, 395, 403, 404, 406
Astacolus praesibirensis 110, 162, 409
Astacolus pulhra 101, 404
Astacolus sibirensis 160
Astacolus ? sp. ind. 265
Astacolus sp. 325
Astacolus zwetkovi 17, 35, 44, 76, 95, 101, 103, 105, 147, 152, 156, 185, 325, 327, 395, 398, 404, 406
Astacolus 7, 8, 45, 66, 74
Astarte (Astarte) cf. expansa 296, 369
Astarte cf. extensa 362
Astarte cf. lyapinensis 350, 369, 370
Astarte extensa 144, 265, 359, 362
Astartidae 36, 430
Asteroceras obtusum 16, 60, 67, 104, 407
Aulacostephaninae 110, 111, 409, 410
Aulacostephanus acanticus 18
Aulacostephanus autissiodorensis 18, 37, 41, 63, 68, 109, 115, 163, 363, 408, 415
Aulacostephanus eudoxus 18, 37, 41, 63, 68, 109, 115, 121, 134, 363, 408, 415
Aulacostephanus mutabilis 18, 63, 115, 121, 129, 130, 134, 415
Aulacostephanus sosvaensis 37, 41, 68, 109, 363, 408
Aulacostephanus spp. 111–113, 410–412
Aulacostephanus 130, 163, 356, 360, 410, 411
Aulacostephanoceras 130
- B**
- Baiera ahnertii* 221
Baiera ex gr. ahnertii 226
Baiera gracilis 223
Baiera setacea 220
Baiera 224
Bairdia sp. 148
barnstoni 33
Batiacasphaera sp. 178, 180, 190, 205, 208, 210, 296
Batioladinium ? sp. 374
baylei 210
Belemnites gen. et sp. ind. 133, 136
Belemnopsidae 136
Bennettitales 175
Berriasella jacobii 28
beyrichi 74
bicarinata 74, 77
bifrons 76, 395
Bivalvia 29, 33, 69, 78–79, 439, 443
borealis 79, 133, 201
Borealites sp. 112, 411
Boreiocephalites borealis 16, 24, 35, 104, 118, 141, 153, 172, 173, 407
Boreiocephalites pseudoborealis 24
Boreiocephalites sp. 403
Boreiocephalites spp. 101, 105, 148, 337, 404
Boreiocephalites 20, 24, 100, 119, 133, 186
Boreioteuthis 134
Brachybelus 20, 133
Brachyphyllum sp. 215, 224
Bradfordia 20, 119
braunianus 74, 78, 133, 247
Buchia cf. *concentrica* 144, 362
Buchia cf. *fischeriana* 145
Buchia cf. *mosquensis* 110–112, 369, 409, 410
Buchia cf. *russiensis* 145
Buchia cf. *tenuicollis* 364
Buchia cf. *tenuistriata* 144, 371, 372
Buchia cf. *terebratuloides* 145
Buchia concentrica 19, 37, 41, 109, 115, 144, 359, 362, 371, 372, 408, 415
Buchia ex gr. concentrica 144, 211, 359, 366, 369
Buchia ex gr. fischeriana 145, 301
Buchia ex gr. mosquensis 145, 411
Buchia ex gr. rugosa 112, 411
Buchia ex gr. tenuistriata 19, 37, 41, 109, 115, 372, 408, 415
Buchia ex gr. terebratuloides 145
Buchia ex gr. unshensis 145, 301
Buchia fischeriana 145, 412
Buchia mosquensis 19, 37, 41, 109, 114, 115, 144, 145, 212, 296, 364, 369, 408, 412, 413, 415
Buchia obliqua 19, 37, 41, 115, 145, 408, 415
Buchia rugosa 19, 37, 115, 145, 415
Buchia russiensis 19, 37, 41, 109, 115, 145, 408, 415
Buchia sp. ind. 144, 211
Buchia taimyrensis 19, 37, 115, 415
Buchia tenuistriata 144, 145
Buchia terebratuloides 145
Buchia unshensis 19, 37, 41, 109, 115, 145, 408, 415
Buchia spp. 110–114, 409–413
Buchiidae 36, 143, 144
bucklandi 35
Bulbobaculites ex gr. strigosus 303
Bulbobaculites strigosus 77, 97, 100, 101, 152, 394, 400, 403, 404
Bulbobaculites taigaensis 359
Bulbobaculites 161
buliminoides 46, 395
bulunensis 76, 395
Burejospermum 224
- C**
- Cadoceras anabarensense* 18, 25, 37, 62, 115, 120, 141, 158, 193, 205, 415
Cadoceras apertum 18, 62
Cadoceras barnstoni 16, 24, 37, 62, 104, 115, 118, 120, 123, 136, 139, 141, 154, 158, 174, 356, 407, 415
Cadoceras bodylevskyi 205
Cadoceras calyx 18, 25, 62
Cadoceras elatmae 25, 120, 206

- Cadoceras emelianzevi* 18, 25, 37, 62, 115, 120, 122, 124, 143, 193, 205, 415
Cadoceras ex gr. elatmae 25, 120, 206
Cadoceras falsum 18, 24, 25, 37, 62, 115, 120, 122, 141, 158, 174, 193, 205, 206, 388, 415
Cadoceras nordenskjoldi 18, 62
Cadoceras pishmae 206
Cadoceras septentrionale 25, 120, 205
Cadoceras ? sp. ind. 124
Cadoceras sp. ind. 250
Cadoceras sp. 356
Cadoceras spp. 113, 114, 412, 413
Cadoceras subtenuicostatatum 122, 123
Cadoceras suevicium 25
Cadoceras variabile 16, 25, 62, 134
Cadoceras 20, 24–25, 62, 118–120, 122
Cadoceratinae 37, 41, 51, 68, 109, 111, 13, 123, 126, 135, 158, 190, 195, 250, 356, 363, 408, 410, 411
Caenispites turneri 16, 60, 67, 104, 199, 407
Callialasporites dampieri 178, 199
Callialasporites sp. 180, 197, 198
Callialasporites spp. 197
Callialasporites trilobatus 192
Callialasporites turbatus 199
Callialasporites 197
Camptocythere (Anabarocythere) 43, 148
Camptocythere (Anabarocythere) spp. 101, 148, 404
Camptocythere (Camptocythere) nordvikensis 148, 403
Camptocythere (Camptocythere) solida 148
Camptocythere (Camptocythere) sp. 404
Camptocythere (Camptocythere) spp. 148
Camptocythere (Camptocythere) 43
Camptocythere aff. *adiki* 39
Camptocythere aff. *occalata* 17, 76, 80, 100, 103, 147, 148, 323, 395, 403, 406
Camptocythere arangastachiensis 17, 35, 44, 76, 77, 95, 96, 100, 103, 141, 148, 149, 153, 185, 337, 340, 341, 394, 395, 398, 399, 403, 406
Camptocythere dextra 39
Camptocythere ex gr. foveolata 100, 403
Camptocythere ex gr. occalata 404
Camptocythere foveolata 17, 43, 77, 103, 147, 148, 327, 394, 395, 406
Camptocythere mandelstami 17, 35, 39, 43, 44, 76, 80, 95, 100, 101, 103, 140, 146, 147, 149, 185, 203, 309, 322, 323, 398, 403, 404, 406
Camptocythere micra 17, 44, 95, 103, 149, 185, 398, 406
Camptocythere nordvikensis 17, 35, 39, 44, 76, 95, 100, 101, 141, 148, 149, 153, 185, 325, 334, 337, 395, 398, 403, 404, 406
Camptocythere occalata 17, 39, 43, 76–77, 80, 100, 101, 103, 140, 146, 147, 153, 322, 323, 394, 395, 403, 404, 406
Camptocythere porrecta 39
Camptocythere praearangastachiensis 17, 76, 103, 141, 148, 153, 337, 406
Camptocythere praespinulosa 17, 35, 100–101, 103, 140, 141, 147, 148, 153, 326, 334, 337, 395, 403, 404, 406
Camptocythere scrobiculataformis 17, 76, 77, 100, 101, 103, 141, 148, 149, 153, 340, 341, 394, 395, 403, 404, 406
Camptocythere solida 39
Camptocythere spinulosa 17, 35, 44, 76, 95, 100, 101, 103, 141, 148, 149, 153, 185, 337, 398, 403, 404, 406
Camptocythere spp. 399, 412
Camptocythere 38, 42, 96, 113, 149, 338
Camptonectes ex gr. lens 359
Camptonectes lens 144, 265
Camptotriletes cerebriiformis 15, 167, 180, 183, 186, 187, 191, 299
Camptotriletes tenellus 168, 178, 183
Cardioceras (? *Vertebriceras*) 127
Cardioceras (Cardioceras) cf. *cordatum* 127
Cardioceras (Cardioceras) cf. *percaelatum* 127
Cardioceras (Cardioceras) ex gr. *cordatum* 127
Cardioceras (Cardioceras) 126, 127
Cardioceras (Cawtoniceras) blakei 128
Cardioceras (Cawtoniceras) 128
Cardioceras (Maltoniceras) maltonense 127
Cardioceras (Maltoniceras) sp. cf. *kokeni* 128
Cardioceras (Maltoniceras) sp. ind. 128
Cardioceras (Maltoniceras) sp. nov. 68, 127, 128
Cardioceras (Maltoniceras) sp. 128
Cardioceras (Maltoniceras) 127, 128
Cardioceras (Miticardioceras) sp. 128
Cardioceras (Miticardioceras) 128
Cardioceras (Miticardioceras) tenuiserratum 127
Cardioceras (Plasmatoceras) aff. *tenuicostatatum* 127
Cardioceras (Plasmatoceras) cf. *bodylevskii* 127
Cardioceras (Plasmatoceras) cf. *salymensis* 127
Cardioceras (Plasmatoceras) cf. *tenuicostatatum* 127
Cardioceras (Plasmatoceras) cf. *tenuistriatum* 127
Cardioceras (Plasmatoceras) salymensis 127, 159
Cardioceras (Plasmatoceras) sp. ind. 127
Cardioceras (Plasmatoceras) tenuicostatatum 127
Cardioceras (Plasmatoceras) 112, 127, 144, 411
Cardioceras (Scarburgiceras) cf. *obliteratum* 112, 411
Cardioceras (Scarburgiceras) ex gr. *alphacordatum* 126
Cardioceras (Scarburgiceras) ex gr. *scarburgense* 126
Cardioceras (Scarburgiceras) nikitinianum 126
Cardioceras (Scarburgiceras) obliteratum 26
Cardioceras (Scarburgiceras) praecordatum 126
Cardioceras (Scarburgiceras) scarburgense 26
Cardioceras (Scarburgiceras) sp. ind. 126
Cardioceras (Scarburgiceras) sp. 37, 41, 68, 109, 126
Cardioceras (Scarburgiceras) spp. 363, 408
Cardioceras (Scarburgiceras) 20, 119, 126, 159
Cardioceras (Scoticardioceras) cf. *excavatum* 127
Cardioceras (Scoticardioceras) sp. ind. 127
Cardioceras (Subvertebriceras) densiplicatum 127
Cardioceras (Subvertebriceras) sp. ind. 127
Cardioceras (Subvertebriceras) zenaidae 128
Cardioceras (Subvertebriceras) 127
Cardioceras (Vertebriceras) cf. *vertebrale* 127
Cardioceras (Vertebriceras) sp. 127
Cardioceras (Vertebriceras) vertebrale 127
Cardioceras aff. *kostromense* 251
Cardioceras bukowskii 18, 63
Cardioceras cf. *kostromense* 250
Cardioceras cordatum 18, 26, 37, 62, 63, 115, 120, 126, 415
Cardioceras densiplicatum 18, 26, 37, 41, 68, 109, 115, 120, 127, 128, 136, 159, 363, 408, 415

