АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ЮРСКИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

ИЗДАТЕЛЬСТВО · НАУКА ·

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ЗЕМНОЙ КОРЫ

ЮРСКИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Москва 1967

УДК 551.762(571.5)

Монография представляет собой региональное обобщение большого фактического материала по геологии, литологии и палеогеографии юрских бассейнов юга Сибирской платформы — от Вилюйской впадины. В работе значительное внимание уделено разработке и обоснованию унифицированной стратиграфической шкалы и корреляции разрезов юрских отложений по всей территории провинции юрского осадконакопления, выделению и классификации литогенетических типов и фаций юрских отложений, палеогеографическим и палеофациальным реконструкциям периода юрской седиментации на Сибирской платформе. Сделана попытка выяснить основные элементы тектоники юрских осадочных толщ, детально описан минералогический состав пород, некоторые вопросы геохимии процессов вторичного минералообразования, дана петрографическая характеристика углей и рассмотрены вопросы угленосности юрских отложений.

Ответственный редактор

член-корреспондент АН СССР

М. М. ОДИНЦОВ

2—9—3

796—1966 г.

ВВЕДЕНИЕ

Юрские отложения на Сибирской платформе до сравнительно недавнего времени считались локализованными в отдельных бассейнах, преимущественно на периферии платформы — в Вилюйской синеклизе, Канском и Иркутском бассейнах, Рыбинской впадине. Исследователями, занимавшимися изучением геологического строения этих регионов, юрские отложения каждого бассейна изучались локально, вне связи с их возрастными и фациальными аналогами. В результате широкого комплекса геологических работ, выполненных после 1950 г., эта картина существенно изменилась. Выяснилось, что юрские отложения распространены на Сибирской платформе значительно шире, чем это предполагалось ранее. Была установлена непрерывность области седиментации юрских осадков от Вилюйской синеклизы до Канского и Иркутского бассейнов. Выявилась ранее не известная юрская провинция, охватывающая обширную территорию, весьма разнородную в структурно-фациальном отношении, но единую по осадконакоплению с начала юрского периода.

Все это поставило перед геологами, занимающимися изучением Сибирской платформы, много новых вопросов, решение которых необходимо как для реконструкции истории ее геологического развития в середине мезозойской эры, так и для успешного проведения геологоразведочных работ. Прежде всего, возникла необходимость унификации стратиграфической шкалы для юрских отложений, распространенных на громадной территории от Вилюйской впадины на северо-востоке до предгорий Восточного Саяна на юге и юго-западе — в Рыбинской впадине и в Иркутском бассейне. Отсутствие разработанной стратиграфической схемы значительно осложняет планомерное геологическое картирование и корреляцию разрезов юрских пород на этой обширной территории.

Кроме того, отсутствие стратиграфической схемы для всего разнообразного комплекса юрских отложений — континентальных на юге и в центре и переслаивающихся с морскими осадками на северо-востоке — значительно осложняет задачу выявления закономерностей распределения полезных ископаемых и прогноза их месторождений в толще юрских пород. В настоящее время список важнейших полезных ископаемых, связанных с юрским осадочным комплексом, значительно расширился. Помимо каменных и бурых углей, давно известных в Иркутском и Канском бассейнах и выявленных в последние годы в Южно-Вилюйском бассейне (Стругов, 1962), с юрскими отложениями связаны крупные месторождения каолиновых глин и высокоглиноземистых аргиллитов (Иркутский бассейн), богатые россыпные месторождения алмазов (иреляхская свита Вилюйской впадины), ильменита (Иркутский бассейн), месторождения стекольных и формовочных песков.

Установлена региональная золотоносность юрских пород — от Вилюйской впадины до юго-западного побережья оз. Байкал. Юрские отложения содержат во многих пунктах пласты сидеритов, в бассейне р. Чоны — марганцовистых.

Для выяснения закономерностей распространения полезных ископаемых совершенно необходимы палеогеографические реконструкции сложной картины изменчивых бассейнов юрского периода и установление их палеофациальной характеристики.

Разрешение этих вопросов, пока в первом приближении, и является целью настоящей работы. Геологические, литологические и биостратиграфические исследования юрских отложений на юге и в центральных районах Сибирской платформы были организованы Институтом земной коры СО АН СССР в 1959 г. совместно с Красноярским и Иркутским геологическими управлениями Государственного геологического производственного комитета при Совете Министров РСФСР.

Предлагаемая читателям монография написана по материалам личных наблюдений авторов, а также съемок и поисково-разведочных работ. В ней авторы уделили наибольшее внимание разработке и обоснованию унифицированной стратиграфической шкалы и корреляции разрезов юрских отложений по всей территории провинции юрского осадконакопления, выделению и классификации литогенетических типов юрских пород, палеогеографическим и палеофациальным реконструкциям и сделали попытку выяснить основные элементы тектоники юрских отложений.

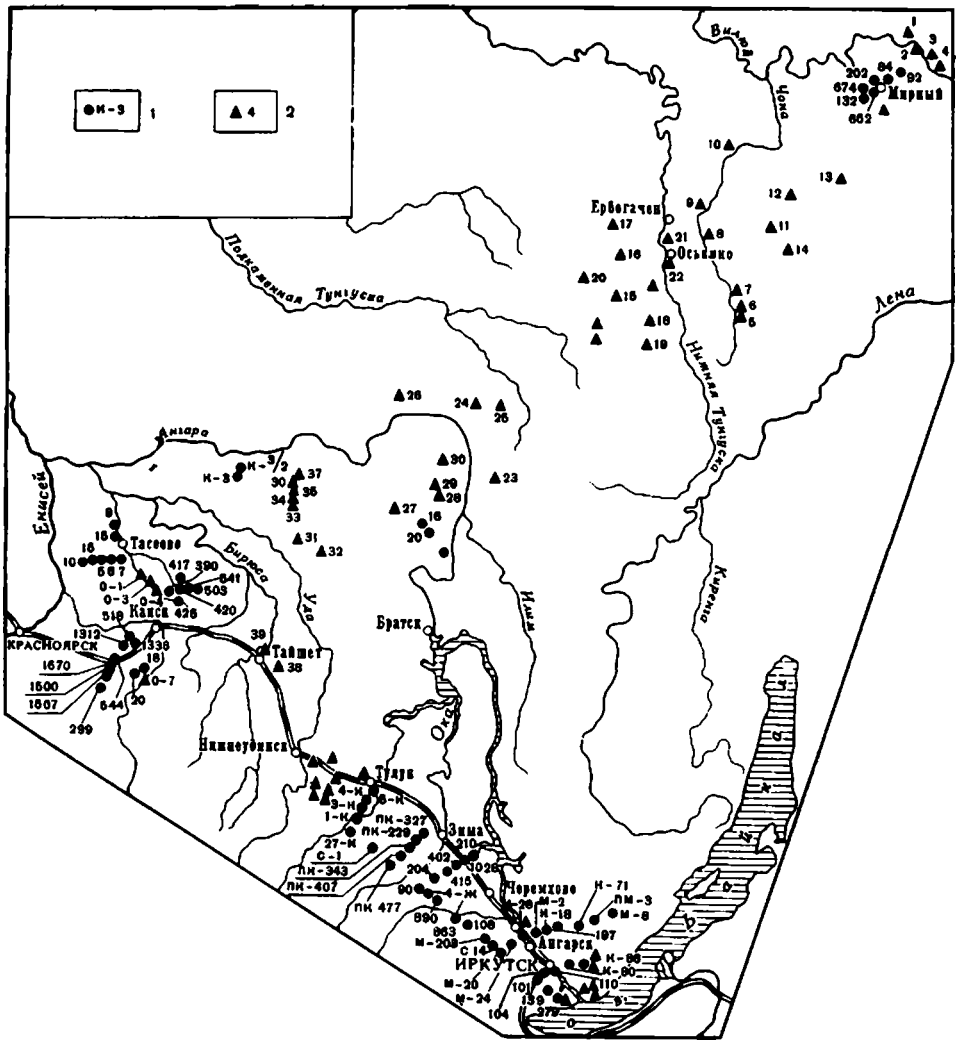
Многие задачи, стоявшие перед авторским коллективом, решены приближенно; причина этого заключается, прежде всего, в недостаточности фактического материала и его новизне. Данная работа является первой попыткой дать единую картину геологического строения юрских отложений на всей описываемой территории и восстановить палеогеографические и палеофациальные условия формирования юрских осадков в ее пределах.

Авторы надеются, что выполненная ими работа при всех ее недостатках может принести существенную пользу геологам, которым в будущем предстоит вести более детальные исследования юга Сибирской платформы и ее центральных районов, и главным образом тем из них, кто сосредоточит свое внимание на истории геологического развития в мезозое Сибирской платформы и Восточной Сибири вообще.

На рассматриваемой территории авторы выделяют следующие крупные структурные единицы: Иркутский амфитеатр — южный выступ древней Сибирской платформы с его внутренним полем, где древний фундамент закрыт осадочным чехлом нижнепалеозойских и мезозойских отложений, и окаймляющими это поле краевыми антеклизами — Саяно-Енисейской и Прибайкальской, в которых докембрийский фундамент платформы приподнят и обнажен; Тунгусский бассейн — сложную синеклизу верхнепалеозойского возраста, Тунгусскую структурно-вулканическую зону — область глыбового тектогенеза и основного (базальтового) вулканизма раннего мезозоя (триас); юрские впадины — Вилюйскую, Канско-Вилюйский прогиб, Канский бассейн с Рыбинской впадиной и Иркутский бассейн. Границей между Канско-Вилюйским прогибом и Вилюйской впадиной должен служить район Сунтарского поднятия, поскольку юрские отложения к северо-востоку от него приобретают большее сходство с юрскими отложениями Приверхоянского прогиба, тогда как западнее их разрез постепенно приближается к разрезу юры юго-восточной части Тунгусского бассейна.