- Cardioceras ex gr. alphacordatum* 126
Cardioceras ex gr. alternans 251
Cardioceras ex gr. cordatum 359, 360
Cardioceras ex gr. excavatum 359, 361
Cardioceras ex gr. percaelatum 359, 361
Cardioceras gloriosum 18, 26, 37, 115, 120, 126, 415
Cardioceras highworthensis 128
Cardioceras oblitteratum 18, 26, 37, 115, 120, 126, 415
Cardioceras percaelatum 18, 26, 63, 126, 194
Cardioceras praecordatum 18, 26, 37, 63, 115, 120, 209, 415
Cardioceras s. str. 37, 41, 68, 109, 126, 363, 408
Cardioceras scarburgense 18, 37, 115, 120, 126, 415
Cardioceras sp. ind. (? cf. zenaidae) 128
Cardioceras spp. 111–114, 158, 160, 194, 250, 410, 411, 413
Cardioceras tenuiserratum 18, 26, 37, 41, 63, 68, 109, 115, 120, 127, 128, 159, 363, 408, 415
Cardioceras vertebrate 63
Cardioceras zenaidae 160
Cardioceras 25, 63, 125, 126, 144, 159
 Cardioceratidae 20, 22, 24, 62, 64, 119, 265, 443
 Cardioceratinae gen. et sp. ind. 359
 Cardioceratinae 349, 359, 360, 411, 412
carlsbergensis 153, 154
Carpolithes balejensis 226
Carpolithes cf. ivanovskyi 218
Carpolithes cinctus 218, 223, 226
Carpolithes heeri 223, 224
Carpolithes ivanovskyi 215, 216
Carpolithes karatavicus 226
Carpolithes minor 218–221, 223
Carpolithes sp. 225
Carpolithes tricostatus 215, 216, 218
Carpolithes 224
Catacoeloceras crassum 23, 67, 101, 104, 147, 404, 407
Catacoeloceras sp. 101, 404
Catateuthis 20, 133
cautisnigrae 63
Cawtoniceras 126
Ceratocancris aff. ambitiosus 160
Ceratocancris ambitiosus 161, 162, 248
Chasmatosporites hians 168, 178, 197, 198
Chasmatosporites sp. 175, 210
Chetaites chetae 18, 37, 115, 121, 194, 415
Chetaites sibiricus 28, 194
Chetaites spp. 112, 411
Chlamydothorella sp. 178, 180, 190, 205, 208, 374
Chlamydothorella spp. 208
Chlamydothorella 51, 209
 Chlorophyta 183
Chondroceras cf. marshalli 16
Choristoceras marcheri 60
Chytroeisphaeridia cerastes 205, 206, 208
Chytroeisphaeridia chytroeides 205, 209, 210
Chytroeisphaeridia hyalina 201, 205, 206
Chytroeisphaeridia sp. 180, 192, 208, 374
Chytroeisphaeridia spp. 201, 205, 206
Cicatricosisporites sp. 194
Cicatricosisporites 115, 194, 414
Circulodinium sp. 210
Citharina clathrata 77, 394
Citharina 45
Cladophlebis aldanensis 114, 413
Cladophlebis argutula 226
Cladophlebis bidentata 215, 221
Cladophlebis cf. aktashensis 221
Cladophlebis cf. argutula 224
Cladophlebis cf. concinna 220
Cladophlebis cf. delicatula 220
Cladophlebis cf. embensis 226
Cladophlebis cf. kamenkensis 215
Cladophlebis cf. nebbensis 224
Cladophlebis cf. parvifolia 213
Cladophlebis cf. whitbiensis 213
Cladophlebis crispata 220
Cladophlebis delicatula 215, 221, 225, 226
Cladophlebis denticulata 215, 220, 221, 226
Cladophlebis ex gr. haiburnensis 213
Cladophlebis haiburnensis 219, 220, 222, 224
Cladophlebis kamenkensis 221, 224
Cladophlebis nebbensis 215, 219, 220, 225
Cladophlebis rimenkensis 215
Cladophlebis sp. 213, 218, 219, 222, 226
Cladophlebis vaccensis 213
Cladophlebis williamsonii var. punctata 219
Cladophlebis williamsonii 213, 215, 219–222, 224, 226
Cladophlebis 216
Classopollis classoides 199
Classopollis 15, 44, 95, 102, 115, 170, 173, 174, 178–183, 188–198, 250, 315, 324, 336, 344, 349, 351, 398, 405, 414, 426
Clastoteuthis spp. 17, 35, 104, 133, 407
Clastoteuthis 20
Clathroctenocystis asaphum 19, 115, 194, 207
Clathropteris obovata 215, 217, 222, 227–228
Clathropteris sp. 215, 217, 220, 324, 336
Clathropteris 217
Clathroctenocystis asaphum 37, 414
Cleistosphaeridium sp. 178, 190, 208, 210
Cleistosphaeridium spp. 201, 210, 212
Cleistosphaeridium varispinosum 180, 208
Cleistosphaeridium? tribuliferum 210
Cleistosphaeridium 192
clinatus 79, 148
Clydoniceras discus 16, 61
 Coleoidea 132
commune 35, 74, 78, 133, 200, 247
compactile 74, 78
Concavissimisporites sp. 180, 193, 197–198
Concavissimisporites 194, 196
concovum 35, 76, 395
Conchostraca 97, 181, 292, 303, 329, 400
Coniferales (cf. Piceapollenites) 177
Coniferales (cf. Piceites) 177
Coniferales (cf. Pseudopinus) 177
Coniferales (cf. Pinuspollenites) 177
Coniferales ind. 177
Coniferales 177–178, 180, 297
Coniopteris aff. depensis 226
Coniopteris aff. simplex 222
Coniopteris burejensis 215, 219–221, 225–226
Coniopteris cf. angarensis 219
Coniopteris cf. burejensis 221–222
Coniopteris cf. hymenophylloides 219, 222
Coniopteris cf. latifolia 226

- Coniopteris* cf. *lobata* 226
Coniopteris cf. *maakiana* 220
Coniopteris cf. *margaretæ* 225
Coniopteris cf. *murrayana* 221, 225–226
Coniopteris cf. *nerifolia* 215, 220, 226
Coniopteris cf. *porcina* 219
Coniopteris cf. *pulcherrima* 220
Coniopteris cf. *sachi* 219, 222
Coniopteris cf. *saportana* 221
Coniopteris cf. *simplex* 221
Coniopteris cf. *spectabilis* 215, 220–222, 225
Coniopteris cf. *vsevolodii* 221
Coniopteris cf. *zindanensis* 220, 222
Coniopteris embensis 215, 224, 226
Coniopteris ex gr. *vsevolodii* 221
Coniopteris furssenkoi 215, 224, 226–227
Coniopteris hymenophylloides 213, 215, 219, 221, 225–226
Coniopteris jurensis 226
Coniopteris kirgisisca 215, 222
Coniopteris latifolia 215, 219, 222
Coniopteris latilobus 215
Coniopteris maakiana 215, 219, 221, 225–226
Coniopteris margaretæ 221
Coniopteris murrayana 220
Coniopteris nerifolia 215, 219, 221–222
Coniopteris porcina 215, 219, 222, 226
Coniopteris simplex 215, 224–227
Coniopteris snigirevskæ 215, 226
Coniopteris sp. 219–220, 222, 224–225
Coniopteris spectabilis 215, 219
Coniopteris spp. 221
Coniopteris vialovii 215, 224, 226–227
Coniopteris vsevolodii 224
Coniopteris zindanensis 215, 219, 227
Coniopteris 216, 221, 224, 227–228
Conicospirillina 66
Conorboides ? sp. ind. 359
Conorboides buliminoides 17, 100–101, 103, 140, 147, 151–152, 293, 298, 302, 403–404, 406
Conorboides taimyrensis 19, 37, 113, 115, 158, 412, 414
Conorboides 7, 74, 155
Contignisporites problematicus 15, 102, 169–171, 178–180, 182–183, 196, 198, 405
Contignisporites 179
Convruccosporites utriculosus 115, 194, 197, 199, 414
Corbicula 34, 142
Corbiculidae 34
Corbula? sp. 315
Corbula 34
cordatum 63, 207
Coroniceras siverti 16
Cosmetodon ex gr. *bojarkaensis* 359
Costacdoceras aff. *blutheni* 122
Costacdoceras 20, 119
costata 74
Cranocephalites carsbergensis 16, 35, 104, 407
Cranocephalites gracilis 16, 35, 104, 118, 141, 407
Cranocephalites indistinctus 16
Cranocephalites pompeckji 16
Cranocephalites ? sp. ind. juv. 105, 121
Cranocephalites sp. juv. 341
Cranocephalites sp. 96, 399–340, 342
Cranocephalites spp. 100–101, 105, 148, 337, 403, 404
Cranocephalites vulgaris 172, 341
Cranocephalites 20, 24, 119, 143, 186, 341
cranocephaloide 33
Craspedites (Craspedites) ex gr. *okensis* 132
Craspedites (Craspedites) *okensis* 132
Craspedites (Craspedites) *taimyrensis* 132
Craspedites canadensis 132, 165
Craspedites cf. *fragilis* 132
Craspedites ex gr. *mosquensis* 132
Craspedites nodiger 18, 28, 64, 115, 415
Craspedites okensis 18, 37, 41, 109, 115, 121, 131, 165, 194, 212, 408, 415
Craspedites originalis 121
Craspedites sp. ind. 113, 145, 412
Craspedites subditus 18, 28, 37, 41, 64, 109, 115, 132, 408, 415
Craspedites taimyrensis 18, 37, 41, 109, 121, 132, 194, 408, 415
Craspedites sp. 411
Craspedites spp. 412
Craspedites 112–113, 145
crassum 35
Crendonites spp. 37, 41, 109, 408
Cribrroperidinium longicorne 208
Cribrroperidinium sp. 210, 212
Crussolia dalei 19, 37, 115, 174, 193, 201, 205, 414, 445
Crussolia deflandrei 178, 180, 207–209
Crussolia perireticulata 205
Crussolia sp. 19, 37, 194, 207, 296, 414
Crussolia 115, 445
Ctenododinium ornatum 37, 109, 209, 408
Ctenodontidae 34, 97, 400
Ctenodontinae 337
Cyatheaceae 180, 186, 187
Cyathidites australis 15, 102, 115, 172, 178, 180, 182, 186, 187, 190, 191, 193–195, 198, 339, 405, 414
Cyathidites coniopteroides 15, 102, 172, 178, 180, 188, 324, 336, 405
Cyathidites minor 15, 44, 95, 102, 169–172, 178, 180, 182–184, 186, 188, 189, 299, 303, 317–318, 324, 325, 339, 398, 405
Cyathidites spp. 15, 44, 95, 102, 170, 171, 174, 178–180, 182, 183, 186, 188–190, 195–199, 317, 324, 332, 336, 339, 398, 405
Cyathidites 15, 102, 115, 171, 176, 183, 184, 190, 191, 193, 196, 197, 199, 315, 405, 414
Cycadopites cf. *orbicularis* 177
Cycadopites dilucidus 15, 44, 102, 168, 169, 171, 178, 180, 182, 183, 187, 198, 295, 299, 317, 405
Cycadopites medius 15, 95, 102, 167, 168, 175, 189, 398, 405
Cycadopites percarinatus 167
Cycadopites spp. 15, 95, 167, 168, 175, 177, 178, 180, 188, 189, 297, 336, 398, 405
Cycadopites sp. 44, 178, 180, 191, 198, 199
Cycadopites 168, 169, 179, 196, 297, 324, 325
Cyclogyra sp. 77, 98, 394, 401
Cylindroteuthidae 20, 136, 429
Cylindroteuthis (Arctoteuthis) septentrionalis 134
Cylindroteuthis (Cylindroteuthis) jacutica 134
Cylindroteuthis aff. *oweni* 136

- Cylindroteuthis* aff. *puzosiana* 136
Cylindroteuthis cf. *magnificus* 136
Cylindroteuthis cf. *oweni* 136
Cylindroteuthis confessa 17, 35, 104, 133, 407
Cylindroteuthis ex gr. *puzosi* 136
Cylindroteuthis jacutica 19, 37, 115, 134, 415
Cylindroteuthis knoxvillensis 134
Cylindroteuthis oweni cuspidata 19, 37, 109, 115, 134-136, 408, 415
Cylindroteuthis repentina 135
Cylindroteuthis septentrionalis 19, 37, 115, 134, 415
Cylindroteuthis sp. ind. 135, 136
Cylindroteuthis sp. juv. 136, 265
Cylindroteuthis spp. 114, 413
Cylindroteuthis spathi 17, 35, 104, 133, 407
Cylindroteuthis spicularis 371, 372
Cylindroteuthis 20, 133, 134, 439
Cymatiosphaera sp. 182
Cymatiosphaera 210, 212
Cytherissa 38
Czekanowskia ex gr. *rigida* 215, 218-220, 223, 225
Czekanowskia rigida 224, 226
Czekanowskia sp. 213, 215
Czekanowskia 224
- D**
- Dacryomya* cf. *gigantea* 142
Dacryomya cf. *inflata* 399, 400
Dacryomya cf. *ovum* 143
Dacryomya chetaensis 359
Dacryomya ex gr. *chetaensis* 358
Dacryomya ex gr. *nordvikensis* 96, 265, 297, 399
Dacryomya gigantea 17, 35, 44, 80, 87, 94-96, 101, 103, 105, 138, 142, 147, 185, 247, 319, 322, 323, 325, 327, 398-399, 404, 406
Dacryomya inflata 17, 35, 44, 76, 77, 80, 95-97, 100, 101, 103, 138, 140, 142, 147, 153, 179, 185, 247, 303, 304, 306, 309-310, 315, 322, 323, 394, 395, 398, 399, 403, 404, 406
Dacryomya jacutica 100, 403
Dacryomya ovum 35, 44, 95, 143, 185, 340, 398
Dacryomya sp. ind. 96, 144, 265, 306, 340, 319, 358, 399
Dacryomya 8, 74, 442
Dactylioceras athleticum 23, 153
Dactylioceras commune 16, 21, 23, 35, 67, 94, 101, 104, 117, 138, 140, 148, 153, 170, 171, 181, 202, 203, 322, 404, 407
Dactylioceras sp. ind. 404
Dactylioceras sp. 101, 153, 327
Dactylioceras spp. 100, 101, 146, 309-311, 323, 403, 404
Dactylioceras tenuicostatum 16, 21, 43, 60, 67, 104, 117, 407
Dactylioceras 94
 Dactylioceratidae 429, 433
Danubisphictes palatinum 18, 28
Darbyella erviei 112, 161, 411
Darwinula cf. *barabinskiensis* 377
davoei 35
Decipia decipiens 18, 115, 415
Densoisporites velatus 115, 173, 193, 196, 197, 199, 414
- Dentalina* 9, 66
Dentalina ex gr. *communis* 156
Dentalina ex gr. *nordvikiana* 101, 404
Dentalina kiterbutica 101, 404
Dentalina nordvikiana 17, 35, 76, 101, 103, 141, 153, 154, 156, 157, 340, 341, 395, 404, 406
Dentalina sp. ind. 308, 365
Dentalina sp. 332, 366
Dentalina terquemii 77, 394
Dentalina vasta 156
Dentalium sp. 358
Desmiophyllum sp. 221
Dicksonia cf. *densa* 187
Dicksonia densa 15, 44, 95, 102, 172, 187-189, 324, 336, 398, 405
Dicksonia jatraca 190
Dicksonia magnifica 178, 191, 192
Dicksonia sp. 178
 Dicksoniaceae 196, 199
Dictyophyllidites harrisii 178-180, 182, 183, 191
Dictyophyllidites sp. 15, 188, 336
Dictyophyllidites spinescens 179, 180, 182, 183
Dictyophyllidites spp. 102, 171, 178, 405
Dictyophyllum 175
Dictyotriletes spp. 297
Dingodinium cf. *tuberosum* 209
Dingodinium tuberosum 210
Dinoflagellate gen. et sp. ind. 208
Dipterella oblatinoides 15, 44, 95, 102, 167, 168, 171, 175, 177, 180, 189, 398, 405
 Dipteridaceae 15, 44, 95, 102, 167, 169, 170, 175, 178, 180-184, 186, 188, 189, 299, 303, 315, 398, 405
Disaccites 44, 95, 169, 175, 178-180, 183, 187-189, 195-197, 199, 299, 324, 325, 336, 398
Discites 35
Discorbis ? *buliminoides* 39
Discorbis 155
Dodekovia scrofoides 204
Dodekovia syzygia 204
Doratophyllum sp. 224, 225
Doratophyllum 224
Dorothia cf. *tortuosa* 364
Dorothia insperata 19, 37, 41, 109, 111-113, 115, 154, 157-159, 248, 344, 349-350, 356, 358, 359, 366, 408, 410-412, 414
Dorothia sp. 366
Dorothia tortuosa 19, 37, 41, 109-113, 115, 164, 165, 350, 364, 369, 371, 372, 408-412, 414
Dorsoplanites aff. *dainae* 131, 374
Dorsoplanites cf. *antiguus* 131
Dorsoplanites cf. *dainae* 131
Dorsoplanites cf. *flavus* 131
Dorsoplanites cf. *panderiformis* 131
Dorsoplanites cf. *sibiriakovi* 131
Dorsoplanites cf. *subdorsoplanus* 131
Dorsoplanites cf. *transitorius* 131
Dorsoplanites cf. *tricastatus* 131
Dorsoplanites crassus 131
Dorsoplanites dainae 131
Dorsoplanites ilovaiskii 18, 37, 41, 109, 115, 121, 131, 132, 374, 408, 415
Dorsoplanites maximus 18, 37, 41, 109, 115, 121, 131, 408, 415