Приведенные палеогеографические карты-схемы отражают физико-географические условия существования исследуемой территории на протяжении юрского времени. В результате литолого-фациальных исследований юрских отложений появилась возможность выявления закономерностей накопления полезных ископаемых, связанных с данным седиментагенезом.

При составлении палеогеографических карт авторы пользовались методическими указаниями, изложенными в руководстве по составлению Атласа палеогеографических карт СССР. Различным сочетанием штриховок на картах показаны области сноса и бассейны аккумуляции. Сделана попытка



Фиг. 1. Обзорная карта.

1— скважины; *2*— разрезы по обнажениям и шурфам

дифференцировать области сноса по относительному превышению и приблизительному составу пород. В пределах бассейна аккумуляции указаны некоторые фациальные особенности осадков в наиболее изученных районах. Следует отметить, что использованные материалы для построения палеогеографических и литолого-фациальных карт не являются равноценными. В пределах хорошо изученных угольных бассейнов — Канского, Рыбинского и Иркутского — юрские отложения изучены детально. На северо-западе бассейна аккумуляции, в пределах Мурской впадины и среднего течения р. Ангары, использовались материалы по горным выработкам и маршрутные наблюдения М. М. Одинцова, Л. Н. Зведера, С. А. Кашика, С. Ф. Павлова. Всего просмотрено около 10 000 *м* керна скважин, описано 33 обнажения, комплексно изучено около 1500 образцов. Точки наблюдения и расположение изучавшихся разрезов нанесены на обзорную карту (фиг. 1). На палеогеографических картах знаками также указаны разрабатывающиеся месторождения и перспективные районы на такие полезные ископаемые, как уголь, формовочные пески, ильменит, каолиновые глины.

Настоящая работа выполнена авторским коллективом в составе: Л. Н. Гутовой (Иркутское геологическое управление), Л. И. Богдашовой, А. В. Ильюхиной, С. А. Кашика, Т. К. Ломоносовой, М. М. Одинцова, М. М. Одинцовой, А. С. Стругова (Институт земной коры СО АН СССР). Научное руководство исследованиями в 1959—1965 гг. осуществлял М. М. Одинцов, ему же принадлежит и редакция этой монографии при подготовке ее к печати.

Лабораторные исследования выполнялись в Институте земной коры старшим научным сотрудником Г. Н. Кащеевым, младшими научными сотрудниками Н. И. Таскиной, З. Ф. Тимофеевой, лаборантами А. А. Акимовой, Г. О. Семеновой, А. А. Жереховой, О. П. Сергеевой, Е. В. Грузных, К. К. Сафьяшниковой, Э. А. Шелковниковой и В. Г. Тихомировой.

Палинологические определения выполнены в кабинете биостратиграфии Института земной коры и в палинологической лаборатории Иркутского геологического управления Л. Н. Гутовой, И. Т. Килессо, М. М. Одинцовой. Мегаспоры из юрских отложений изучались Л. И. Богдановой и М. М. Одинцовой.

Чертежи и фотоработы выполнены в Институте земной коры Т. П. Семеновой, А. И. Каменщиковым, А. Г. Игумновым, Р. А. Ерчиевой и Л. А. Зубаревой. В подготовке рукописи к печати приняла участие Б. Ф. Перлович.

Авторы глубоко благодарны товарищам, помогавшим им при исследованиях и подготовке работы к печати, а также коллективам геологов Красноярского и Иркутского геологических управлений, которые приняли участие в начатых авторами исследованиях и оказали существенную помощь при их выполнении.

Глава первая

ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ

Впервые юрский возраст некоторых осадочных образований на севере Сибирской платформы был установлен Кейзерлингом, определившим в 1844 г. коллекцию окаменелостей, собранную И. Миддендорфом в бассейне р. Оленек (Обручев, 1931, 1938).

В период с 1869 по 1878 г. А. Л. Чекановский (1874) на основании определения отпечатков ископаемых растений установил среднеюрский возраст угленосных осадков Иркутского бассейна и их пресноводный характер, впервые подразделил юрские отложения Иркутского бассейна на пять ярусов и составил геологическую карту, на которой оконтурил распространение отложений юрского возраста в Приангарье. Им также впервые были выделены юрские отложения в долине р. Нижней Тунгуски и на основании фаунистических остатков, определенных Лагузеном, расчленена на два горизонта юрская толща в бассейне р. Лены.

Сборы палеоботанических материалов 60—70-х годов XIX в., сделанные А. Л. Чекановским, а также Н. Гартунгом и Р. Мааком, позволили О. Геeру (1878) реконструировать некоторые детали палеогеографической обстановки юрского периода на юге Сибири. Так, Геер предположил наличие в юрское время влажного тропического или субтропического климата со среднегодовой температурой 18—25° С, что, по его мнению, определяется присутствием цикадофитов, папоротников и богатством гинкговых.

Насколько значительным был материал, полученный в результате исследований А. Л. Чекановского, Н. Гартунга и Р. Маака, и какой крупный вклад они внесли в дальнейшее изучение юрских отложений Иркутского амфитеатра, можно судить уже по тому, что в эти годы юрская флора юга Сибири считалась одной из наиболее изученных и богатых, не уступая в этом отношении даже флоре Йоркшира. Достаточно сослаться хотя бы на такой факт: в тот период О. Геером было описано 70 видов растений из Иркутского бассейна, а в настоящее время юрская иркутская флора насчитывает около 90 видов.

После А. Л. Чекановского изучению юрских отложений большое внимание уделял И. Д. Черский (1876, 1885). Во время исследований вдоль Сибирского тракта им были уточнены контуры распространения юры и высказаны некоторые предположения относительно происхождения угленосных осадков. Для нас особенно интересны эти представления Черского, поскольку в них впервые указывается на характер бассейна юрской седиментации. И. Д. Черский полагал, что обломочный материал накапливался в обширном пресноводном озере, простиравшемся от г. Иркутска до г. Нижнеудинска, а формирование угольных пластов происходило в мелководных участках водоема, часто подвергавшихся заболачиванию.

С исследованиями И. Д. Черского (1885) связаны также первые упоминания об угленосных отложениях Канского бассейна. Им же почти одновременно с В. Златковским (1885) был определен и юрский возраст этих отложений на основании находок Asplenium Phoenicopsis и Dicksonia. Уделяя большое внимание вопросам происхождения Байкала и неоднократно посещая берега озера, И. Д. Черский (1886) не оставил без внимания своеобразные грубообломочные отложения южной окраины Иркутского бассейна, хорошо известные под названием «байкальской конгломератовой фации». При этом И. Д. Черский не только разрешил возрастную проблему грубообломочной толщи, датировав ее юрским периодом, но и затронул вопрос об источнике обломочного материала, который он видел в древних породах, подстилающих юрские конгломераты. Изучение юрских отложений на юге Сибирской платформы продолжалось в связи со строительством Транссибирской железнодорожной магистрали. Из исследователей конца прошлого века следует отметить К. И. Богдановича (1896), составившего новую десятиверстную геологическую карту для Иркутского и Канского бассейнов, и Н. Л. Ижицкого (1895, 1896), у которого, помимо интересных геологических данных по Иркутскому и Канскому бассейнам, мы встречаем одно из самых первых описаний юрских отложений северной части Иркутского амфитеатра. Н. Л. Ижицкий (1898) не относил, правда, эти отложения к юре, а характеризовал их как «валуны и гальку кварцитов и мелкозернистых бледно-розовых гранитов». Следует отметить, что оба исследователя пришли к неверному выводу относительно возраста угленосных отложений Канского бассейна, отнеся их к третичным осадкам.

Из работ начала XX в. наиболее значительными нужно признать палеоботанические исследования Сьюорда и Томаса, подтвердившие взгляды О. Геера о среднеюрском возрасте осадков Иркутского бассейна. В это же время широко велись поисковые и разведочные работы на месторождениях углей: в Иркутском бассейне Т. Ю. Стемпиевским, а в Канском — К. И. Аргентовым.

Систематическое изучение юрских отложений Сибирской платформы началось лишь после Октябрьской революции при организации Сибирского отделения Геологического комитета.

В 1921 г. М. К. Коровин опубликовал первую обобщающую работу по Иркутскому угленосному бассейну, где подробно изложил свои взгляды на стратиграфию и тектонику юрских отложений, а также коснулся вопросов их генезиса. Позднее вышел еще ряд его работ, в которых автор пересмотрел некоторые из своих первоначальных представлений (Коровин, 1924, 1925, 1933, 1940).

Коровиным отложения Иркутского бассейна подразделялись на три яруса: черемховский, иданский и суховской, причем в нижнем (черемховском) он, кроме того, различал четыре горизонта: заларинский, черемховский, головинский и окинский. Если обратиться к существующей в настоящее время стратиграфической схеме иркутской юры, то нетрудно убедиться в том, что основа ее была впервые заложена М. К. Коровиным.

Воззрения М. К. Коровина на генезис осадков были очень близки к взглядам И. Д. Черского. По его мнению, юрские осадки и угли формировались в бессточных озерах, дельтах и придельтовых болотах. Заслуживает внимания его представление о миграции озер в юрский период с запада на восток, которую М. К. Коровин связывал с тектоническими движениями. Он считал, что гипотеза И. Д. Черского об обширном водоеме, занимавшем чуть ли не всю территорию бассейна, не может объяснить многих явлений, наблюдаемых в юрских отложениях, и стремился найти более удовлетворительную концепцию.

Большой заслугой М. К. Коровина явилось обобщение всех данных по геологии угленосных отложений северо-запада Иркутского амфитеатра и выделение Канского бассейна (Коровин, 1932). В его работе мы находим

также и первую стратиграфическую схему канской юры, которая М. К. Коровиным подразделялась на две свиты: нижнюю безугольную и верхнюю продуктивную.

Одновременно с М. К. Коровиным юрские осадки изучались М. М. Тетяевым, Ю. А. Жемчужниковым, Ф. Оттеном, А. В. Аксариным, А. В. Львовым.

Исследования М. М. Тетяева (1925, 1927, 1934) преимущественно касались тектоники Иркутского бассейна. Особое внимание в своих исследованиях он уделял изучению взаимоотношений юры с более древними породами по окраинам Иркутского бассейна. Им впервые был установлен надвиговый характер контакта юрских отложений с докембрийскими породами в истоках р. Ангары и еще несколько нарушений подобного типа по южной окраине бассейна. Для обоснования своей гипотезы о широком распространении шарьяжей в Прибайкалье М. М. Тетяев привлекал и литологические данные. Например, на юго-восточной окраине Иркутского угленосного бассейна он выделил две фации юры: иркутскую и дабатскую. Некоторые отличия в литологическом составе были использованы им для доказательства тектонического контакта между этими двумя фациями.

Около 30 работ по Иркутскому бассейну опубликовал в период с 1924 по 1935 г. Ю. А. Жемчужников. Большинство из них было посвящено описанию угольных месторождений, строению угольных пластов и характеристике углей. Однако некоторые из них содержали очень интересные и ценные сведения по литологии и стратиграфии, а также первые указания на наличие спор в углях бассейна (Жемчужников, 1925, 1927; Жемчужников, Гинзбург, 1935). Ю. А. Жемчужников придерживался двучленного деления иркутской юры и при составлении сводной геологической карты везде выделял по две стратиграфические единицы — нижнюю и верхнюю свиты в Заангарье, угленосную и безугольную в центральной части, песчаную (нижнюю) и глинисто-углистую на северо-западе.

Вопросы генезиса осадков Ю. А. Жемчужниковым специально не разбирались, но судя по тому, что угли Иркутского бассейна причислялись им к лимническому типу, он придерживался взглядов М. К. Коровина.

Каолины, лежащие в основании разреза юрских отложений в Усольско-Черемховском районе, Ю. А. Жемчужников счел за третичную кору выветривания подстилающих их закарстованных известняков и доломитов нижнего кембрия.

Много для познания геологии юрских осадков сделал Ф. Ф. Оттен. Рассматривая вопросы стратиграфии иркутской юры, он на основании собственных наблюдений в различных пунктах бассейна и данных разведок на месторождениях углей пришел к выводу о возможности более дробного стратиграфического расчленения юрских отложений. Существовавшая в то время стратиграфическая схема М. К. Коровина была им значительно детализирована. Вместо трех ярусов Оттен выделил семь горизонтов, но указал на неповсеместность их распространения. Анализируя фактический материал, он пришел к выводу о влиянии древнего рельефа на распределение мощностей юрских осадков в бассейне. Наблюдающиеся случаи выпадения нижних горизонтов из разреза Оттен объяснял существованием в период осадконакопления приподнятых участков доюрского рельефа, которые, по его мнению, перекрывались осадками значительно позднее, чем пониженные участки (Оттен, 1934, 1937).

Ю. П. Деев, начавший одновременно с Ф. Ф. Оттеном изучение Иркутской угленосной юры в середине 30-х годов, составил подробное описание наименее изученной северо-западной части Иркутского бассейна, посвятив значительную часть работы вопросам стратиграфии (Оттен, Деев, 1934; Оттен, Деев, Рыжков, 1937).

Над разработкой стратиграфии юрских отложений в Канском угленосном бассейне много работал А. В. Аксарин. В результате его исследований

юрская толща, ранее имевшая двучленное деление, была расчленена на три горизонта: озерный, иршинский и бородинский.

Кроме работ Коровина и Аксарина, геология и некоторые элементы литологии канской юры в этот период освещались также в статьях И. А. Молчанова и М. А. Усовой (1927), М. А. Усовой (1929) и А. С. Хоментовского (1937).

Из биостратиграфических исследований, проведенных в 20—30-х годах, следует отметить палеоботанические работы А. И. Турутановой-Кетовой (1920) по юрским папоротникам, еще раз подтвердившие среднеюрский возраст отложений Иркутского угленосного бассейна, В. А. Хахлова (1924), который пришел к выводу о верхнеюрском-нижнемеловом возрасте отложений; А. В. Мартынова (1930), описавшего фауну насекомых Усть-Балея, на основании которой он датировал осадки бассейна доггером; Ф. М. Гаврилова, собравшего коллекцию фауны насекомых и рыб; Б. Н. Чернышева по Хахарейскому месторождению.

Для стратиграфического расчленения юрских отложений северной части территории большое значение имели исследования А. Г. Ржонсницкого (1917, 1923). Им была выделена в бассейне Чоны и в среднем течении Вилюя нижняя континентальная свита, возраст которой определялся перекрывающими ее морскими отложениями.

Юрский возраст обнажений на р. Нижней Тунгуске, которые изучал Л. Д. Чекановский, был подтвержден при изучении флоры М. Д. Залесским. Более поздние работы Д. К. Зегебарта (1936) позволили судить о широком распространении юрских отложений в междуречье Лены, Нижней Тунгуски и Чоны.

С 1931 г. появились работы, в которых на первый план выдвигаются вопросы литологии и генезиса юрских отложений. Детальное изучение гальки байкальских конгломератов, проведенное М. С. Бажиным (1931), позволило не только описать петрографический состав и основные структурные параметры древних галечников, но и сделать попытку расчленить конгломератовую толщу на основании закономерного чередования в ней крупно- и мелкогалечных горизонтов.

В 1933 г. В. П. Маслов и М. М. Лавров, обследуя истоки р. Ангары, подробно описали литологический состав и слоистость юрских отложений, взаимоотношения между отдельными горизонтами, особо подчеркнув наличие частых поверхностей размыва, и отнесли эти осадки к отложениям устьев рек.

Литологии юрских пород в окрестностях г. Иркутска была посвящена работа В. В. Домбровского (1934), в которой автор детально охарактеризовал минералогический состав осадков и их текстурные признаки, проследил переходы одних гранулометрических разностей в другие, а затем, обобщив собранный им материал, сделал вывод, что песчано-глинистая фация юры в окрестностях г. Иркутска представляет собой пойменные и дельтовые образования.

Генезис юрских каолиновых глин центральной части Иркутского бассейна рассмотрел в 1938 г. М. М. Одинцов. Наряду с геологическими вопросами им были решены и некоторые палеогеографические проблемы. В частности, он указал на аллювиальный характер исходного материала глин и, кроме того, определил фациальные условия его последующей переработки.

Ценные литологические исследования пород Иркутской угленосной юры провел в 1939 г. А. П. Божинский. Им был изучен разрез юрских отложений по р. Ангаре от г. Иркутска до дер. Пономаревой. А. П. Божинский подразделил эти породы на четыре свиты, опираясь главным образом на литологический состав осадков. Он одним из первых описал минералы тяжелой фракции: гранат, циркон, эпидот, турмалин, топаз, сфен и роговую обманку, отметил вторичные изменения полевых шпатов и вы-

делил 11 литологических разновидностей пород, слагающих юрскую толщу. Работа А. П. Божинского содержала и некоторые интересные теоретические выводы. Например, касаясь вопросов палеогеографии юрского периода, он высказал мысль о существенной роли рек в переносе и отложении обломочного материала в первоначальный момент осадконакопления и подсчитал количество эрозионных циклов.

Нельзя не отметить работу В. Н. Даниловича (1941), изучавшего взаимоотношения юрских свит на юго-востоке Иркутского бассейна. Своими исследованиями он опроверг утверждение М. М. Тетяева о наличии тектонического контакта между иркутской и дабатской фациями юры и экзотическом характере последней, указав на то, что она является одним из стратиграфических эквивалентов байкальской конгломератовой толщи. В работе В. Н. Даниловича был детально освещен петрографический состав юрских отложений.

В результате исследований 30-х годов сложились также и основные представления о тектонике Иркутского бассейна и слагающих его юрских отложений.

В Канском угленосном бассейне во второй половине 30-х годов Валухов и Казаринов (1940) проводили работы по изучению состава строения и генезиса Балайского месторождения каолинов, а А. С. Хоментовский (1937) осветил некоторые вопросы тектоники бассейна.