- Dorsoplanites panderi* 18, 28, 64, 115, 212, 415
Dorsoplanites sachsi 27, 121
Dorsoplanites sp. ind. 110–113, 301, 409, 410, 412
Dorsoplanites spp. 110, 111, 113, 164, 409–412
Dorsoplanites subdorsoplanus 131
Dorsoplanites 131, 411
Dorsoplanitinae 27, 131
Dorsoplanitoides triplicatus 18, 28
dubiella 74
Dumortieria levesquei 16, 23, 60, 67, 104, 118, 204, 407
Duplexisporites anogrammensis 178–180, 182, 183, 190, 191, 198
Duplexisporites sp. 188, 336
Duplexisporites 175, 181, 197
Durangites 18, 28
- E**
- Eboraceae* 187
Eboracia sp. 188
Eboracia 336
Eboracicerus cf. *nikolaevi* 125
Eboracicerus cf. *subordinarium* 125
Eboracicerus sp. ind. 125, 126
Eboracicerus sp. nov. 125
Eboracicerus sp. 113, 125
Eboracicerus spp. 412
Eboracicerus subordinarium 18, 25, 37, 41, 109, 115, 120, 124–126, 141, 207, 408, 415
Eboracicerus 20, 119, 122, 124–125, 158
Eboracisporites sp. 178, 180, 198–199
Eboracisporites 178, 199
Echioceras raricostatum 16, 60, 67, 104, 407
Elatides sp. 221
Elatocladus cf. *manchurica* 224
Elatocladus manchurica 215, 226
elegans 74, 79
Eleganticerus elegantulum 16, 100, 203, 403
Eleganticerus sp. 101, 404
Eleganticerus spp. 146, 311
Eleganticerus 169–170
emelianzevi 33, 122, 141
Endoscrinium galerium 178, 208
Endoscrinium luridum 201, 210
Endoscrinium sp. 178, 180, 206, 208–210, 296
Entolium cf. *demissum* 211
Entolium ex gr. *demissum* 265
Entolium aff. *nummulare* 144
Entolium demissum 144, 359
Entolium nummulare 144, 362, 369
Entolium sp. ind. 358, 360
Eomarssonella paraconica 37, 41, 109, 112, 159, 166, 349, 359, 366, 408, 411
Eosphinctoceras magnum 37, 41, 109, 121, 131, 164, 363, 374, 408
Eosphinctoceras 18, 27, 37, 115, 121, 415
Epilaugeites cf. *iatriensis* 131
Epilaugeites vogulicus 18, 37, 109, 115, 121, 131, 408, 415
Epivirgatites bipliciformis 64
Epivirgatites nikitini 18, 28, 64, 115, 415
Epivirgatites spp. 164
Epivirgatites variabilis 18, 37, 115, 121, 194, 212, 415
Epivirgatites 64
Equisetites aff. *gracilis* 220
Equisetites asiaticus 213, 215, 220, 225, 226
Equisetites beanii 213, 215, 220, 225, 226
Equisetites cf. *asiaticus* 222
Equisetites cf. *beanii* 222
Equisetites cf. *ferganensis* 226
Equisetites cf. *gracilis* 218
Equisetites cf. *lateralis* 221
Equisetites cf. *muensteri* 216, 218
Equisetites cf. *turgaicus* 215, 218, 219
Equisetites ferganensis 218, 220
Equisetites gracilis 215–216
Equisetites lateralis 215, 220–222, 224–226
Equisetites lindensis 213
Equisetites sp. 219, 221, 222
Equisetites turgaicus 215–217, 220, 227
Equisetites vilujensis 213
Equisetites 183, 224, 299
Erycitoides 23
Erymnoceras coronatum 18, 61, 415
Erymnoceras 18, 20, 25, 119, 120
Eucommiidites troedssonii 191, 192, 199
Eucommiidites 180, 183, 196, 198
Eucyclus ex gr. *ferniensis* 265
eudoxus 210
Euprionodoceras 64
Euspira ex gr. *gerassimovi* 265
Evansia evittii 201, 205
evoluta 372
Evolutinella emeljanzevi 112, 165, 411
Evolutinella fimbriata 165
Evolutinella nana 325
Evolutinella sp. ind. 307
Evolutinella sp. 101, 155, 404
Evolutinella taimyrensis 151
Evolutinella volossatovi 19, 37, 41, 109, 112–115, 164, 165, 369, 408, 411–414
Evolutinella 74
Exogyra nana 110, 409
- F**
- falciferum* 35, 74, 76, 78, 200, 247, 395
falcodiscus 74, 78
falsum 33, 123
faminaestriata 74, 76, 395
fastigatum 43, 79
Ferganoconcha 34
fibulatum 35
Flabellamina 76, 395
Foraminifera 33, 69, 78–79, 436, 437, 445
fovealata 74
Franconites vimineus 18, 28
Fromea tornatilis 37, 51, 109, 178, 190, 192, 195, 201, 205, 206, 208, 408
Fromea 50
Frondiculinita dubiella 17, 35, 76, 80, 101, 103, 140, 147, 150, 153, 292, 293, 298, 404, 406
Frondiculinita lobata 151

G

- Garantia garantiana* 16, 61, 67, 104, 407
Garantiana 35, 76, 395
Garniericeras 28
Gaudrynia ex gr. *kelleri* 101, 404
Gaudrynia sp. 155
Geinitzinita crassata 98, 101, 156, 404
Geinitzinita ex gr. *crassata* 401
Gerkei 74
Gigantea 74, 76, 395
Ginkgo celebris 213
Ginkgo digilata 215, 223
Ginkgo cf. *tapkensis* 213, 218
Ginkgo ex gr. *sibirica* 213, 221
Ginkgo sibirica 215, 223
Ginkgo sp. 220, 223
Ginkgo 217, 224
Ginkgoales 186
Ginkgocycadophytus sp. 188
Ginkgocycadophytus spp. 324
Ginkgocycadophytus 74, 95, 171, 175, 177, 178, 180, 182–184, 186–191, 196, 198, 199, 297, 299, 315, 317, 325, 332, 333, 336, 398
Ginkgoites tapkensis 221
Gleicheniidites cenonicus 199
Gleicheniidites sp. 44, 173, 174, 178, 180, 190, 191, 196–198, 339
Gleicheniidites 15, 44, 95, 102, 115, 173, 188, 189, 193–195, 197, 398, 405, 414
Globulina cf. *sibirica* 151, 322
Globulina ex gr. *lacryma* 156
Globulina ex gr. *oolithica* 156, 366
Globulina ex gr. *paalzovi* 265
Globulina ex gr. *praecircumphlua* 96, 97, 157, 265, 339, 399
Globulina ex gr. *sibirica* 156, 308, 317
Globulina oolithica 17, 35, 44, 76, 77, 95, 96, 100, 101, 103, 141, 153, 154, 156, 185, 337, 394, 395, 398, 399, 403, 404, 406
Globulina paalzovi 37, 41, 109, 158, 408
Globulina praecircumphlua 17, 35, 39, 44, 46, 76, 95–97, 100, 101, 103, 141, 153, 154, 157, 185, 339–341, 358, 395, 398–400, 403, 404, 406
Globulina sibirica 77, 96, 100, 101, 152, 394, 399, 403, 404
Globulina sp. 97, 366, 400
Glomospira ex gr. *gordialis* 77, 97, 100, 101, 156, 265, 394, 400, 403
Glomospira ex gr. *oxfordiana* 265
Glomospira gordialis 404
Glomospira perplexa 101, 150, 404
Glomospira 9, 66, 338
Glomospirella galinae 111, 160, 248, 410
Glomospirella porcelania 164
Glomospirella sp. 359
glosense 63
Glyptocythere ? sp. 148
Gochteodinia mutabilis 210
Goliathiceras (Korythoceras) cf. *rotundum* 126
Goliathiceras sp. ind. 359–360
Goliathiceras subgen. et sp. ind. 126
Goliathiceras 20, 126
Gonyaulacysta dualis 208, 212
Gonyaulacysta eisenackii 206, 210, 212
Gonyaulacysta jurassica subsp. *adecta* var. *adecta* 178, 208
Gonyaulacysta jurassica subsp. *adecta* var. *longicornis* 178, 180, 201, 206, 208
Gonyaulacysta jurassica subsp. *adecta* 178, 180, 206, 208
Gonyaulacysta jurassica subsp. *jurassica* 201, 205, 208–210
Gonyaulacysta jurassica 178
Gonyaulacysta pectinigera 210
Gonyaulacysta sp. 212
Gonyaulacysta spp. 205, 210, 296
Gracilis 33 153–154, 407
Grammatodon ex gr. *leskevitschi* 143
Grammatodon ex gr. *schourovskii* 358, 360
Grammatodon leskevitschi 19, 37, 109, 115, 122, 123, 139, 141, 358, 408, 415
Grammatodon schourovskii 37, 115, 143, 358, 359, 408, 415
Grammatodon sp. ind. 344
Grammatodon 139
Grammoceras sp. 100, 403
Grammoceras thouarsense 16, 23, 60, 67, 104, 118, 407
Graphoceras concavum 16, 61, 67, 104, 407
Gravesia gravesiana 63
Gregoriceras transversarium 18, 62, 115, 415
greenlandicus 33
Grigelis apheilolocula 77, 394
Grigelis 45, 437
Groenlandicus 41
Guttulina cf. *tatarensis* 96, 98, 265, 339, 399
Guttulina ex gr. *tatarensis* 338, 401
Guttulina tatarensis 19, 37, 41, 76, 77, 101, 109, 115, 141, 154, 156–158, 316, 356, 358, 394, 395, 404, 408, 414

H

- Harlandi* 33
Haplophragmoides canuiformis 109–113, 350, 409–412
Haplophragmoides (?) canuiformis 19, 37, 41, 115, 161–163, 248, 362, 369, 371, 372, 408, 414
Haplophragmoides ex gr. *pokrovkaensis* 211
Haplophragmoides magnus 359, 366
Haplophragmoides sacharoides 162
Haplophragmoides sp. 114, 332, 413
Haplophragmoides zhiganicus 114, 413
Harpax ex gr. *laevigatus* 293
Harpax ex gr. *spinosus* 17, 35, 80, 101, 103, 138, 140, 147, 168, 247, 292, 293, 404, 406
Harpax laevigatus 7, 17, 35, 44, 74, 76, 77, 80, 95, 96, 101, 103, 139, 168, 185, 292, 293, 297, 298, 302, 310, 394, 395, 398, 399, 404, 406
Harpax spinosus 7, 74
Harpax sp. 100, 403
Harpax terquemi 100, 403
Harpoceras falciferum 16, 21, 35, 43, 67, 93, 104, 117, 133, 169–170, 181, 200, 203, 407
Harpoceras spp. 100, 101, 146, 311, 403, 404
Harpoceratinae 433
Hartwellia? sp. 315
Hastites motortschunensis 17, 35, 104, 133, 407