В середине 40-х годов продолжал свои исследования в Иркутском бассейне М. М. Одинцов (1945). Обобщив материалы, собранные на 35 месторождениях глин, он развил и обосновал ранее высказанные предположения относительно генезиса юрских каолинов. Одновременно им были рассмотрены фациальные особенности осадков и составлены первые для Иркутского бассейна палеогеографические схемы периода юрского осадконакопления.

С 1947 г. Восточно-Сибирское геологическое управление приступило к проведению планомерных геологосъемочных и поисково-разведочных работ на юге Сибирской платформы, в результате которых был собран обширный фактический материал, к сожалению, опубликованный лишь частично.

Эти новые материалы по Иркутскому бассейну обобщены в работах Ю. П. Деева (1957, 1962). Им же разработана и обоснована единая стратиграфическая схема для всего бассейна, которая легла в основу всех государственных геологических съемок. Он выделил зоны юрской седиментации и седиментационные структуры, а также составил в полумиллионном масштабе геологическую и углепромышленную карты бассейна.

Новые данные по тектонике юрских отложений были частично обобщены и опубликованы в работах М. М. Одинцова (1945, 1954, 1962а, б), Б. А. Иванова (1949, 1950), А. С. Стругова (1955), Ю. П. Деева (1962), В. Н. Даниловича (1949, 1951, 1956), Н. С. Зайцева (1961), В. Т. Мордовского (1952), В. Т. Мордовского и др. (1956), Д. А. Туголесова (1952), М. М. Одинцова и др. (1962).

Итог многолетних исследований по юрским отложениям Канского бассейна в 1953 г. подвел К. Л. Коханчик. В пределах бассейна им были выделены три синклинальные структуры, для каждой из которых предложено свое стратиграфическое деление юрских осадков, причем частные разрезы Рыбинской, Абанской и Тасеевской синклиналей автор не только увязал между собой, но и сопоставил с отложениями смежных одновозрастных впадин — Иркутской и Чулымо-Енисейской. Новые данные по тектонике канской юры изложены в работах А. С. Хоментовского (1945), М. А. Жаркова (1963), В. Т. Мордовского и В. И. Дитмара (1956).

Большое место в работах последних лет отводится вопросу о происхождении мезозойских бассейнов на юге Сибирской платформы и условиям осадконакопления юрских толщ. Несомненный интерес в этом

отношении представляют исследования Б. А. Иванова (1947, 1950). Тщательно изучив состав юрских галек, Б. А. Иванов пришел к заключению, что привнос обломочного материала из Забайкалья осуществлялся большой рекой, протекавшей через Иркутскую депрессию с юга на север. Он отрицал возможность транспортировки обломков со стороны Восточного Саяна и Северного Прибайкалья. По его мнению, дальнейшая смена грубообломочных отложений песчаниками была связана с изменением скорости этой реки и указывала на начало более резкого прогибания депрессии, приведшего к образованию озера.

Анализ структурного развития и палеогеографической обстановки в мезо-кайнозойское время Сибирской платформы в ряде своих работ сделал М. М. Одинцов (1953, 1954, 1958). Им впервые было выдвинуто предположение о широком распространении юрских осадков к юго-западу от Вилюйской впадины, заполняющих систему отдельных впадин и принадлежащих единой зоне прогибания платформы, которую М. М. Одинцов назвал «главной мезозойской депрессией» и в структурном отношении противопоставил зоне глыбовой складчатости, обрамляющей платформу. Позднее к аналогичному выводу пришли В. Л. Масайтис (1955) и А. А. Арсеньев (1955).

В ходе последующих геологосъемочных работ это предположение подтвердилось. Указывая на принадлежность разрозненных юрских «пятен» Сибирской платформы к единой седиментационной провинции, М. М. Одинцов одновременно отметил некоторые палеогеографические детали юрского времени на территории главной мезозойской депрессии. В частности, он указывал, что в юре сток на территории южной части Сибирской платформы направлялся с юга на север, точнее, на северо-восток, где залив юрского моря служил базисом эрозии для всей южной части Сибирской платформы. Широкое распространение гальки метаморфических и магматических пород, распространенных в Восточно-Саянском нагорье и Байкальской горной стране, служит доказательством этого (Одинцов. 1958).

Некоторые особенности палеогеографии континентального мезозоя на юге Восточной Сибири рассмотрены Н. А. Флоренсовым (1958, 1960). Среди отложений юрского возраста, распространенных в пределах Иркутского амфитеатра, он различал два формационных типа — платформенный (осадки Ангаро-Вилюйского прогиба и северной части Иркутского бассейна) и переходный или субплатформенный (осадочные образования южной окраины Иркутской депрессии). Касаясь вопроса об источниках сноса обломочного материала в юрское время, Н. А. Флоренсов (1960) указывал, что окраинные части Иркутского бассейна и Восточно-Забайкальского субгеосинклинального прогиба и внутригорные впадины остальной части Забайкалья и всего Прибайкалья представляли собой области накопления континентальных толщ, теснейшим и непосредственным образом сопряженные с охватывающими их гористыми пространствами как питающими провинциями. Он подверг сомнению концепцию Б. А. Иванова о привносе юрских галечников в Иркутский бассейн из Забайкалья и рассматривал байкальские конгломераты как краевую фацию юры, обломочный материал которой поступил не издалека, а со сводового поднятия.

Юрские отложения Саяно-Вилюйского прогиба, широкое распространение которых на территории Приангарья и по южной и юго-восточной окраинам Тунгусского бассейна установлено лишь в последние годы, частично были охарактеризованы в публикациях последнего десятилетия. Фактические данные об условиях залегания юрских осадков в этой зоне были опубликованы в объяснительных записках к листам геологической карты масштаба 1 : 1 000 000 и в работах Э. И. Равского (1959), М. М. Одинцова и др. (1961), С. Ф. Павлова (1963), Л. Н. Зведера (1963),

М. М. Одинцовой (1962, 1963). Юрские отложения северо-восточной части Канско-Вилюйского прогиба изучались и описывались М. И. Плотниковой, М. И. Плотниковой и Э. И. Равским (1962) и геологами Иркутского геологического управления (К. П. Волковой, М. М. Одинцовой, С. Ф. Павловым и др.).

Тектоника юрских отложений западной части Вилюйской впадины изучалась мало. После выделения Н. С. Шатским (1932) Вилюйской впадины как самостоятельной структурной единицы геологическое строение западной части получило некоторое освещение в работах В. А. Вахрамеева и Ю. М. Пущаровского (1952, 1954), Н. М. Чумакова (1959), а также в работах М. М. Одинцовой, Г. Х. Файнштейна и А. С. Стругова. Большой фактический материал по юрским отложениям был собран при осуществлении поисковых и геологосъемочных работ в западной части Вилюйской впадины в связи с ее алмазоносностью. В настоящее время опубликована лишь незначительная часть этого материала.

После 1959—1960 гг. литолого-палеогеографический подход к изучению юрских осадков в работах многих геологов становится одним из основных методов исследования. В этот период специальные исследования, посвященные выяснению условий формирования мезозойских толщ, проводят Институт земной коры СО АН СССР, Геологический институт АН СССР, ВСЕГЕИ и Иркутское геологическое управление.

В 1959 г. в пределах Тасеевской впадины Канского угленосного бассейна проводили работы Н. Н. Тазихин, А. Э. Гринберг и М. Н. Колюн. Ими был составлен сводный разрез мезозойских отложений, впервые выделен верхний отдел юры, охарактеризован литолого-петрографический состав осадков, установлены основные источники сноса обломочного материала (Восточный Саян и Енисейский кряж) и рассмотрены некоторые вопросы геологического развития бассейна в юрское время.

Результаты литолого-фациального изучения юрской угленосной толщи северо-западной части Иркутского бассейна в 1961 г. опубликовала А. В. Ильюхина. Ею была выяснена фациальная природа осадков, выделены основные литолого-фациальные типы отложений, составлены фациальные схемы периода юрской седиментации, а также уделено особое внимание ритмическому строению разреза и рассмотрены возможные причины этого явления. В 1963 г. А. В. Ильюхина опубликовала аналогичную работу по северо-восточной части Канского бассейна (Абанская и Тасеевская впадины).

Большое значение для палеогеографических реконструкций эпохи юрского осадконакопления на юге Сибирской платформы имели работы М. М. Одинцова, опубликованные в 1961—1963 гг. Совместно с М. М. Одинцовой и Л. В. Башкировым он дал детальную характеристику отложений крупного поля юры, выявленного авторами на севере Иркутского амфитеатра, что подтвердило наличие связи между Ангаро-Вилюйским и Иркутско-Канским прогибами главной мезозойской депрессии (Одинцов, Башкиров, Одинцова, 1961). Этот новый юрский бассейн в настоящее время хорошо известен под названием Мурского. Систематизация новейших материалов других исследователей по континентальным осадкам юрского возраста позволила М. М. Одинцову выделить еще ряд впадин в пределах главной мезозойской депрессии (Приангарскую, Чульскую и Чулаканскую) и полнее осветить историю развития этой крупной платформенной структуры (Одинцов, 1963).

Вопросы литологии и палеогеографии юры Сибирской платформы в нескольких работах рассмотрели П. П. Тимофеев и В. И. Копорулин. В частности, для Иркутского бассейна ими были установлены три основные терригенно-минералогические ассоциации пород [ассоциации с мономинеральными кварцевыми песчаниками и гравелитами, с аркозово-граувакковыми песчаниками, с грауваккo-аркозовыми песчаниками и гра-

велитами (Копорулин и Тимофеев, 1962)] и описаны некоторые процессы вторичного минералообразования (Копорулин, 1962). П. П. Тимофеев сделал попытку воссоздать палеогеографическую обстановку юрского периода для огромной территории Сибири, включая Сибирскую платформу и восточную часть Западной Сибири, на основе формационного анализа мезозойских толщ (Тимофеев, 1962, 1963, 1964). Новые данные по литологии и палеогеографии юры Иркутского амфитеатра приводятся в статьях С. Ф. Павлова (1963), Л. Н. Зведера (1963), М. Н. Виниченко, С. А. Кашика (1963), М. Н. Виниченко, В. А. Борисова и др. (1963).

Наряду с исследованиями палеогеографического профиля, в последние годы проводились палеоботанические исследования Д. И. Ермолаева (1958) в Иркутском бассейне, Н. С. Сахановой (1957), А. В. Аксарина (1961) и Ю. В. Тесленко (1961, а, б) в Канском, палеоботанические и биостратиграфические работы М. М. Одинцовой по отложениям Канско-Вилюйского прогиба (1962, 1963а), палинологические и стратиграфические работы Л. Н. Гутовой (1963) по юрским отложениям Иркутского бассейна, а также палеонтологические исследования Г. Г. Мартинсона (1962) и Г. Р. Колосницыной (1962). Особо следует выделить монографию по юрской флоре Сибири В. Д. Принады (1962), где приводится ценный материал по палеофлористике и распределению растительности.

В самые последние годы на фациальной основе стали решаться проблемы, связанные с прогнозированием и поисками полезных ископаемых (Китайник и Ткалич, 1960; Скрипин, 1962; Долгов, Середкин, 1964; Попова, 1964; и др.).

Глава вторая

КРАТКИЙ ОБЗОР МЕТОДОВ ИССЛЕДОВАНИЙ

В основу комплекса проведенных исследований положен фациально-ритмический (или фациально-циклический) метод изучения континентальных угленосных отложений, разработанный в Лаборатории геологии угля АН СССР и в Харьковском университете на примере угленосных отложений Донбасса.

Определение гранулометрического состава пород производилось в Лаборатории литологии Института земной коры СО АН СССР аналитиками О. К. Сергеевой и А. А. Акимовой. Всего выполнено 625 анализов ситовым методом. Применялись сита ГОСТ 2851—45. Изучались следующие интервалы размеров частиц: >1 *мм*; 1—0,25 *мм*; 0,25—0,1 *мм*; 0,1—0,05 *мм*; 0,05—0,01 *мм*; $<0{,}01$ *мм*. Фракция менее 0,001 *мм* сливалась. Результаты гранулометрического анализа обобщались в специальные таблицы и наносились на колонки скважин. Для более полной и конкретной характеристики отложений по данным гранулометрического анализа строились кумулятивные кривые и вычислялись коэффициенты сортировки (S_o) и средний диаметр частиц *Md*. Величины *Md* и S_o достаточно конкретны, чтобы характеризовать терригенные породы с точки зрения их структурных особенностей.

Коэффициент сортировки позволяет разграничивать породы с хорошей и плохой сортировкой обломочного материала. Мы интерпретируем величину S_o по Н. М. Страхову (1954) следующим образом: плохая сортировка обломочного материала при $S_o>4$; средняя сортировка обломочного материала при $S_o = 2—3{,}5$; хорошая сортировка обломочного материала при $S_o = 1{,}1—1{,}5$.

Как показал анализ, среди юрских отложений встречены все основные гранулометрические группы пород: конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты. Границы между этими группами приняты по классификации М. С. Швецова (1948). В полевых условиях производились замеры ориентировки галек конгломератов с целью выявления направления движения потока. На всей территории распространения грубообломочных пород произведено 900 замеров, на основании которых построены розы-диаграммы. Было проведено фракционирование галек при помощи проволочных рамок размером 32×24, 16×12, 8×6, 4×3 *см*. В результате обмера 100—150 галек на одном обнажении выделялись следующие гранулометрические классы: менее 3 *см* от 3 до 4, от 4 до 6, от 6 до 8, от 8 до 12, от 12 до 16, от 16 до 24, от 24 до 32 *см*. После подсчета процентного содержания каждой фракции строились нарастающие кривые и определялся коэффициент сортировки. Для определения состава пород образцы изучались в шлифах под микроскопом, а слабо сцементированные — под бинокулярной лупой.

Была принята классификация обломочных пород по минералогическому составу, предложенная Л. Б. Рухиным (1959) и дополненная А. Г. Коссовской (1962). Для определения границ между группами песчаных пород был использован кварцевый показатель (Sloss, Krumbein, Dapples, 1949), который определяется отношением количества кварца к сумме полевых шпатов и обломков пород. Так, кварцевые песчаники, содержащие кварца свыше 50%, будут иметь кварцевый коэффициент выше 1; содержание кварца в аркозовых песчаниках составляет менее 50%, обломков пород — 10—25%, полевых шпатов свыше 50%. Граувакковые песчаники содержат свыше 50% обломков пород, меньше 25% кварца и полевого шпата. Кварцевый коэффициент двух последних групп пород в этой схеме менее 1.

Кроме основных породообразующих минералов в терригенной части пород, иммерсионным методом изучалась акцессорная группа минералов. С их помощью уточнялся состав материнских пород и пути транспортировки обломочного материала. Определение показателей преломления производилось с помощью стандартного набора иммерсионных жидкостей.

Некоторые интересные палеогеографические данные были получены при подсчете отдельных разновидностей циркона и граната методом среднего арифметического. Устанавливались типы кристаллов и подсчитывалось количество зерен, падающих на каждый тип кристалла. Затем определялось среднее значение M по формуле:

$$M = \frac{\Sigma hx}{\Sigma h},$$

где x — типы кристаллов, а h — количество случаев. Полученные значения M для различных фациальных групп отложений позволяют построить соответствующие графики.

При изучении легкой фракции номера плагиоклазов определялись по методу В. Б. Татарского (1956). Так как в изученных отложениях достаточно широко проявились процессы вторичного минералообразования, иногда маскирующие первичный состав осадков, большое внимание при просмотре шлифов и иммерсионных препаратов уделялось изучению комплексов вторичных минералов в осадочных породах. К ним относятся все новообразования в породе, возникшие за все время существования осадочной породы, считая от момента захоронения осадка до настоящего времени. Вторичные процессы в юрских отложениях изучались с целью выяснения качественного состава вторичных минералов и их содержания в породе, установления последовательности выделения отдельных минералов и стадийности процессов вторичного минералообразования, выявления геохимической сущности этих процессов. Для некоторых процессов вторичного минералообразования сделаны термохимические расчеты, на основе которых были построены диаграммы минеральных равновесий, наглядно отображающие геохимические условия формирования аутигенных минеральных ассоциаций.

В полевых условиях основное внимание уделялось изучению текстурных особенностей пород, производилось детальное описание слоистости, определялся и фиксировался размер и характер слойков, углы наклона, их взаимоотношения. На основании многочисленных наблюдений над слоистостью в обнажениях составлена сводная таблица типов слоистости (табл. 1). За основу взята классификация слоистости, предложенная Ю. А. Жемчужниковым, В. С. Яблоковым, Л. Н. Ботвинкиной и др. (1959).

Кроме слоистости, описывались и прочие текстурные признаки, имеющие значение для выяснения условий осадконакопления: характер сохранности растительных остатков, присутствие несмещенных корневищ, характер включений и др.

Таблица 1

Типы слоистости юрских отложений и их фациальная принадлежность

Тип	Величина	Краткая характеристика текстур	Фации
Горизонтальный	Мелкая, менее 5 *см*	Параллельная, тонкая, отчетливая. Неправильная, с изогнутыми элементами отдельных слоев.	Озерные, лагунные, застойных водоемов
	Крупная, более 5 *см*	Неотчетливая,	Прибрежно-морские
Волнистый	Мелкая, менее 5 *см*	Непрерывная, четкая, амплитуда волн порядка 2—3 *см* и менее. Прерывистая; материал, подчеркивающий слоистость, расположен неравномерно. Оползневые текстуры	Пойменные, застойных водоемов, старичные
Косо-волнистый	Мелкая, менее 5 *см*	Перистая, однонаправленная. Основание серий волнистое. Кулисообразная, однонаправленная	Пойменные, дельтовые
Косой	Мелкая, менее 10 *см*	Прямолинейная, параллельная, однонаправленная,	Русловые, прирусловые
	Крупная, более 10 *см*	Прямолинейная со сходящимися слойками. Перекрестная, диагональная с взаимосрезанными вершинами и сходящимися слоями. Косо-параллельная, однонаправленная	

Для определения породообразующих минералов глин использовались органические красители: метиленовый голубой, солянокислый бензидин, родамин 6g. Оптическое определение глинистых пород проводилось в шлифах и ориентированных агрегатах. Химические анализы фракции меньше 0,001 *мм* сделаны в аналитической лаборатории Института земной коры СО АН СССР аналитиками Т. А. Лахно, Н. И. Таскиной, Л. В. Комаровой, В. С. Лебедевой. Термические анализы выполнены Г. И. Кащеевым и Г. О. Семеновой на пирометре Н. С. Курнакова типа ФПК-55 и АТВУ-8.