- Hastites vesicularis* 133
Hastites 20, 133
 Hastitidae 20, 439
Haugia variabilis 16, 23, 60, 67, 104, 118, 407
Hausmannia ussuriensis 213
Hectoroceras cf. kochi 110, 111, 409, 410
Hectoroceras kochi 28, 164, 165, 194, 212
Hectoroceras spp. 110, 111, 409, 410
Heilungia amurensis 224
Heilungia cf. amurensis 215, 226
Heilungia cf. iczetujensis 224, 226
Heilungia sp. 213, 222, 224
Heilungia 224
Hemitelia parva 15, 102, 172, 187, 193, 405
Hepaticites cf. haiburnensis 219
Hepaticites cf. wonnacotti 221, 225
Hepaticites wonnacotti 215
Hepaticites sp. 222, 225–226
Hepaticites 224
herveyi 25
 Heterocapsaceae 200
Heterodonta 97, 265, 332, 400
Hibolites calloviensis 135
Hibolites 136
Hildoceras bifrons 16, 23, 60, 67, 104, 407
 Hildoceratidae 20, 22, 119, 429
Hippocrepinia (?) sp. 265
hodsoni 35, 443
Hoeglundina tjumensis 111, 161, 248, 410
Hoeglundina 161
Holcobelus 20
Holcobeloides 134, 136
Holcophylloceras costisparsum 24
Holcophylloceras 20, 119
Homomya sp. ind. 211, 265, 297, 318, 322, 326, 333, 340
Homomya 7, 74
Hoplocardioceras 64
humphriesianum 35, 76, 395
Hybonoticeras hybonotum 18, 28
Hymenozonotriletes bicycla 178, 317
Hymenozonotriletes insolutus 178, 198
Hymenozonotriletes utriger 168
Hyperammina odiosa 265
Hyperammina sp. 359
Hyperlioceras discites 16, 61, 67, 104, 407
- I
- ibex* 35
Ichthyolaria lustrata 150
Ichthyolaria spp. 77, 394
Ichthyolaria terquemi 77, 394
Ilovaiskya ex gr. sokolovi 131
Ilovaiskya klimovi 18, 27, 28, 64, 115, 415
Ilovaiskya pseudoscythica 18, 27, 28, 64, 115, 415
Ilovaiskya sokolovi 18, 27, 28, 64, 115, 415
Imbatodinium kondratjevi 208, 210
Imbatodinium 50
incertus 74
inflata 74, 77
infracaloviensis 76, 395
Inoceramus aff. subplanus 145
Inoceramus cf. subplanus 145
Inoceramus ex gr. impurus 145
Inoceramus ex gr. vereschagini 145
Inoceramus sp. ind. 144, 145, 362
Inoceramus spp. 112, 411
Inoceramus vereschagini 145
involuta 372
Involutina liassica 77, 394
ishmae 33
Isognomon isognomonoides 17, 35, 76, 77, 103, 139, 141, 153, 394, 406
Isognomon sp. 100, 403
isognomonoides 395
Ixostrobus heeri 213, 218, 220, 221, 223, 226
Ixostrobus 224
- J
- Jaculella jacutica* 155, 265
Jacutiella sp. 224
Jamsoni 35
Jugatus 141, 153
Jurensis 79, 138
- K
- Kachpurites fulgens* 18, 28, 37, 41, 64, 109, 115, 132, 408, 415
Kachpurites subfulgens 132, 164
Kalentera ex gr. brodnensis 96, 265, 297, 399
Kalentera 77, 394
Kalyptea stegasta 178, 205, 208
Kelimyarensis 34, 74, 76, 79, 94, 147, 395
Kepplerites cf. tychonis 134
Kepplerites keppleri 25, 120
Kepplerites 20, 62, 119, 123, 136
Keppleritinae 62
Keyserlingi 30
Kinkelinella debilis 148
Kinkelinella sermoisensis 77, 146, 394
Kinkelinella 43
Kisselmani 46, 74
Kitchini 134
Klukisporites variegatus 15, 102, 115, 170, 183, 193, 196, 197, 199, 405, 414
Klukisporites 179, 181
Kochi 108
Kosmoceras (? *Spinikosmokeras*) cf. *transitionis* 125
Kosmoceras (Gulielmites) ex gr. jason 124
Kosmoceras (Kosmoceras) gemmatum 125
Kosmoceras (Kosmoceras) sp. ind. juv. 125
Kosmoceras ex gr. jason 37, 41, 68, 109, 124, 363, 408
Kosmoceras jason 18, 61, 115, 415
Kosmoceras s. sl. sp. juv. 125
Kosmoceras 113, 123, 125, 136, 412
Kovalia grandifolia 215, 223
Kutsevella ? sp. ind. 96, 156, 265, 319, 399
Kutsevella barrowensis 35, 44, 95, 155, 185, 302, 304, 398
Kutsevella haplophragmoides 19, 37, 41, 109, 115, 163, 164, 362, 408, 414
Kutsevella labyrinthangensis 164
Kutsevella memorabilis 19, 37, 41, 109, 112, 113, 115, 141, 154, 158, 356, 358, 408, 411, 412, 414

Kutsevella operta 152, 325

Kutsevella 7, 74

kuznetsovi 74, 76, 395

L

Lacrymodinium warrenii 205

Laevigatisporites lenaensis 51

laevigatus 74, 77, 395

laeviscula 35, 76

Lagen a sp. 366

Lagenadinium membranoides 210, 374

Lagonibelus beaumontianus beaumontianus 135

Lagonibelus beaumontianus hemisulcatus 135

Lagonibelus beaumontianus 37, 109, 136, 408

Lagonibelus cf. *gustomesovi* 135

Lagonibelus cf. *magnificus* 135

Lagonibelus cf. *sibiricus* 137

Lagonibelus ex gr. *okensis* 135

Lagonibelus ex gr. *sibiricus* 135, 136, 296, 369

Lagonibelus gorodischensis 136, 137

Lagonibelus gustomesovi 19, 37, 115, 134, 415

Lagonibelus kostromensis 109, 135, 136, 408

Lagonibelus magnificus 135, 137

Lagonibelus sp. ind. 135

Lagonibelus 134, 136, 439

Lamarckina sp. 162

Lamberticeras 124

lapidosa 74

Laugeites aff. *stschurovskii* 131

Laugeites cf. *borealis* 131, 164, 364

Laugeites cf. *stschurovskii* 131

Laugeites groenlandicus 18, 37, 109, 115, 121, 131, 132, 408, 415

Laugeites sp. ind. 113, 164, 364, 412

Laugeites sp. 112, 131, 165, 411

Laugeites 131, 132

Leberidocysta sp. 208

Leioceras opalinum 16, 23, 61, 67, 104, 407

Leiofusa jurassica 204

Leiofusa spp. 201, 204

Leiosphaeridae 191

Leiosphaeridia granulosa 304

Leiosphaeridia sp. 304

Leiosphaeridia 52, 180–183, 200, 208, 210, 212, 317

Leiotriletes adiantiformis 15, 172, 178, 180, 186, 187, 191, 198, 332

Leiotriletes mirus 178, 192

Leiotriletes pallescens 15, 102, 173, 192, 198, 405

Leiotriletes pyramidalis 184, 191

Leiotriletes segmentatus 178, 184, 186, 332

Leiotriletes turgidarimosus 178

Leiotriletes 169, 176–180, 182–184, 186, 187, 198, 199, 299, 303, 315, 318, 325, 332

lenaensis 74

Lenobelus 20

Lenticulina burensis 101, 404

Lenticulina djabakensis 19, 37, 113, 115, 164, 412, 414

Lenticulina d'Orbigny 77, 101, 152, 327, 394, 404

Lenticulina ex gr. *pseudocomptulaformis* 160

Lenticulina galeatha 46, 77, 101, 394, 404

Lenticulina gottingensis 151

Lenticulina hatangensis 101, 156, 404

Lenticulina iatriensis 163

Lenticulina incurvare 17, 35, 44, 76, 77, 95, 100, 101, 103, 141, 153, 154, 156, 157, 185, 337, 340, 394, 395, 398, 403, 404, 406

Lenticulina inflatiformis 160

Lenticulina margarita 151

Lenticulina memorabilissima 113, 412

Lenticulina michailovi 161

Lenticulina multa 17, 35, 76, 77, 80, 100, 101, 103, 140, 147, 152, 153, 156, 317, 322, 323, 327, 394, 395, 403, 404, 406

Lenticulina nordvikensis 17, 35, 39, 44, 46, 76, 77, 95, 100, 101, 103, 105, 140, 147, 152, 153, 156, 185, 201, 325–327, 334, 335, 394, 395, 398, 403, 404, 406

Lenticulina sinemurensis 101, 404

Lenticulina sosvaensis 164

Lenticulina sp. ind. 211

Lenticulina sp. 101, 157, 332, 339, 404

Lenticulina subpolonica 366

Lenticulina tatarensis 101, 404

Lenticulina 7–9, 45, 74, 265

Leptodinium sp. 212

Leptodinium subtile 210, 296

Leptolepidites sp. 178, 180, 191, 196, 198, 199

Leptolepidites spp. 179

Leptolepidites 178

Leptolepidites verrucatus 194, 199

Leptostrobos heeri 213

Leptostrobos laxiflora 226

Leptostrobos sp. 219, 223

Leptostrobos 224

Leptotoma borealis 226

Leptotoma 224

levesquei 35, 76, 395

liasicus 35, 60

Liesbergia liesbergensis 178, 207, 208

Lima sp. ind. 144

Limatula sp. ind. 144

Limea sp. ind. 144, 359

Lingula sp. 97, 400

Lingulina deliciolae 19, 37, 115, 158, 414

Lingulonodosaria nobilissima 17, 35, 76, 103, 141, 153, 154, 156, 395, 406

Liostrea plastica 144, 145

Liostrea sibirica 110, 409

Liostrea sp. ind. 144

Liostrea sp. 144

Liostrea 8, 74

Lissoceras backeri 24

Lissoceras ex gr. *ooliticum* 141

Lissoceras psilodiscus 100, 403

Lissoceras 20, 119

Lithodinia sp. ind. 201

Lithodinia sp. 178, 192, 206, 208, 296

Lobifolia lobifolia 221, 224, 226

lobus 46, 74

Lomonossovella blakei 64

Longaeviceras (Percacosticeras) cf. *novosemelicum* 125, 126

Longaeviceras (Percacosticeras) novosemelicum 124, 125

Longaeviceras (Percacosticeras) 124

Longaeviceras cf. *keyserlingi* 124

Longaeviceras cf. *nikitini* 112, 124, 159, 359, 361, 411

- Longaeviceras cf. novosemelicum* 411
Longaeviceras filarum 125
Longaeviceras keyserlingi 18, 25, 37, 41, 68, 109, 115, 120, 124, 141, 159, 193, 206, 363, 408, 415
Longaeviceras novosemelicum 112, 125
Longaeviceras sp. cf. L. nikitini 124
Longaeviceras sp. ind. cf. L. (Percacosticeras) novosemelicum 125
Longaeviceras sp. ind. 124, 125, 359, 360
Longaeviceras spp. 111–113, 158, 410–412
Longaeviceras 20, 111, 119, 121, 124, 126, 389
 longula 74, 77, 146
Lophotriletes (Eboracia) torosus 173
Lophotriletes (Eboracisporites) sp. 180
Lophotriletes sp. 180, 188
Lophotriletes spp. 177
Lophotriletes torosus 15, 44, 95, 102, 115, 173, 174, 178, 180, 188–192, 339, 398, 405, 414
 lucifer 34, 79, 140
 Luciniola 32, 77, 137, 394
Ludwigia murchisonae 16, 61, 67, 104, 407
Lycopodiacidites minor 178, 190–192
Lycopodites falcatus 226
Lycopodites sp. 221
Lycopodites tennerimus 226
Lycopodites trichiatus 221, 226
Lycopodites 224
Lycopodiumsporites cf. intortivallus 178, 186, 332
Lycopodiumsporites cf. subrotundus 177
Lycopodiumsporites intortivallus 15, 44, 95, 102, 172, 178, 180, 188, 189, 336, 398, 405
Lycopodiumsporites marginatus 178, 183, 299
Lycopodiumsporites sp. 175, 178, 317
Lycopodiumsporites spp. 15, 102, 171, 172, 178, 180, 182, 184, 188, 190, 191, 194, 195, 198, 324, 332, 336, 339, 405
Lycopodiumsporites subrotundus 177–178, 180, 183, 318, 325
Lycopodiumsporites 179, 184, 187, 190, 197–198, 333
- M**
 maclintocki 74, 78, 79, 247
Macrocephalites herveyi 18, 25, 61, 62, 115, 120, 415
Macrocephalites macrocephalus 61
Macrocephalites 135, 136, 250
Macrophyloceras grossicostatum 122
Macrophyloceras 20, 119
 magnum 134, 372
Malletia cf. nordica 298
Malletia cf. valga 401
Malletia ex gr. valga 336
Malletia ex gr. megionica 265
Malletia megionica 144
Malletia valga 35, 44, 95–97, 101, 143, 185, 340, 398, 399, 404
Malletia 34, 74, 339
 Maltoniceras 126
Mancodinium semitabulatum 202–204
Mancodinium 100, 403
 mandelstami 74, 395
Mandelstamia spp. 295
Mandelstamia 42, 146
- Marattiaceae* 336
Marattisporites scabratus 15, 44, 95, 102, 169–171, 173, 176, 179, 180, 182, 183, 189, 191, 192, 315, 398, 405
Marattisporites 181
 marchaensis 77
 margaritatus 21, 35, 74, 76, 78, 150, 395
Marginulina ex gr. striatacostata 308, 365
Marginulina septentrionalis 39, 100, 403
Marginulina spinata interrupta 77, 151, 394
Marginulina spp. 150
Marginulina suprajurensis 157
Marginulina 45, 74
Marginulinopsis ex gr. praecomptulaformis 96, 157, 265, 339, 399
Marginulinopsis hatangensis 39, 100, 150, 403
Marginulinopsis praecomptulaformis 101, 404
Marginulinopsis pseudoclara 17, 35, 76, 77, 103, 141, 153, 154, 156, 157, 337, 394395, 406
Marginulinopsis schleiferi 151
Marginulinopsis sp. 98, 401
Marginulinopsis ventrosa 101, 404
 mariae 63, 207
Matonisporites 303, 315
Maturodinium sp. 204
 maurynijensis 37, 41, 109, 408
Mcleania cf. broenglundi 362
Mcleania kelimyarensis 17, 35, 77, 100, 101, 103, 138, 247, 310, 327, 394, 403, 404, 406
Mcleania sp. ind. 142, 144, 358
Mcleania 33, 74
Megasphaeroceras rotundum 118
 Megateuthinae 20, 30, 439
Meleagrinnella cf. ovalis 101, 211, 404
Meleagrinnella cf. striatula 96, 303, 306, 399
Meleagrinnella cf. subolifex 293
Meleagrinnella cf. subovalis 296, 369
Meleagrinnella decussata 35, 41, 95, 96, 142, 185, 398–399
Meleagrinnella ex gr. echinata 41, 377
Meleagrinnella ex gr. ovalis 77, 110, 111, 143, 296, 394, 409, 410
Meleagrinnella ex gr. subovalis 377
Meleagrinnella ex gr. tuingensis 302
Meleagrinnella faminaestriata 17, 35, 44, 80, 95, 100, 101, 103, 138, 140, 142, 153, 185, 322, 323, 398, 403, 404, 406
Meleagrinnella ovalis 35, 44, 95–96, 110, 143–144, 185, 265, 301, 340, 344, 358, 362, 398, 399, 409
Meleagrinnella recta 110, 409
Meleagrinnella sp. ind. 358, 360
Meleagrinnella subolifex 17, 35, 101, 103, 138, 140, 146, 147, 168, 247, 292, 293, 404, 406
Meleagrinnella subovalis 110, 144, 362, 409
Meleagrinnella substriata 304, 308
Meleagrinnella tuingensis 100, 101, 303, 403, 404
Meleagrinnella 7. 8, 74, 427
Mendicodinium sp. 180, 208
Mesoteuthis 20, 133
Micrhystridium sp. 182
Micrhystridium spp. 181, 187, 200, 338
Micrhystridium 51, 181, 191, 200, 201, 209
Microcantoceras ponti 18, 28