Рентгеноструктурные исследования глин (фракция <1 μ) проведены в лаборатории рентгеноструктурного анализа Института земной коры СО АН СССР физиком З. Ф. Тимофеевой. Съемка проводилась в камере типа РКД на Fe-излучении. Вся лабораторная работа по выделению фракции <1 μ и подготовке ее к дальнейшим исследованиям сделана лаборантом Э. В. Комаровой.

При проведении палинологических анализов для обработки рыхлых разностей пород применялся щелочной метод Поста. Углистый материал обрабатывался мацерационным методом И. Э. Вальц. Микроспоры и мегаспоры изображались с помощью рисовального аппарата РА-1 художником А. А. Жереховой.

Нами были использованы результаты 5000 палинологических анализов, выполненных группой палинологов Якутского геологического управления под руководством М. М. Одинцовой при изучении юрских отложений центральной и северо-восточной частей Сибирской платформы (Мало-Ботуобинский район и Вилюйская синеклиза) (Одинцова, 1953, 1962, 1963б). Дополнительно М. М. Одинцова проанализировала 120 проб из скважин на месторождении Водораздельные Галечники. При изучении юры Рыбинской и Канско-Тасеевской депрессии было проведено 380 палинологических анализов. Кроме того, палинологическому анализу было подвергнуто 20 проб из Кежемской впадины, 50 — из Мурской, 40 — из Средне-Ангарской и 50 из Иркутского бассейна, а также были учтены результаты всех анализов палинологической лаборатории ИГУ за 1954—1965 гг.

Были пересмотрены ранее полученные статистические закономерности по распределению коррелятивных групп в разрезе путем перегруппировки результатов анализов, при объединении их не только в пределах одной стратиграфической единицы, но и по основным группам фаций.

Параллельно с отбором проб на микроспоры проводилось комплексное изучение всех обнаруженных органических остатков, в частности мегаспор.

Методика исследования мегаспор в значительной степени отличается от методики изучения микроспор. Это объясняется тем, что более крупные мегаспоры видимы невооруженным глазом и по химическому составу их оболочки отличаются от оболочек микроспор.

Наиболее удобной методикой выделения, на наш взгляд, является методика М. В. Ощурковой и И. В. Петровой (1961), которая основана на мацерации образца пергидролем. Более плотные породы размачивали или кипятили в насыщенном растворе соды в течение 5—6 часов.

Всего для выделения мегаспор было обработано 200 образцов. Из них 100 из Мало-Ботуобинского района и 100 из Рыбинской и Канско-Тасеевской впадин. Только из 52 образцов удалось выделить мегаспоры. Описание их проводилось Л. И. Богдашовой под руководством М. М. Одинцовой.

Глава третья

СТРАТИГРАФИЯ

Не останавливаясь на разборе стратиграфических представлений на ранних этапах изучения юрских отложений юга Сибирской платформы, мы изложим коротко содержание тех стратиграфических схем, которые послужили отправными при постановке наших исследований.

Стратиграфическое совещание в Ленинграде в 1956 г. для юрских отложений интересующих нас районов Сибирской платформы приняло корреляционную схему, которая была основана на материалах докладов В. А. Вахрамеева, А. В. Аксарина, Ю. П. Деева и Н. С. Сахаповой. Позднее (Файнштейн, Одинцова, Смирнова, 1960; Одинцова, Файнштейн, 1961; Одинцова, 1962) эта схема была дополнена выделением более древних слоев, чем укугутская свита, в разрезе юго-западной окраины Вилюйской синеклизы под названием иреляхской свиты. Стратиграфия юрских отложений той части Ангаро-Вилюйского прогиба, которая освещена в настоящей монографии, в значительной мере основывалась на сопоставлении с разрезами Вилюйской синеклизы. Стратиграфия юры последней имеет большое значение для расчленения юрских отложений Саяно-Вилюйского прогиба еще и потому, что в его северо-восточной части присутствуют морские осадки, но комплекс фауны в них беднее, чем в одновозрастных им слоях в центре синеклизы или в Приверхоянском прогибе.

Морские осадки, известные на северо-востоке изученной территории (от р. Чопы до р. Малой Ботуобии), представлены двумя ярусами (плинсбах и тоар) нижней юры. Нижний ярус средней юры (аален) представлен фациями регрессирующего моря, речных и подводных дельт, лагун и заболоченных озер. Постепенно, уже за пределами описываемой территории, в бассейне р. Мархи они замещаются прибрежными осадками моря нормальной солености. Наиболее древние морские отложения представлены слабо охарактеризованными фаунистическими прибрежно-морскими осадками нижнего подъяруса среднего лейаса. В этих слоях известны только единичные находки фораминифер (Смирнова, 1962). Бедны палеонтологическим материалом также и лагунные отложения тоара по р. Чоне на западной окраине бассейна (Масайтис, 1955; Тазихин, 1961), поэтому здесь не может быть четко установлена граница аалена и тоара и фациальная природа ааленских слоев.

В результате последующих стратиграфических исследований В. И. Бодылевского (1962), Г. Я. Крымгольца (Крымгольц и Тазихин, 1957), В. А. Вахрамеева (1958; Вахрамеев и Самылина, 1959), З. В. Кошелкиной (1958, 1959, 1961), А. В. Лейпцига и К. Ф. Клыжко (1961), О. К. Смирновой (1962), М. М. Одинцовой (1962, 1963а, б) была увеличена детальность расчленения юрских отложений как Вилюйской синеклизы, так и Саяно-Вилюйского прогиба. При этом развернулась дискуссия о возрасте наиболее древних юрских слоев в различных разрезах, о положении границ максимальных трансгрессий, о возможности

зонального расчленения юрских осадков среднего и верхнего лейаса, а также о границах распространения морских осадков аалена. На межведомственном стратиграфическом совещании в Якутске в 1961 г. была принята несколько более детальная корреляционная стратиграфическая схема для Ангаро-Вилюйского прогиба и для Вилюйской синеклизы. Мы приводим корреляционную схему только по интересующим нас разрезам (табл. 2) и только для отложений ранней и средней юры, как наиболее распространенных в Саяно-Вилюйском прогибе.

Большим достижением этого совещания оказалась детальная разработка унифицированной биостратиграфической схемы (табл. 3), выполненной под руководством В. А. Вахрамеева и И. И. Тучкова. Помимо выделения местных зональных руководящих форм и комплексов фауны, в схеме были отражены изменения состава микрофауны в течение ранней и средней юры (по материалам А. А. Герке, А. С. Великжаниной, О. К. Смирновой), а также была приведена подробная палеофлористическая характеристика отделов и подотделов (на основе докладов В. А. Вахрамеева, Н. Д. Василевской, Э. И. Кара-Мурзы, А. Ф. Фрадкиной, В. В. Павлова, М. М. Одинцовой). В этой схеме впервые было признано стратиграфическое значение характерных форм в спорово-пыльцевом комплексе для выделения слоев раннего лейаса, плинсбаха, тоара и аалена на Сибирской платформе и подчеркнуто эталонное значение палинологических комплексов морских слоев Ангаро-Вилюйского прогиба. Расчленение разрезов континентальных отложений Саяно-Вилюйского прогиба получило, таким образом, общепринятую биостратиграфическую основу. Состав руководящих фаунистических комплексов затем был уточнен В. Н. Саксом, М. С. Месежниковым, В. И. Бодылевским, А. А. Герке, Н. С. Воронец, И. И. Тучковым и другими и положен в основу унифицированной схемы биостратиграфических подразделений, принятой в 1965 г. Межведомственным стратиграфическим комитетом. Поэтому в табл. 3 помещены только те графы из унифицированной схемы 1961 г., которые содержат палеофлористическую характеристику основных подразделений разреза.

Что касается стратиграфии угленосных бассейнов юга Сибирской платформы, то и в этом отношении решения совещания по выработке унифицированных и корреляционных схем Сибири (Ленинградское совещание 1956 г.) послужили основой для дальнейших исследований. Материалы совещания позволили определить стратиграфическое положение юрских отложений Иркутского бассейна в разрезе мезозоя Сибири на региональном материале. В. А. Вахрамеев отметил, что палинологические данные позволяют две нижние свиты, выделяемые в разрезе юры бассейна, отнести к нижней юре и определить возраст верхней присаянской свиты как среднеюрский. А. В. Аксарин, оценивая стратиграфическое значение листовой флоры юры Канско-Ачинского бассейна, указал на лейасовый возраст флоры нижней половины разреза юры Иркутского бассейна.

Совещание по разработке унифицированных стратиграфических схем Восточно-Саянской серии листов в Иркутске в 1958 г. приняло для Иркутского бассейна следующую стратиграфическую шкалу: заларинская свита — J_1^{zl}, черемховская свита — J^{cz}_{1-2}, присаянская свита — J_2^{ps}, дабатская толща — J^{db}_{1-2}, байкальская толща — J^{bk}_{1+2}. Для Канско-Ачинского бассейна: переяславская свита — J_1^{pz}, камалинская свита — J^{km}_{2}, бородинская свита — J^{dr}_{2}, норингольская толща — J^{nr}_{1} (для юры, развитой в Саянах).

Стратиграфия Иркутского бассейна послужила предметом дискуссии, тогда как расчленение юрских отложений Рыбинской и Канско-Тасеев-

Таблица 2

Схема корреляции разрезов западной окраины Вилюйской синеклизы

Система	Отдел	Ярус	Подъярус	Корреляционная схема юрских отложений		
				Реки Марха, Ыгыатта	Бассейн р. Вилюй между пос. Крестях и устьем р. Мархи, Сунтарская опорная скважина	Бассейн р. Вилюй между р. Чоной и пос. Крестях
Юрская	Средний	Байосский	Верхний	Пески, песчаники, сидериты с конгломератами в основании (р. Марха), *Perna* sp., *Inoceramus* sp., остракоды (15—35 м)	Пески, песчаники с галечниками в основании. Средний споро-пыльцевой комплекс	
			Нижний			
		Аалénский	Верхний	Пески, песчаники, сидериты		
			Нижний	*Camptonectes* sp., *Arctotis* sp., *Lima* sp., *Perna* sp.	Пески, глины, прослои сидеритов и галечников, *Camptotrileles* sp., *Aritoris*, *Pleuronina*	
	Нижний	Тоарский	Верхний	Глины, алевриты, известняки (30—40 м). *Pseudolioceras* sp., *Osperlioceras viluense*. *Dactylioceras gracile*, *D. suntarense*	Глины, алевролиты, известняки (50 м). *Osperlioceras viluense*, *Dactylioceras gracile*, *D. suntarense*	Глины, песчаники, алевролиты с *Mesoleuthis*, *Leda*, *Tancredia* и др. (до 40 м)
			Средний			
			Нижний			
		Домерский		Алевриты, глины, песчаники, *Myophoria* sp. sp., *Meleagrinella tiungensis*, *Lenella tiungensis*, *Arctotis sprasicosta*, *Leda acuminata* и др. (0—19 м). Пески, алевриты с галечником в основании *Harpax* и др. (0—6 м)	Пески, песчаники с *Myophoria lingonensis*. Глины с *Paltorpites argutus*, (2—8м), *Meleagrinella tiungensis* (5—15 м). Пески, песчаники с конгломератамч в основании. *Amaltheus margaritatus*, *Harpax* sp. sp. споры и пыльца (2—15 м)	Нижний — средний лейас: Пески, песчаники, алевролиты с галечниками в основании. *Myophoria* aff. *laevigata*, *Meleagrinella tiungensis* и др. (20 м). Алевролиты, пески с галечником в основании. Остракоды (0—20 м)
		Плинсбахский			Алевриты, пески, глины, прослои угля и конгломераты. Пелециподы, спикулы губок, *Neocalamites* cf. *carrerei*, *Hausmannia crenata*, споры и пыльца	
		Лотарингский				Пески, песчаники с конгломератами в нижней части и алевролитами в верхней. Комплекс пыльцы и спор нижней юры (75—120 м)
		Синемюрский		*Укугутская свита*. Пески, песчаники с конгломератами в нижней части. В средней части глины с *Equisetites* cf. *Beanii*, *Samaropsis plicata* и др. Нижний спорово-пыльцевой комплекс. 0—50 м	0—60 м	
		Геттангский		*Ирелляхская свита*. Кварцевые пески, глины, глинистые брекчии, споры: *Periplecotriletes amplectus*, *Camptotriletes*, *cerebriformis* и др. 0—20 м	0—8 м	*Ирелляхская свита*. Кварцевые пески, каолинитовые глины, линзы гравия, в верхней части угли с *Periplecotriletes amplectus*, *Camptotriletes cerebriformis* и др. (0—40 м)

Таблица 3

Унифицированная стратиграфическая схема, принятая в 1961 г.

Система	Отдел	Ярус	Подъярус	Характерные комплексы листовой флоры	Характерные спорово-пыльцевые комплексы
Юрская	Верхний	Верхний волжский		*Equisetites tschetschumensis* Vassil., *Cladophlebis aldanensis* Vachr., *Cl. serrulata* Som., *Raphaelia diamensis* Sew.	Sphagnaceae—··; Cyatheaceae (*Alsophila*)—·; Dicksoniaceae (*Coniopteris* и *Cibotium*)— о; *Cheiropleuria* и *Heterolateritriletes* (редко); Osmundaceae—=; Lycopodiaceae (*Lycopodium* К.-М., *L. perplicatum* Bolch. и др.— =; Selaginellaceae (*Selaginella granata* Bolch . и др.—··; *Leiotriletes* sp. sp.—+; *Trachytriletes* sp. sp.; Cycadaceae—·; Bennettitales—=; большое разнообразие пыльцы хвойных
		Нижний волжский	Верхний		
			Нижний		
		Кимериджский	Верхний		
			Нижний		
		Оксфордский	Верхний		
			Нижний		
		Келловейский	Верхний		
			Средний Нижний		
	Средний	Батский	Верхний		Sphagnaceae (?) —··; Cyatheaceae (*Alsophila*) —··; Dicksoniaceae (*Coniopteris* и *Cibotium*)—··; *Cheiropleuria* и *Heterolateritriletes*; Osmundaceae (*Osmunda* sp. sp.)— о; Lycopodiaceae (*Lycopodium subrotundum* К.-М., *L. perplicatum* Bolch., *L. triquetrum* К.-М. и др.)—·; Selaginellaceae (*Selaginella gilva* Bolch., *S. rotundiformis* К.-М. и др.) — о; *Leiotriletes* sp. sp.—+; *Trachytriletes* sp. sp. и др. Ginkgoaceae—=; Cycadaceae—··; Bennettitales — ··; Pinaceae юрского облика (*Protopicea*, *Pseudopicea*, *Pseudopinus* и др.)—=; Pinaceae молодого облика (*Picea*, *Pinus*)—+
			Нижний		
		Байосский	Верхний		
			Нижний		
		Ааленский	Верхний		
			Нижний		

Продолжение табл. 3

Система	Отдел	Ярус	Подъярус	Характерные комплексы листовой флоры	Характерные спорово-пыльцевые комплексы	
Юрская	Нижний	Тоарский	Верхний		Dicksoniaceae (*Coniopteris* и *Cibotium*) —+; *Cheiropleuria Heterolateritriletes*—+; Osmundaceae; *Osmunda jurassica* К.-М., *Osmundites plicatus* (К.-М.) Bolch. и др. ; *Onychium amplectiformis* К.-М. —; *Camptotriletes anogrammensis* К.-М.—; *C. cerebriformis* Naum—...; Lycopodiaceae—..; Selaginellaceae —..; *Leiotriletes convexus* Bolch. и др.—+	Dicksoniaceae — =; *Cheiropleuria Heterolateritriletes*— +; Ginkgoaceae — =; Bennettitales—..; Ginkgoaceae —+; редкие крупные зерна пыльцы хвойных. Виды *Camptotriletes anogrammensis* К.-М., *Opychium amplectiformis* К.-М.—..
			Нижний			
		Домерский			Bennettitales —+; Ginkgoaceae —+; Coniferae юрского облика, *Protoconiferus funarius* (Naum.) Bolch., *P. grandis* Bolch., *Protopicea* sp. sp., *Paleopicea* sp. sp.; Pinaceae молодого облика —..; переотложенные верхнемезозойские споры и пыльца — о	Увеличивается количество спор в целом, Dicksoniaceae—+; Bennettitales—..; Ginkgoaceae — +; редкие крупные зерна пыльцы хвойных. Виды *Camptotriletes anogrammensis* К.-М.; *Onychium amplectiformis* К.-М.—..
		Плинсбахский		*Neocalamites* cf. *carrerei* (Zeiller) Hall. *Equisetites beanii* (Bunb.) Sew., *Radicites* sp., *Hausmannia crenata* (Nath.) Moler, *Cladophlebis vaccensis* Ward., *C. whilbiensis* Brongn., *Cl. aktashensis* Tur.-Ket., *Cl. denticulata* (Brong.), Font., *Equisetites sibiricus* Pryn., *E. ferganensis* Pryn., *Cycadocarpidium* sp.	Преобладает пыльца хвойных примитивного строения больших размеров. *Bennettitales* — =; *Cheiropleuria* и *Heterolateritriletes*—=; *Dicksoniaceae*—..; виды *Camptotriletes cerebriformis* Naum; *C. anogrammensis* К.-М., *Onychium amplectiformis* К.-М.—..	
		Лотарингский				
		Синемюрский				
		Геттангский				

Условные обозначения: о — много (до 30%); = — довольно много (от 20 до 30%); + — немного (от 10 до 20%); ·— мало (от 5 до 10%); · — очень мало (меньше 5%).

ской впадин не вызвало значительных разногласий. Наиболее спорным являлось стратиграфическое положение толщ, содержащих материал коры выветривания, и усть-балейского горизонта. А. В. Ильюхиной была указана приуроченность кварцевых песков и песчаников Стекольного карьера у г. Тулуна к толще, залегающей выше конгломератов и гравелитов. Она подчеркнула, что конгломераты залегают в самом низу разреза, а в лежащей стратиграфически выше толще имеются линзы и пласты мономинеральных глин и песков с повышенным содержанием граната и ильменита (Ильюхина, 1960).