- Microlepidites crassirimosus* 15, 102, 172, 178, 180, 186, 192, 193, 405
Microlepidites sp. 115, 193, 414
Miliammina zolotorevae 110, 409
Miticardioceras 126
Modiolus ex gr. *numismalis* 142
Modiolus ex gr. *viligaensis* 303
Modiolus numismalis 101, 404
Modiolus sp. 377
Modiolus 7, 74
Moesiodinium raileanui 204
Monoceratina sp. 148
Monoceratina vulsa 146
Monoceratina 43
Monolites couperi 15, 172
Morrisiceras morrisi 61
multa 74
murchisonae 35, 76, 395
muricata 76, 395
Musculus cf. *czekanovskii* 336
Musculus czekanovskii 101, 142, 359, 404
Musculus ex gr. *czekanovskii* 77, 143, 394
Musculus 34
Myophoria lingonensis 77, 101, 298, 394, 404
Myophoria 7, 74
- N**
- Nanacythere costata* 17, 76, 80, 140, 146, 147, 153, 293, 298, 302, 395, 406
Nanacythere 42, 43, 146
Nannobelinae 20, 30, 439
Nannobelus pavlovi 17, 35, 104, 133, 407
Nannobelus 20, 133
Nannoceratopsis gracilis 35, 102, 171, 200, 400
Nannoceratopsis cf. *deflandrei* 51, 181, 200
Nannoceratopsis cf. *triangulata* 102, 203, 204, 405
Nannoceratopsis deflandrei subsp. *anabarensis* 17, 35, 100, 102, 169, 200, 202, 203, 403, 405
Nannoceratopsis deflandrei subsp. *deflandrei* 100, 200, 202, 203, 403
Nannoceratopsis deflandrei subsp. *senex* 17, 35, 100, 102, 169–170, 200, 202, 203, 403, 405
Nannoceratopsis deflandrei 17, 35, 50, 102, 169, 200, 202–204, 405
Nannoceratopsis gracilis 17, 97, 100, 102, 202–204, 403, 405
Nannoceratopsis pellucida 19, 37, 115, 178, 180, 194, 201, 205, 206, 208, 209, 414
Nannoceratopsis ridingi 204
Nannoceratopsis senex 203
Nannoceratopsis spiculata 51
Nannoceratopsis triangulata 17, 35
Nannoceratopsis 8, 50, 169, 200
Neocalamites cf. *pinitoides* 215, 218
Neocalamites ex gr. *carcinoides* 216
Neocalamites ex gr. *carrerei* 216, 218
Neocalamites pinitoides 216, 222, 227
Neocalamites sp. 213, 215, 218–220, 222
Neocalamites 217
Neokoretrophyllites lineariformis 215, 216, 220, 222, 227
Neokoretrophyllites 215, 217, 227
- Neoraistrickia bacculifera* 178, 180, 190, 191, 195, 196, 198
Neoraistrickia cf. *rotundiformis* 180, 332
Neoraistrickia longibaculata 178, 198
Neoraistrickia rotundiformis 15, 44, 95, 102, 171, 172, 178, 180, 186, 189, 191, 196, 199, 324, 332, 336, 398, 405
Neoraistrickia sp. 178, 180, 186, 188, 198, 324
Neoraistrickia spp. 15, 102, 172, 188, 196, 336, 405
Neoraistrickia taylorii 168
Neoraistrickia truncata 15, 172, 178, 180, 186, 187, 191, 332
Nilssonsonia aff. *acuminata* 101, 404
Nilssonsonia aff. *rara* 224, 226
Nilssonsonia cf. *acuminata* 225–226
Nilssonsonia cf. *gracillima* 226
Nilssonsonia cf. *lacinulata* 224
Nilssonsonia compta 224, 226
Nilssonsonia ex gr. *iniqua* 224
Nilssonsonia ex gr. *lobatidentata* 224
Nilssonsonia gracillima 215, 224
Nilssonsonia majskaja 215, 224–226
Nilssonsonia polymorpha 215
Nilssonsonia vittaeformis 215, 224
Nilssonsonia 215, 224, 227
niortense 35, 76, 395
Nodosaria benovola 101, 404
Nodosaria candella 101, 150, 404
Nodosaria nordvikenensis 39
Nodosaria pulhra 77, 394
Nodosaria sp. 339
Nodosaria spp. 77, 151, 394
Nodosaria turgida 150
Nodosaria 45
Nodosariidae 155, 437, 307
nordvikenensis 148, 149
Normannites sp. 23, 35, 104, 407
Normannites 20, 43, 79, 118, 119
Nuculana acuminata 334
Nuculana cf. *acuminata* 98, 142
Nuculana ex gr. *acuminata* 401
Nuculana sp. 404
Nuculana 9, 101, 339
Nuculoma variabilis 143, 144, 358, 362
Nuculoma 7
- O**
- obliqua* 212
Obtusisporis corniger 183, 299, 339
Obtusisporis junctus 15, 169, 171, 178, 180, 182–184, 188, 191, 198, 336
obtusum 35
occalata 74
Occisucysta sp. 210
Ogmoconcha buurensis 17, 103, 145, 293, 406
Ogmoconcha longula 17, 35, 42, 44, 76, 80, 95, 96, 100, 101, 103, 140, 146, 147, 149, 153, 185, 292, 293, 295, 298, 302, 395, 398, 399, 403, 404, 406
Ogmoconcha nordvikenensis 146
Ogmoconcha olenekensis 39
Ogmoconcha ovata 39
Ogmoconcha sp. ind. 265, 297

- Ogmoconcha* spp. 77, 100, 146, 394, 403
Ogmoconcha tigjanica 39
Ogmoconcha 42–43, 146
Ogmoconchella sp.1 146
Ogmoconchella spp. 146
Ogmoconchella 42, 43, 146
okensis 134
Oligosphaeridium patulum 37, 109, 210, 212, 296, 408
Oligosphaeridium 202
Onychites 97, 134, 211, 400
opalinum 35, 76, 395
Oppeliidae 20, 119
Origoilyocypris fidis 377
Orthobelus 133
Orthonotacythere (?) *schweyeri* 39
Orthonotacythere schweyeri 148
Orthonotacythere sp. 148
Orthonotacythere spp. 77, 148, 394
Orthonotacythere tuberculata 148
Orthonotacythere 38, 43, 148
Osmundacea 333
Osmundacidites jurassicus 15, 44, 95, 102, 171, 178, 180, 188, 189, 318, 324, 325, 332, 398, 405
Osmundacidites sp. 324
Osmundacidites spp. 15, 95, 102, 115, 170, 172, 173, 175, 177, 178, 180, 182–184, 187–191, 198, 299, 315, 317, 318, 325, 336, 339, 398, 405, 414
Osmundacidites 15, 102, 115, 169, 171, 172, 179, 180, 184, 186, 190, 193, 194, 196, 197, 405, 414
Ossicucysta thulia 212
Ostracoda 33, 69, 78, 79, 441, 443
Ostrea (*Deltostrea*) sp. ind. 296, 369
Otapiria inopinata 101, 404
Otapiria limaeformis 17, 35, 101, 103, 138, 140, 168, 293, 404, 406
Otoites sauzei 16, 23, 61, 67, 104, 407
Otozamites cf. *latior* 215, 217, 220
Otozamites 215, 227
Ovoidites sp. 183
Ovoidites spp. 183, 296
Ovoidites 118, 307
Oxyerites aspidoides 61
Oxyerites cf. *aspidoides* 24, 118
Oxyerites cf. *jugatus* 100, 403
Oxyerites jugatus 16, 35, 104, 133, 341, 407
Oxyerites orbis 16, 61, 67, 104, 115, 407, 415
Oxyerites spp. 101, 149, 341, 404
Oxyerites undatus 122
Oxyerites 20, 24, 119
Oxydiscites taimyrensis 18, 27, 37, 113, 115, 121, 412, 415
Oxynoticeras oxynotum 16, 60, 67, 104, 407
Oxynoticeras 168
oxynotum 35
Oxytoma cf. *expansa* 265
Oxytoma expansa 144, 359, 369
Oxytoma jacksoni 77, 100, 101, 394, 403, 404
Oxytoma sp. juv. 142
Oxytoma 33, 74
- P**
Pachypteris sp. 215
Pachyteuthis (*Simobelus*) *mamillaris* 134
Pachyteuthis cf. *breviaxis* 135
Pachyteuthis cf. *explanata* 135, 136
Pachyteuthis cf. *ingens* 135
Pachyteuthis cf. *insignis* 135, 136
Pachyteuthis cf. *optima* 135
Pachyteuthis cf. *panderiana* 135
Pachyteuthis cf. *priva* 135
Pachyteuthis cf. *subbreviaxis* 135, 137
Pachyteuthis cf. *troslayana* 135
Pachyteuthis cf. *tschernyschewi* 133
Pachyteuthis ex gr. *eccentralis* 136
Pachyteuthis ex gr. *mamillaris* 37, 109, 136, 408
Pachyteuthis explanata 135
Pachyteuthis ingens 19, 37, 109, 115, 134, 136, 137, 408, 415
Pachyteuthis kirghisensis 136
Pachyteuthis mamillaris 19, 37, 115, 134, 415
Pachyteuthis obesa 19, 37, 115, 134, 415
Pachyteuthis optima 133
Pachyteuthis panderiana 37, 109, 136, 408
Pachyteuthis sp. ind. 136
Pachyteuthis sp. juv. 135
Pachyteuthis subrediviva 17, 19, 35, 37, 104, 115, 133, 135, 407, 415
Pachyteuthis tschernyschewi 17, 35, 104, 133, 407
Pachyteuthis 20, 133, 134, 439
Pagiophyllum setosum 215, 224, 226
Paleoconiferus asaccatus 15, 44, 95, 102, 168, 175, 189, 324, 398, 405
Paleoconiferus rugate 184
Paleoconiferus sp. 178
Palmula ex gr. *tenuistriata* 77, 394
Palmula deslongchampsii 77, 394
Palmula tenuistriata 52
Palmula 45
Paludina ? sp. ind. 360
Paludina ? sp. 358
Paracephalites (?) *belli* 16, 101, 118, 123, 404
Paracephalites 20, 119
Parachondroceras 20, 119
Paracraspedites oppressus 18, 28, 64, 116, 415
Paracraspedites 64
Paracypris sp. 146
Paracypris 42, 43
Paragonyaulacysta borealis 19, 37, 51, 109, 115, 201, 202, 208–210, 212, 296, 374, 408, 414
Paragonyaulacysta calloviensis 205
Paragonyaulacysta retifragmata 19, 37, 115, 173, 193, 201, 205, 414
Parahastites 20, 133
Paramegateuthis ishmensis 133
Paramegateuthis manifesta 17, 35, 104, 133, 407
Paramegateuthis nescia 133
Paramegateuthis parabajosicus 17, 35, 104, 133, 172, 407
Paramegateuthis 20, 133
Paraulacosphinctes transitorius 18, 28
Pareodinia ceratophora subsp. *scopaea* 178, 208
Pareodinia ceratophora 19, 37, 115, 194, 205, 208, 210, 212, 296
Pareodinia prolongata 37, 109, 178, 205, 206, 408
Pareodinia sp. 51, 178, 180, 208
Pareodinia spp. 178, 206, 208, 209

- parkinsoni 35, 76, 395
Parkinsonia parkinsoni 16, 61, 67, 104, 407
Parvocysta sp. 204
Parvocysta spp. 204
Parvocysta 204
Parvosaccites radiatus 197
Passaloteuthinae 20, 30, 439
Passaloteuthis 20, 133
Pavlovia cf. *hypophantica* 131
Pavlovia cf. *iatriensis* 131
Pavlovia cf. *ponomarevi* 131
Pavlovia iatriensis 18, 37, 41, 109, 115, 121, 131, 408, 415
Pavlovia pavlovi 64
Pavlovia sp. ind. 364
Pavlovia spp. 113, 412
Pavloviceras 20, 119, 125, 126
Pectinatites lideri 131
Pectinatites pectinatus 18, 27, 37, 41, 109, 115, 121, 131, 363, 408, 415
Pectinatites rotor 163, 364
Pectinatites sp. ind. 131
Pectinatites spp. 112, 113, 411, 412
Pectinatites 356
Peltoceras athleta 18, 61, 115, 415
Peltoceras 123
Perinopollenites elatoides 15, 102, 173, 192, 197, 198, 405
Peri plecotriletes sp. 180
Peri plecotriletes spp. 177
Perisphinctes antecedens 63
Perisphinctes cautisnigrae 18, 62, 63, 115, 415
Perisphinctes parandieri 63
Perisphinctes plicatilis 18, 62, 63, 115, 415
Perisphinctes pumilis 62–63
Perisphinctes variocostatus 63
Perisphinctidae 62, 114, 413
Perisseiasphaeridium pannosum 296
Perisseiasphaeridium 202, 210
Peronoceras fibulatum 23, 67, 104, 407
Peronoceras spinatum 23, 118
Perotrilites sp. 197
Perotrilites zonatoides 15, 102, 173, 405
Perotrilites 183, 193
Phallocysta elongata 100, 183, 200, 203, 204, 403
Phallocysta eumekes 17, 35, 100, 102, 171, 203, 204, 403, 405
Phallocysta 8, 9, 200, 204
Phillopoda 308, 318
Phlebopteris cf. *angustibolia* 220
Phlebopteris cf. *braunii* 220
Phlebopteris polypodioides 215, 219, 220, 227, 228
Phlebopteris sp. 217, 219, 222
Phlebopteris 216, 217
Phoenicopsis angustifolia 219–221, 224–226
Phoenicopsis ex gr. *angustifolia* 215, 219, 223
Phoenicopsis speciosa 221
Phoenicopsis sp. 213, 215, 218, 220
Phoenicopsis 224
Phylloceras 20, 119
Phylloceratidae 20, 23, 119
Phyllocladidites 192
Piceapollenites mesophyticus 180, 198
Piceapollenites sp. 180
Piceapollenites spp. 15, 102, 115, 171, 173, 178, 180, 183, 186, 188, 190–191, 193, 194, 196, 198, 199, 299, 317, 324, 325, 336, 339, 405, 414
Piceapollenites variabiliformis 15, 44, 95, 102, 170, 171, 178, 180, 182–184, 187–189, 324, 332, 333, 398, 405
Piceapollenites 115, 179, 188, 190, 192–194, 196–198, 315, 414
Pictonia baylei 18, 63, 115, 415
Pictonia involuta 18, 27, 37, 41, 109, 115, 121, 129, 161, 408, 415
Pictonia sp. ind. 129, 412
Pictonia sp. juv. 129
Pictonia sp. 110, 111, 113, 409, 410
Pictonia 27, 371, 372
Pilasporites marcidus 186
Pinaceae 188, 324, 336
Pinus divulgata 15, 102, 172, 178, 188, 324, 329, 336, 405
Pinus sp. 336
Pinuspollenites sp. 178, 198
Pinuspollenites spp. 115, 414
Pinuspollenites 191, 192, 197–199
Pityocladus aff. *ferganensis* 224
Pityophyllum cf. *karataviense* 226
Pityophyllum ex gr. *nordenskioldii* 215, 219, 223
Pityophyllum nordenskioldii 213, 218, 219, 221, 224–226
Pityophyllum sp. 213, 215, 220
Pityophyllum 224
Pityospermum cf. *cedriformis* 223
Pityospermum cf. *parvum* 215, 218
Pityospermum pachypteron 226
Pityospermum 220, 224
Pityophyllum sp. 219
Pityophyllum 219
planorbis 35, 60, 247
Planularia pressula 19, 37, 41, 109, 112, 113, 115, 163, 408, 411, 412, 414
Plasmatoceras 126, 127
Platylepidium vilujensis 213
Platylepis cf. *levis* 223
Pleuroceras spinatum 16, 60, 67, 104, 117, 407
Pleuromya cf. *subpolaris* 358
Pleuromya ex gr. *subpolaris* 360
Pleuromya sp. ind. 296, 369
Pleuromya uniformis 143
plicatilis 63
Podocarpidites permagna 167
Podocarpidites rousei 15, 172, 178, 187, 191
Podocarpidites sp. 178, 180, 183, 198
Podocarpidites spp. 115, 177–178, 180, 182, 183, 190, 191, 194, 198, 199, 324, 414
Podocarpidites 115, 178, 184, 186, 187, 192, 194–197, 199, 325, 414
Podozamites angustifolius 225, 226
Podozamites lanceolatus 223
Podozamites sp. 215, 221, 223
Podozamites 220, 224
Polycingulatisporites liassicus 179, 180, 182
Polycingulatisporites triangularis 15, 102, 167, 405
Polycyope pelta 146

- Polycope* 43
Polymorphites 16, 22
Polyplacophora 36
Porpoceras spinatum 16
porrectus 79, 143
Praebuchia aff. *kirghisensis* 144
Praebuchia anabarensis 17, 19, 37, 103, 109, 115, 139, 141, 406, 408, 415
Praebuchia ex gr. *kirghisensis* 144
Praebuchia kirghisensis 19, 37, 41, 109, 115, 144, 359, 362, 408, 415
Praebuchia orientalis 19, 37, 41, 109, 115, 141, 143, 144, 349, 358, 359, 408, 415
Praebuchia sp. ind. 344, 358
Praebuchia sp. 143
Praebuchia 44, 95, 106, 139, 143, 185, 398
praearangastachiensis 395
praecircumphlua 106
praefoliaceus 74
Praetollia sp. 301
Praetollia spp. 112, 165, 411
Praetollia 132, 145
Prasinophyceae 180
Primapsiloceras primulum 16, 60, 117
Primapsiloceras 117
Procerites hodsoni 16, 61, 67, 104, 407
Procerites progradilis 16, 61, 67, 104, 407
Procytherura ex gr. *multicostata* 148
Procytherura ex gr. *reticulata* 148
Procytherura 43
Prodactylioceras davoei 16, 60, 67, 104, 407
progradilis 35
Prolixosphaeridium sp. 210
Prolixosphaeridium 201
Pronoella sp. 96–98, 317, 325, 339, 400
Pronoella sp. ind. 211, 319, 357–358, 401
Pronoella 34, 142, 265, 332, 399, 400
Propeamussium olenekense 100, 101, 403, 404
Propeamussium 33
propinquum 74, 78
Proplanulites koenigi 18, 61, 116, 415
Prorasenia sp. ind. 113, 129, 412
Prorasenia sp. 129, 161
Protoconiferus funarius 175, 178, 183, 188, 324, 336
Protopicea cerina 15, 102, 167, 405
Protopicea 324
Psaemmosphaera 97, 337, 400
Psaemmosphaera sp. 150
Pseudocadoceras sp. ind. 123
Pseudocadoceras 20, 119, 122, 123
pseudocordata 41, 63
Pseudocycas aff. *baranovae* 224
Pseudodicoelitiniae 20, 439
Pseudodicoelites 20
Pseudolamarckina lopsiensis 19, 37, 41, 109–113, 115, 162, 163, 308, 349, 350, 362, 365, 369, 371, 372, 408–412, 414
Pseudolamarckina voliaensis 37, 41, 109–111, 163, 408–411
Pseudolioceras (Tugurites) beyrichi 23
Pseudolioceras (Tugurites) ex gr. whiteavesi 140
Pseudolioceras (Tugurites) fastigatum 16, 23, 24, 35, 100, 118, 172, 403, 407
Pseudolioceras (Tugurites) maclintocki 118
Pseudolioceras (Tugurites) spp. 101, 404
Pseudolioceras (Tugurites) tugurensis 16, 23, 104, 118, 407
Pseudolioceras (Tugurites) whiteavesi 16, 35, 100, 140, 403
Pseudolioceras (Tugurites) 20, 23, 105, 119, 133, 444
Pseudolioceras alienum 22, 171
Pseudolioceras beyrichi 16, 22, 23, 35, 100, 101, 104, 327, 403, 404, 407
Pseudolioceras compactile 16, 22, 35, 100, 101, 104, 118, 247, 323, 403, 404, 407
Pseudolioceras danilovi 23
Pseudolioceras falcodiscus 16, 22, 23, 35, 100, 101, 104, 118, 323, 403, 404, 407
Pseudolioceras maclintocki 16, 22, 23, 35, 43, 100, 104, 204, 403, 407
Pseudolioceras paracomactile 23
Pseudolioceras rozenkrantzi 23
Pseudolioceras s. str. 23
Pseudolioceras sp. 101, 327, 404
Pseudolioceras spp. 105, 323
Pseudolioceras wurttenbergeri 16, 22, 35, 104, 118, 148, 407
Pseudolioceras 20–22, 117, 118, 133, 389
Pseudomytiloides ex gr. marchaensis 77, 142, 322, 394
Pseudomytiloides ex gr. mytileformis 77, 96, 303, 306, 394, 399
Pseudomytiloides ex gr. rassochaensis 100, 295, 403
Pseudomytiloides marchaensis 17, 33, 35, 74, 76, 80, 100, 101, 103, 138, 140, 147, 153, 203, 204, 247, 310, 322, 323, 395, 403, 404, 406
Pseudomytiloides sinuosus 17, 35, 101, 103, 138, 140, 147, 247, 292, 404, 406
Pseudomytiloides sp. ind. 304, 306, 308
Pseudomytiloides 8, 74
Pseudonodosaria commaeformis 101, 404
Pseudonodosaria dea 39, 100, 101, 150, 403, 404
Pseudonodosaria pseudovulgata 100, 151, 403
Pseudonodosaria sowerby 77, 394
Pseudophylloceras 20, 119
Pseudotorellia angustifolia 225, 226
Pseudotorellia cf. ensiformis 213
Pseudotorellia cf. longifolia 219
Pseudotorellia cf. nordenskioldii 213, 223
Pseudotorellia sp. 215, 219
Pseudotorellia 220, 224
Psiloceras cf. planorbis 60
Psiloceras jacuticum 167
Psiloceras olenekense 60
Psiloceras planorbis 16, 22, 35, 60, 67, 101, 104, 117, 138, 167, 293, 404, 407
Psiloceras viligaensis 60, 112
Psiloceras 146
Pteridaceae 178, 180, 182, 183, 186, 187, 190, 191, 195, 196, 198, 332
Pterophyllum cf. teslenkoi 215, 223
Pterophyllum sp. 221
Pterophyllum 224
Pterospermella sp. 210
Pterospermella spp. 52, 212
Pterospermella 51, 181

Pterosphaeridia 212
Ptilophyllum sibiricum 213
Ptilophyllum 213, 227
pulcher 37, 41, 109, 408
pumilis 63
Pyrocytheridea (?) *pura* 39
Pyrocytheridea sp. 101, 148, 404
Pyrocytheridea 43
Pyrulinoidea anabarensis 77, 151, 155, 302, 394
Pyrulinoidea 7, 74

Q

Quadraeculina anellaeformis 15, 102, 167, 405
Quadraeculina limbata 15, 102, 115, 169, 171, 173, 178, 180, 183, 184, 187, 188, 190–192, 195, 196, 198, 199, 317, 405, 414
Quenstedtoceras (?*Soaniceras*) aff. *princi pale* 125
Quenstedtoceras (?*Soaniceras*) sp. nov. 125
Quenstedtoceras (?*Soaniceras*) sp. 124, 125
Quenstedtoceras (*Lamberticeras*) cf. *flexicostatum* 125
Quenstedtoceras (*Lamberticeras*) cf. *henrici* 125
Quenstedtoceras (*Lamberticeras*) ex gr. *lamberti* 125, 126
Quenstedtoceras (*Quenstedtoceras*) cf. *leachi* 125
Quenstedtoceras (*Quenstedtoceras*) *henrici* 125
Quenstedtoceras (*Quenstedtoceras*) *leachi* 125
Quenstedtoceras (*Soaniceras*) cf. *involutum* 125
Quenstedtoceras (*Soaniceras*) ex gr. *princi pale* 125
Quenstedtoceras (*Soaniceras*) *involutum* 125
Quenstedtoceras (*Soaniceras*) *parvulum* 112, 124, 125, 411
Quenstedtoceras (*Soaniceras*) sp. ? cf. *Q. (S.) parvulum* 125
Quenstedtoceras (*Soaniceras*) sp. ind. 125
Quenstedtoceras (*Soaniceras*) sp. juv. 125
Quenstedtoceras (*Soaniceras*) sp. nov. 124
Quenstedtoceras (*Soaniceras*) sp. 124
Quenstedtoceras (*Soaniceras*) 119, 125
Quenstedtoceras ? cf. *novosemelicum* 125
Quenstedtoceras cf. *angulatum* 125
Quenstedtoceras cf. *trapezoidalis* 125
Quenstedtoceras lamberti 15, 18, 37, 41, 61, 68, 109, 115, 125, 363, 408, 415
Quenstedtoceras sp. ind. 125
Quenstedtoceras sp. 410
Quenstedtoceras spp. 411, 412
Quenstedtoceras 20, 112, 113, 122, 124, 126, 136, 144
Quenstedtoceratinae gen. et sp. ind. 359
Quenstedtoceratinae 124, 196

R

Radicites sp. 220, 221
Radulonectites 7
Raphaelia diamensis 213, 215, 226
Raphaelia ? ex gr. *tapkensis* 221
Raphaelia kirinae 213
Raphaelia 224
raricostatum 35
Rasenia (*Eurasenia*) cf. *triplicata* 129
Rasenia (*Rasenia*) *optima* 129
Rasenia (*Rasenia*) *repentina* 129
Rasenia (*Zonovia*?) sp. ind. 162
Rasenia borealis 18, 27, 115, 121, 162, 415

Rasenia cf. *coronata* 129
Rasenia cymodoce 18, 63, 116, 415
Rasenia evoluta 27, 37, 41, 109, 121, 129, 162, 163, 408
Rasenia ex gr. *uralensis* 356
Rasenia incostans 162
Rasenia laevigata 162
Rasenia magnifica 121
Rasenia orbigny 121
Rasenia pseudouralensis 27
Rasenia sp. 110–112, 129, 161, 162, 409, 410
Rasenia spp. 112, 113, 162, 411, 412
Rasenia uralensis 27
Rasenia 129, 130, 144, 360, 411
ravni 41, 58, 107, 248, 366, 372
Recurvoides ? sp. ind. 265, 339
Recurvoides anabarensis 35, 39, 44, 46, 76, 77, 95–98, 100, 101, 156, 157, 185, 339, 340, 342, 394, 395, 398–401, 403, 404
Recurvoides disputabilis disputabilis 19, 41, 107, 115
Recurvoides disputabilis 37, 41, 109, 111–113, 160, 161, 166, 206, 211, 248, 249, 352, 362, 366, 408, 410–412, 414
Recurvoides eotrochus 112, 159, 411
Recurvoides ex gr. *disputabilis* 366
Recurvoides scherkalyensis 113, 158, 265, 359, 366, 412, 434
Recurvoides singularis 19, 37, 113, 115, 122, 123, 154, 157, 158, 359, 412, 414
Recurvoides sp. ind. 155, 157, 307
Recurvoides sp. 96, 157, 303, 325, 399
Recurvoides taimyrensis 17, 35, 44, 76, 77, 80, 95, 101, 103, 147, 151, 155, 185, 293, 302, 304, 307, 394, 395, 398, 404, 406
Recurvoides 7, 74, 338
regulare 63
Reinholdella dreheri 77, 101, 152, 394, 404
Reinholdella pachyderma 77, 151, 394
Reophax ex gr. *metensis* 96, 265, 319, 399
Reophax metensis 97, 400
Reophax sp. 359
Reophax 66
Retroceramus anabarensis 101, 404
Retroceramus bulunensis 17, 33, 35, 77, 101, 103, 122, 123, 139, 141, 340, 341, 394, 404, 406
Retroceramus clinatus 17, 35, 76, 100, 101, 103, 105, 139, 141, 148, 153, 247, 337, 395, 403, 404, 406
Retroceramus cf. *elegans* 404
Retroceramus cf. *jurensis* 100, 403
Retroceramus elegans 17, 35, 76, 101, 103, 105, 138, 147, 247, 323, 327, 395, 403, 404, 406
Retroceramus ex gr. *elegans* 35, 44, 87, 95, 96, 142, 185, 325, 398, 399
Retroceramus ex gr. *porrectus* 35, 44, 95, 96, 100, 142, 143, 398, 399
Retroceramus ex gr. *priscus* 96, 399
Retroceramus ex gr. *retrorsus* 35, 44, 95, 96, 100, 143, 185, 398–340, 403
Retroceramus jurensis 17, 35, 76, 100, 101, 103, 105, 138, 140, 141, 147, 148, 153, 247, 326, 327, 334, 335, 395, 403, 404, 406
Retroceramus lucifer 17, 35, 76, 77, 100, 101, 103, 105, 138, 141, 148, 153, 172, 247, 334, 335, 337, 394, 395, 403, 404, 406

- Retroceramus nudus* 100, 403
Retroceramus polaris 17, 35, 76, 101, 103, 106, 122, 123, 139, 141, 247, 340, 341, 395, 404, 406
Retroceramus porrectus 17, 35, 76, 100, 101, 103, 105, 139, 141, 142, 153, 247, 337, 395, 403, 404, 406
Retroceramus retrorsus 17, 35, 76, 100, 101, 103, 105, 139, 141, 143, 153, 247, 337, 340–342, 395, 403, 404, 406
Retroceramus sp. ind. 399, 340
Retroceramus sp. ind. (ex gr. *priscus*) 319, 265
Retroceramus sp. 403, 404
Retroceramus spp. 337, 342
Retroceramus tongusensis 101, 404
Retroceramus vagt 17, 33, 35, 101, 103, 122, 123, 139, 141, 153, 340, 341, 404, 406
Retroceramus 9, 33, 74, 87, 96, 100, 101, 139, 337
retrorsus 106, 143
Retusotriletes spp. 178, 297
Rhabdobelus sp. 133
Rhaetavicula contorta 60
Rhynchodiniopsis cladophora 37, 109, 178, 180, 201, 205, 208–210, 408
Riasanites 28
Riccioopsis tomiensis 215, 216, 218
Rigaudella aemula 37, 109, 178, 180, 197, 201, 206, 208, 210, 306, 408
Ringsteadia caledonica 63
Ringsteadia evoluta 63
Ringsteadia pseudocordata 18, 37, 63, 109, 115, 128, 408, 415
Ringsteadia pseudoyo 63
Ringsteadia spp. 112, 411
Riyadhella sibirica 17, 35, 46, 76, 77, 100, 101, 103, 121, 123, 153, 154, 337, 340–342, 394, 395, 403, 404, 406
Riyadhella syndascoensis 39, 44, 46, 404
Rondiceras milashevici 18, 25, 37, 41, 68, 109, 112, 115, 120, 124, 128, 363, 408, 411, 415
Rondiceras spp. 412
Rondiceras 20, 30, 113, 119, 122
- S**
- Saccamina ampullacea* 39, 101, 156, 325, 404
Saccamina cf. *ampullacea* 97, 400
Saccamina cf. *inanis* 96, 265, 315, 318, 399
Saccamina compacta 96, 101, 156, 404
Saccamina ex gr. *compacta* 399
Saccamina ex gr. *inanis* 96, 97, 156, 265, 319, 399, 400
Saccamina inanis 35, 39, 44, 46, 95–97, 101, 155, 156, 303, 304, 308, 317, 398–400, 404
Saccamina sp. 97, 98, 150, 265, 300, 308, 339, 400, 401
Saccamina 8, 66, 74, 337
Sachsibelus mirus 17, 35, 104, 133, 407
Sachsibelus 20, 133
Salvinia perpulchra 336
Salviniaceae 178, 186, 188, 191
Samaropsis plicatiformis 215, 218, 226
Samaropsis retundata 218, 219, 221, 223, 226
Samaropsis tersensis 218
Samaropsis 224
- Saracenaria pravoslavlevi* 164
Saracenaria ? sp. ind. 265
Saracenaria sublaevis 46, 77, 394
Saracenaria subsuta 161
Saracenaria 45
sauzei 35, 76, 395
Scarburgiceras scarburgense 63
Scarburgiceras spp. 126
Scarburgiceras 126
Schafhaeutlia 77, 394
Schizolepis antiqua 221
Schizolepis cf. *ferganensis* 226
Schizolepis glumaceus 213
Schizolepis liassica 213
Schizolepis magnifica 213
Schizolepis minor 223
Schizolepis sp. 221
Schizolepis 224
Schizosporis limbatus 183, 295, 296
Schizosporis sp. 180
Schizosporis 182
Schlotheimia angulata 16, 60, 67, 104, 407
Schlotheimia 60
Sciadopitys affluens 44
Sciadopitys saueriae 184
Sciadopitys 44, 324
Sciadopityspollenites affluens 44, 174, 190
Sciadopityspollenites macroverrucosus 15, 44, 95, 102, 115, 173, 178, 180, 188–199, 339, 398, 405, 414
Sciadopityspollenites multiverrucosus 15, 44, 95, 102, 171, 178, 184, 188, 189, 324, 332, 398, 405
Sciadopityspollenites sp. 167, 186, 336
Sciadopityspollenites 188, 196
Scoticardioceras 126
Scriniocassis prisca 204
Scriniocassis weberi 204
Scriniodinium crystallinum 201, 206, 208, 210
scrobiculataformis 76, 395
Selaginella rotundiformis 329
Selaginella sp. 226
Selaginella 224
Selaginellaceae 193
semicostatum 35
Semiformiceras falluxi 18, 28
Semiformiceras semiforme 18, 28
Sentusidinium sp. 178, 192, 206, 208
Sentusidinium spp. 205, 210
serratum 63
Sestrosporites pseudoalveolatus 115, 178, 191, 194, 196–199, 414
Shuleridea ? sp. 148
Shulginites spp. 132
Shulginites 132
sibirica 395
Sigaloceras calloviense 18, 61, 62, 115, 415
Sigaloceras spp. 37, 41, 68, 109, 123, 363, 408
Sigaloceras 112, 124, 411
Sigmomorphina taimyrica 19, 37, 115, 164, 414
siliceus 74, 150
Simobelus 134
Sirmiodiniopsis orbis 210
Sirmiodinium grossii 205, 210, 212, 296
Soaniceras 124, 125

- Soilysphaeridium stimuliferum* 209
Solemya strigata 35, 76, 103, 139, 141, 395, 406
Solemya 77, 394
Sonninia sowerbyi 61
Sorosaccus sp. 219, 221
Sorosaccus 224
sowerbyi 76, 395
Sowerbya sp. ind. 399
Sowerbya sp. 35, 44, 95, 96, 142, 185, 265, 398
Sowerbya 32, 77, 137, 319, 325, 394
Sphenobaiera angustiloba 224
Sphenobaiera czekanowskiana 215, 219
Sphenobaiera ex gr. *czekanowskiana* 213
Sphenobaiera ex gr. *spectabilis* 213
Sphenobaiera spectabilis 215, 218
Sphenobaiera sp. 218–220
Sphenobaiera 224
Sphenopteris cf. *schmidiana* 220
Sphenopteris sp. 218–219
spinatum 35, 76, 395
spinulosa 148, 395
Spirillina 66
Spiroplectamma suprajurassica 161
Spiroplectamma tobolskensis 160, 166
Spiroplectamma vicinalis 19, 37, 41, 109–113, 115, 163–165, 350, 364, 369, 371, 372, 408–412
Spiroplectamma sp. 265
Spiroplectamma 161
Squama 220
Stenocadoceras 20, 119
Stephanelytron scarburghense 178, 208
Stephanelytron spp. 201, 210
Stephanoceras humphriesianum 16, 61, 67, 104, 407
Stephanoceras sp. 23, 35, 104, 118, 141, 407
Stephanoceras 20
Stereisporites bujargiensis 178, 183, 188, 299, 336
Stereisporites compactus 177, 178, 180, 183, 188, 299, 336
Stereisporites congregatus 178, 180, 182, 183, 188, 191, 198, 336
Stereisporites incertus 178, 183, 188, 191, 324, 336
Stereisporites infragranulatus 15, 102, 167, 168, 405
Stereisporites psilatus 175, 178, 180, 183, 191, 198, 317, 339
Stereisporites seebergensis 178, 180, 182, 183, 198, 317
Stereisporites sp. 180, 195, 198
Stereisporites spp. 15, 44, 95, 102, 168, 171, 177, 178, 180, 184, 188, 189, 199, 295, 297, 315, 317, 318, 324, 325, 398, 405
Stereisporites 15, 102, 168–172, 183, 184, 186, 187, 190, 196, 332, 405
stokesi 21, 35, 74, 78, 92, 151
Strajevskya cf. *hypophantiformis* 131
Strajevskya spp. 112, 411
Streblites taimyrensis 27, 121
Strenoceras niortense 16, 61, 67, 104, 118, 407
Strenoceras subfurcatum 61
Strigoceras 20, 119
strigata 148
Subammoglobigerina sp. 308
subcontractus 35
Subcraspedites (*Subcraspedites*) cf. *turbinæ* 132
Subcraspedites (*Volgidisous*) sp. ind. 132
Subcraspedites originalis 18, 37, 115, 415
subcrassum 108, 372
Subdichotomoceras sp. 112, 356
Subdichotomoceras spp. 411
Subdichotomoceras subcrassum 37, 41, 107, 109, 121, 131, 164, 363, 408
Subdichotomoceras 18, 27, 37, 115, 121, 131, 415
sublaevis 398
subordinarium 33
Subtilisphaera sp. 210
Subtilisphaera? *inaffecta* 201, 210
Subvertebriceras 126
Surites spp. 111, 410
Susadinium scrofoides 17, 35, 100, 102, 171, 203, 204, 403, 405
Susadinium spp. 204
Susadinium 204
syndascoensis 74
Systematophora sp. 201, 210
- T**
taimyrensis 46, 74, 76, 77, 134, 151, 395
Taimyrodon 7, 74
Taimyrosphinctes excentricus 18, 27, 37, 116, 121, 415
Taimyrosphinctes spp. 113, 412
Tancredia anabarensis 101, 404
Tancredia aff. *kuznetsovi* 293
Tancredia bicarinata 17, 35, 44, 76, 80, 95–96, 101, 103, 138, 140, 142, 147, 153, 185, 247, 303, 304, 309, 310, 315, 322, 323, 395, 398, 399, 403, 404, 406
Tancredia cf. *subtilis* 142, 344
Tancredia ex gr. *bicarinata* 326, 333
Tancredia ex gr. *gigantea* 142
Tancredia ex gr. *kuznetsovi* 399
Tancredia ex gr. *magna* 211
Tancredia ex gr. *nordica* 142
Tancredia kuznetsovi 17, 35, 44, 80, 95, 96, 100, 101, 103, 139, 140, 169, 185, 202, 203, 293, 300, 302, 303, 398, 399, 403, 404, 406
Tancredia oviformis 35, 44, 95, 142, 185, 398
Tancredia sp. ind. 96, 97, 265, 297, 322, 399, 400
Tancredia sp. juv. 101, 303, 306, 404
Tancredia sp. 179, 325, 377
Tancredia stubendorffi 100, 403
Tancredia subtilis 101, 143, 404
Tancredia 7, 8, 34, 74, 336
Tanyosphaeridium sp. 210, 212
Tasmanites sp. 304
Tasmanites 208, 210, 212
Taxocladus cf. *sibiricus* 224
Taxocladus sibiricus 215
tenuicostatum 35, 76, 395
tenuiplicatus 35, 76, 395
tenuiserratum 63
Textularia areoplecta 44, 46, 155, 298
Thallites sp. 218, 222, 225, 226
Thallites 224
thouarsense 35, 76, 395
Thracia cf. *lata* 344, 362
Thracia scythica 19, 37, 109, 115, 143, 265, 349, 359, 408, 415

- Thracia* sp. ind. 144, 358, 360
Thracia 139
Thuramina subfavosa 77, 394, 407
Tiloniceras propinquum 16, 21, 35, 43, 93, 104, 117, 146, 151, 169
Tiloniceras 307
Timiriasevia sp. 377
Tirnovella occitanica 28
Tithopeltoceras nescium 28
Todisporites minor 192
Todisporites sp. 183
Todites princeps 215, 217, 220, 222
Todites sp. 216, 219, 221
Todites 216
Tolypamina cf. *svetlanae* 265
Tolypamina svetlanae 19, 37, 41, 109, 111, 112, 115, 159, 160, 165, 209, 349, 359, 408, 410, 411, 414
Tolypamina virgula 19, 37, 41, 109, 112, 113, 115, 163, 408, 411, 412, 414
Toroisporites sp. 180, 182, 183
tortuosa 37, 414
Trachycythere verrucosa 17, 43, 77, 80, 103, 146, 147, 394, 406
Trachycythere 43
Trachysporites sp. 173, 178, 180, 190, 198
Tragophylloceras ibex 16, 60, 67, 104, 407
transversarium 63
Triangulina spinosa 184
Trichodinium scarburghensis 178, 180, 206–208
Trigoniidae 34, 142
Tripartina variabilis 15, 44, 93, 95, 102, 169, 171, 176, 178–180, 182–184, 187–189, 191, 196, 198, 199, 203, 299, 300, 303, 317, 318, 325, 332, 336, 339, 398, 405
Triplasia kingakensis 77, 101, 151, 394, 404
Tristix taimyrensis 19, 37, 115, 164, 414
Trochamma aff. *praesquamata* 17, 35, 96, 101, 103, 339, 399, 400, 404, 406
Trochamma cf. *oxfordiana* 366
Trochamma elevata 110, 409
Trochamma ex gr. *inuitata* 155, 307
Trochamma ex gr. *kisselmani* 96, 97, 303, 399, 400
Trochamma ex gr. *kosyrevae* 265
Trochamma ex gr. *lapidosa* 96, 101, 265, 399, 404
Trochamma ex gr. *praesquamata* 96, 265, 332, 337, 399, 400
Trochamma ex gr. *rostovzevi* 265
Trochamma inuitata 17, 35, 44, 46, 74, 80, 95, 96, 100, 101, 103, 140, 147, 150, 155, 185, 292, 293, 298, 398, 399, 403, 404, 406
Trochamma kisselmani 17, 35, 76, 77, 80, 101, 103, 140, 147, 151, 152, 156, 203, 309, 322, 323, 394, 395, 403, 404, 406
Trochamma kondaensis 165
Trochamma lapidosa 17, 35, 39, 44, 46, 76, 77, 80, 95–97, 100, 101, 103, 140, 147, 150–153, 155, 185, 292, 293, 295, 297, 298, 300, 302, 308, 394, 395, 398–400, 403, 404, 406
Trochamma minutissima 160
Trochamma omskensis 37, 41, 107, 109–112, 160–162, 248, 350, 366, 369, 371, 372, 408–411
Trochamma oxfordiana 19, 37, 41, 109, 111, 113, 115, 159, 160, 349, 359, 366, 408, 410, 412, 414
Trochamma praesquamata 17, 35, 39, 44, 46, 87, 95–97, 100, 101, 103, 154, 156, 157, 325, 334, 398–400, 403, 404, 406
Trochamma rosaceaformis 110, 111, 165, 409, 410
Trochamma rostovzevi 17, 19, 37, 41, 44, 95, 103, 109, 111–113, 115, 141, 154, 157, 158, 185, 248, 265, 339, 344, 349–350, 356, 359, 366, 398, 406, 408, 410–412
Trochamma septentrionalis 19, 37, 41, 109, 112, 114, 115, 164, 408, 411–413
Trochamma sp. ind. 96, 98, 114, 211, 265, 300, 308, 319, 322, 399
Trochamma sp. 401, 413
Trochamma sublapidosa 17, 35, 103, 140, 147, 150, 292, 293, 406
Trochamma taimyrensis 17, 35, 103, 152, 406
Trochamma 7–9, 66, 74, 161
Tubotuberella apatela 19, 37, 115, 178, 194, 208, 210, 212, 296, 414
Tubotuberella dangeardii 205
Tubotuberella rhombiformis 19, 37, 51, 109, 115, 202, 208, 210, 212, 374, 408, 414
Tugurites fastigatum 335
Tugurites spp. 105, 326, 334
Tugurites whiteavesi 148, 335
Tulites subcontractus 16, 61, 67, 104, 407
turneri 35
Turrispirulina 66
Turritella volubilis 17, 35, 74, 80, 100, 101, 103, 140, 147, 150, 152, 154, 292, 293, 295, 403, 404, 406
Tyttodiscus 208, 212
- ## U
- Unio* sp. 100, 403
Unionidae 35, 44, 87, 95–97, 142, 185, 211, 265, 319, 326, 332–334, 398–400
Uptonia jamesoni 16, 60, 67, 104, 407
Uptonia 22
Usseliceras parvinodosum 18, 28
Usseliceras tagmersheimense 18, 28
Utschamiella sp. 100, 403
Uvaesporites argenteiformis 215, 44, 95, 102, 168, 169, 178, 180, 182, 183, 189, 199, 95, 297, 317, 398, 405
Uvaesporites cerebralis 173
Uvaesporites scythicus 179, 182
- ## V
- Vaginulinopsis* ex gr. *kozchevnikovi* 157
Vaginulinopsis kozchevnikovi 96, 399
Valensiella magna 201, 202, 208, 210, 212, 296
Valvaeodinium aquilonium 17, 35, 100, 102, 203, 204, 403, 405
Valvaeodinium 204
variabile 25
variabilis 35, 76, 134, 395
Velata viligaensis 17, 35, 77, 80, 100, 101, 103, 138, 140, 147, 153, 247, 292, 293, 298, 394, 403, 404, 406
Velata 74
Verneuilina pudica 155
Verneulinoides cf. *syndascoensis* 96, 156, 265, 319, 399
Verneulinoides ex gr. *graciosus* 211

Verneuilinoides ex gr. syndascoensis 322, 325
Verneuilinoides graciosus 37, 41, 107, 109–112, 160–162, 248, 350, 366, 369, 371, 372, 408–411
Verneuilinoides sp. ind. 155, 307
Verneuilinoides sp. 155, 323
Verneuilinoides syndascoensis 17, 35, 44, 46, 76, 77, 87, 94–96, 100, 101, 103, 105, 147, 152, 156, 185, 319, 325, 327, 394–395, 398, 399, 403, 404, 406
Verneuilinoides 9, 74, 161
verrucosa 74, 76, 395
Verrucosisorites orbiculatus 194, 199
Vertebriceras 126
Vertumnicerias mariae 15, 18, 62, 115, 207, 415
Vertumnicerias 20, 119
Veryhachium sp. 180, 208
Veryhachium spp. 181, 187
Veryhachium 51, 200, 201
vicinialis 37, 414
viligaensis 21, 39, 74, 76, 78, 151, 395
Virgatites rosanovi 64
Virgatites virgatus 18, 28, 64, 115, 415
Virgatosphinctes exoticus 18, 37, 115, 121, 415
Virgatosphinctes sp. 165
Virgatosphinctes 132
Virgatoxioceras dividuum 37, 109, 408
Vitreisorites pallidus 115, 173, 178–180, 182, 191, 193, 196–198, 414
vogulicus 41

W

Wallodinium krutzschii 210
Wallodinium sp. 296

Wanaea accolaris 207–208
Wanaea fimbriata 37, 109, 178, 180, 197, 201, 206–209, 306, 408
Wanaea thysanota 37, 109, 178, 180, 206–208, 306, 408
whiteavesi 43, 79
Williamsoniella ? sp. 221, 225
Williamsoniella 224
Witchellia laeviuscula 16, 61, 67, 104, 407
wurttenbergeri 74, 78

Z

Zaraiskites zaraiskensis 64
zigzag 35, 76, 395
Zigzagiceras zigzag 16, 61, 67, 104, 407
Zonovia (Xenostephanus) cf. thurrelli 130
Zonovia (Xenostephanus) sp. 130
Zonovia ex gr. uralensis 162
Zonovia ilovaiski 162
Zonovia sp. juv. 130
Zonovia spp. 411
Zonovia uralensis 121
Zonovia 112, 129, 130, 162, 360
Zugodactylites braunianus 16, 21, 35, 104, 117, 153, 170, 203, 407
Zugodactylites ex gr. braunianus 101, 322, 404
Zugodactylites monestieri 16, 23, 100, 403
Zugodactylites sp. 153
Zugodactylites spp. 323
Zugodactylites 203
zwetkovi 74

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	I
ВВЕДЕНИЕ	5
ГЛАВА 1. СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ	13
Общие сведения о палеонтолого-стратиграфической изученности юры Сибири	14
Аммониты и зональная шкала	15
Белемниты	30
Двустворчатые моллюски	31
Другие группы макрофауны	36
Микрофауна	38
Остракоды	42
Фораминиферы	45
Палинология	47
Споры и пыльца наземных растений	—
Цисты динофлагеллат	49
Стратиграфическая схема, литостратиграфия и местные стратиграфические подразделения Сибири	52
ГЛАВА 2. СОСТОЯНИЕ ШКАЛЫ ОБЩИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ	59
ГЛАВА 3. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ	65
ГЛАВА 4. РЕГИОНАЛЬНЫЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ	86
Современное состояние проблемы: дискуссия и критика	—
Объем и положение границ горизонтов	92
Параллельные зональные шкалы	108
Зональное расчленение юры Сибири по аммонитам (а-зоны)	117
Зональное расчленение юры Сибири по белемнитам (bl-зоны)	132
Зональное расчленение юры Сибири по двустворкам (b-зоны)	137
Зональное расчленение юры Сибири по остракодам (о-зоны)	145
Зональное расчленение юры Сибири по фораминиферам (f-зоны)	149
Зональное расчленение юры Сибири по данным палинологии	166
Зональное расчленение юры Сибири по цистам динофлагеллат	199
Фитостратиграфическое расчленение нижней и средней юры Сибири	213
ГЛАВА 5. ФАЦИАЛЬНОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ	229
Состояние вопроса, дискуссия и нерешенные проблемы	—
Схема фациального районирования ниже-среднеюрских (без келловей) отложений	233
Схема фациального районирования келловей-верхнеюрских отложений	238
ГЛАВА 6. ХАРАКТЕРИСТИКА ЛИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ	243
Основные проблемы литостратиграфии юры Сибири	—
Современное состояние проблемы расчленения нижней и средней юры Западной Сибири и обоснование усовершенствованной стратиграфической схемы	252
Литостратиграфия юры Сибири по региональным горизонтам	266

Нижняя и средняя юра	289
<i>Зимний горизонт</i>	—
<i>Левинский горизонт</i>	295
<i>Шараповский горизонт</i>	298
<i>Китербютский горизонт</i>	303
<i>Надояхский горизонт</i>	311
<i>Лайдинский горизонт</i>	324
<i>Вьмский горизонт</i>	327
<i>Леонтьевский горизонт</i>	335
<i>Мальшевский горизонт</i>	337
Келловой и верхней юра	342
<i>Васюганский горизонт</i>	343
<i>Георгиевский и баженовский горизонты</i>	368
ГЛАВА 7. СТРАТИГРАФО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ К ОЦЕНКЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ	378
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	387
SUMMARY	392
ЛИТЕРАТУРА	426
ИМЕННОЙ УКАЗАТЕЛЬ	446
УКАЗАТЕЛЬ МЕСТНЫХ И РЕГИОНАЛЬНЫХ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ	452
УКАЗАТЕЛЬ ЛАТИНСКИХ НАЗВАНИЙ	456

CONTENTS

PREFACE	I
INTRODUCTION	5
CHAPTER 1. THE STATE OF KNOWLEDGE	13
General information on paleontological and stratigraphical insight into 14	
the Jurassic in Siberia	14
Ammonites and zonal scale	15
Belemnites	30
Bivalves	31
Other groups of macrofauna	36
Microfauna	38
Ostracodes	42
Foraminifers	45
Palynology	47
Spores and pollen	–
Dinocysts	49
Stratigraphical chart, lithostratigraphy and local stratigraphical units	
in Siberia	52
CHAPTER 2. THE STATE OF GLOBAL SCALE	59
CHAPTER 3. THE METHODS OF INVESTIGATION	65
CHAPTER 4. REGIONAL STRATIGRAPHICAL UNITS	86
Present-day state of the problem: discussion and criticism	–
Extent and position of the horizon boundaries	92
Parallel zonal scales	108
Ammonite-based zonation of Siberian Jurassic (a-zones)	117
Belemnite-based zonation of Siberian Jurassic (bl-zones)	132
Bivalve-based zonation of the Siberian Jurassic (b-zones)	137
Ostracode-based zonation of the Siberian Jurassic (o-zones)	145
Foraminifer-based zonation of the Siberian Jurassic (f-zones)	149
Zonation of the Jurassic in Siberia based on palynological evidence	166
Dinocyst-based zonation of the Siberian Jurassic	199
Phytostratigraphical subdivision of the Siberian Lower and Middle Jurassic	213
CHAPTER 5. FACIAL ZONATION	229
The state of problem, discussion and unsolved problems	–
The chart for facial zonation of the Lower-Middle Jurassic (without Callovian) deposits	233
The chart for facial zonation of the Callovian-Upper Jurassic deposits	238
CHAPTER 6. DESCRIPTION OF LITHOSTRATIGRAPHICAL UNITS	243
Major problems of the Jurassic lithostratigraphy in Siberia	–
Present-day state of the problem of division the Lower and Middle	
Jurassic in West Siberia and the substantiation of the improved	
stratigraphical schema	252
Siberian Jurassic lithostratigraphy according to regional horizons	266

Lower and Middle Jurassic	289
<i>Zimnyay Horizon</i>	–
<i>Levinskiy Horizon</i>	295
<i>Sharapovo Horizon</i>	298
<i>Kiterbyut Horizon</i>	303
<i>Nadoyakh Horizon</i>	311
<i>Laida Horizon</i>	324
<i>Vymskoe Horizon</i>	327
<i>Leont'evskiy Horizon</i>	335
<i>Malyshevka Horizon</i>	337
Callovian and Upper Jurassic	342
<i>Vasyugan Horizon</i>	343
<i>Georgievka and Bazhenovo horizons</i>	368
CHAPTER 7. STRATIGRAPHICAL AND PALEOGEOGRAPHICAL PREREQUISITES FOR THE ESTIMATION OF MINERAL RESOURCES	378
CONCLUSION	387
SUMMARY	392
REFERENCES	426
AUTHOR INDEX	446
INDEX OF REGIONAL AND LOCAL STRATIGRAPHIC UNITS	452
LATIN NAMES INDEX	456

Научное издание

Шурыгин Борис Николаевич, Никитенко Борис Леонидович,
Девятов Владимир Павлович и др.

СТРАТИГРАФИЯ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ БАССЕЙНОВ СИБИРИ.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Научный редактор
Борис Николаевич Шурыгин

Утверждено к печати
Институтом геологии нефти и газа СО РАН

Редактор *З. В. Белоусова*
Художник обложки *Г. Л. Шинтяпина*
Художественный редактор *О. М. Вараксина*
Технический редактор *О. М. Вараксина*
Корректор *И. А. Абрамова*
Компьютерная верстка *А. В. Владимировой*

ЛР № 020909 от 01.09.99. Подписано к печати 15.12.2000. Формат 60 × 84/8.
Гарнитура Journal. Печать офсетная. Бумага офсетная.
Усл. печ. л. 56. Уч.-изд. л. 52. Тираж 400 экз. Заказ 245.

Издательство СО РАН, 630090, Новосибирск, 90, Морской просп., 2
Филиал «Гео», 630090, Новосибирск, 90, просп. Академика Колтыга, 3