Обширные материалы, полученные в процессе геологического картирования и поисково-разведочных работ на уголь, бокситы, высокоглиноземистые глины и титан, а также специальные литологические и биостратиграфические исследования дали основание для дальнейших уточнений стратиграфии. При попытках восстановить палеогеографию юрского периода на юге Сибирской платформы появилась необходимость выяснить последовательность прогибания в различных ее участках, т. е. возник вопрос о возрасте базальных горизонтов юры в различных структурных зонах. В этом отношении была затруднительна корреляция разрезов Рыбинской впадины и Иркутского бассейна. Нижние горизонты юрской толщи Рыбинской и Канско-Тасеевской впадин слагает переяславская свита, возраст которой принимался лейасовым, тогда как в Иркутском бассейне наличие нижнеюрских отложений не было отражено в стратиграфических схемах. Возраст юрских отложений Иркутского бассейна определялся в основном по биостратиграфическому материалу из усть-балейского горизонта, слагающего самую верхнюю часть черемховской свиты.

В конце 50-х и в начале 60-х годов стали появляться новые материалы, свидетельствующие о наличии нижнеюрских отложений в Иркутском бассейне, что доказывало одновременное начало прогибания в обоих угленосных бассейнах юга платформы.

К началу 60-х годов создались особо благоприятные условия для изучения именно нижнеюрских отложений в центральной части платформы. На обширной площади в междуречье Малой и Большой Ботуобий эти отложения были вскрыты скважинами и карьерами. К этому времени был закончен цикл исследований по условиям их образования, палеогеографии и стратиграфии в связи с проблемой древних коллекторов алмазов (Файнштейн, Одинцова, Смирнова, 1960; Одинцова, Смирнова, 1960; Одинцова, 1962; Смирнова, 1962). При геологосъемочных и геологопоисковых работах выделялись значительные поля юрских отложений в бассейнах рек Нижней Тунгуски, Ангары, Илима, на междуречье Ии и Бирюсы. Г. Р. Колосницына (1962), изучая энтомофауну из разреза Иркутского бассейна, пришла к выводу, что «возраст черемховской свиты может быть определен нижне-среднеюрским, но не моложе байоса, поскольку фауна этой свиты эволюционно связана с лейасовыми и даже с триасовыми формами» (стр. 12).

Весь материал по юрским отложениям был обобщен в серии статей, опубликованных в трудах Института земной коры в 1963 г. В них была приведена схема корреляции разрезов, подчеркнуто преобладание нижнеюрских отложений в центральной части платформы и указано на наличие наиболее древних нижнеюрских осадков (рэт — лейас — нижний лейас) только в центральной части платформы, на границе с Вилюйской синеклизой. Южнее и западнее в низах разреза отмечались более молодые, средне- и верхнелейасовые слои — аналоги морских осадков Вилюйской синеклизы. Однако ряд вопросов истории формирования юрской седиментационной области на Сибирской платформе остался освещенным далеко не полно.

В 1962—1963 гг. П. П. Тимофеев в нескольких статьях выдвинул идею развития в мезозое Ангаро-Чулымского угленосного прогиба. Считая, что

в разрезе угленосных отложений Иркутского и Канско-Тасеевского бассейнов ритмично чередуются континентальные и бассейновые (прибрежно-морские) фации, он связывает развитие этих депрессий на платформе с формированием Ангаро-Чулымского прогиба субширотной ориентации.

Не придавая значения остаткам организмов при определении возраста и фациальной принадлежности осадков, П. П. Тимофеев в одну первую подформацию отнес и переяславскую свиту Канско-Ачинского бассейна, и черемховскую свиту Иркутского бассейна. При этом он считает переяславскую свиту нижнеюрской, а черемховскую — среднеюрской. П. П. Тимофеев (1962), правда, делает оговорку, что предложенную им «возрастную индексацию угленосной толщи Иркутского угольного бассейна, по сравнению с угленосной толщей Канско-Ачинского угольного бассейна, следует рассматривать не как установление истинного возраста ее свит, а только как выражение ее относительно более молодого возраста по сравнению с угленосной толщей Канско-Ачинского угольного бассейна» (стр. 102). Вопрос о том, насколько она относительно моложе и «каков вообще более точный возраст угленосных толщ обоих угольных бассейнов, пока остается открытым» (Тимофеев, 1962, стр. 102). П. П. Тимофеев не учел развития юрских, в основном лейасовых осадков в бассейнах рек Тэтэрэ и Непы и общности вещественного состава конгломератов нижнеюрских отложений на огромной территории от Бирюсы до Вилюя, поэтому северо-восточная граница предложенного им Ангаро-Чулымского бассейна разделяет единое поле нижнеюрских отложений в центральной части платформы.

Вопрос о корреляции юрских отложений Сибирской платформы, Западно-Сибирской низменности и Забайкалья был связан с решением некоторых проблем биостратиграфии. Прежде всего, не было ясности в применении общепринятого зонального расчленения юрских отложений. Этот пробел был восполнен работами Г. Я. Крымгольца (1962) и В. Н. Сакса (1962), а по стратиграфии континентальных толщ — В. А. Вахрамеева (1961) и Ю. В. Тесленко (1961а, б, 1962). В результате выяснилась полная сопоставимость юрских разрезов морских отложений различных структурно-тектонических зон и палеозоогеографических провинций на основе детального изучения фаунистических комплексов и выяснения направлений и последовательности миграций. Проведение первых исследований и сопоставление региональных биозон, основанных на сибирских руководящих фаунистических комплексах, с международной биостратиграфической шкалой было в принципе выполнено. Изучение закономерностей формирования синхронных флор Индо-Европейской и Сибирской палеофлористических провинций также позволило с большей уверенностью подойти к корреляции удаленных разрезов континентальной юры Сибирской платформы.

За последние годы появились также работы литологов и палеогеографов, в которых в основу сопоставления разрезов был положен принцип литологического сходства слоев. Типичным примером такого подхода к стратиграфии могут служить указанные выше работы П. П. Тимофеева. Основываясь на идее миграции во времени и пространстве эпох интенсивного угленакопления, пренебрегая данными биостратиграфии, П. П. Тимофеев пытается во всех изученных им угольных бассейнах последовательно проследить с запада на восток «омоложение» угленосных слоев от триасовых в Приуралье до верхнеюрских — меловых — в Забайкалье. Однако формирование конкретных угленосных бассейнов на юге Сибирской платформы не всегда подчинялось этой общей закономерности. В Рыбинской впадине и Канском бассейне наиболее угленосной является бородинская свита, тогда как в Иркутском — черемховская, в то же время угли черемховской свиты древнее бородинских. Не учитывая данных биостратиграфов, П. П. Тимофеев утверждает, что морская трансгрессия из Чу-

лымского бассейна продвигалась на восток до Каранцайского месторождения, т .е. осадки с морской фауной верхней юры на западе и пресноводные угленосные слои нижне-среднеюрского возраста на востоке (черемховская свита) он считает одновозрастными и относит к одной фации.

Литолого-палеогеографическая концепция В. П. Казаринова (1958), согласно которой степень выветрелости материала кластических толщ можно считать стратиграфическим признаком, также нашла сторонников среди исследователей юрских отложений Сибирской платформы (Бессолицын, Файнштейн, 1963; Скрипин, 1961, 1962; Ткалич и др., 1964). По их мнению, можно сделать вывод о единых для всей платформы этапах перемыва коры выветривания и о единых эпохах оживления рельефа в областях размыва и накопления грубообломочных толщ на всей платформе. Представление о том, что распределение в осадках материалов коры выветривания и степень их химической преобразованности всегда и везде подчинены одной и той же закономерности, по нашему мнению, страдает механическим подходом к истории формирования осадочных континентальных толщ. Согласно этой гипотезе, считаются одновременными поднятия во всех тех областях, где располагались источники кластического материала, а скорость их размыва всегда принимается постоянной. Отсюда делается вывод, что эрозионные процессы на всех субстратах и во всех тектонических зонах одновременно и последовательно вскрывают один и тот же горизонт коры выветривания. Вряд ли такое развитие сложного природного процесса имеет место в действительности.

В 1963 г. Межведомственным стратиграфическим комитетом была принята следующая схема сопоставления биостратиграфических подразделений юрских отложений для основных районов их развития в СССР. Для юрских отложений Сибирской платформы (табл. 4) этой схемой отражено соответствие только верхней части укугутской свиты нижнему плинсбаху, представленному в Приверхоянье слоями с *Cardinia* sp. и *Tancredia* sp. Морские осадки нижнелейасового возраста в этой схеме не получили отражения. Континентальные осадки большей части разреза укугутской и иреляхской свит в Вилюйской синеклизе, а также слои с *Pityophyllum latifolium* в Приверхоянском прогибе были отнесены к нижнему лейасу. Переяславская свита в Канском угольном бассейне согласно этой схеме соответствует среднему и верхнему лейасу, а камалинская и бородинская свиты — средней юре. В схеме отражено наличие верхнеюрских отложений в Канском угленосном бассейне (слои с *Darwinula*, *Limnoceras*, пыльцой *Brachyphyllum* sp.) Такая трактовка разреза Канского угленосного бассейна и Вилюйской синеклизы вполне соответствует нашим представлениям.

Многочисленные дискуссии 1964—1965 гг. по проблеме корреляции частых разрезов юрских отложений и по разработке единой стратиграфической схемы для юры Сибирской платформы и смежных с ней районов Сибири дали много нового и интересного материала, но некоторые вопросы остались нерешенными и в настоящее время. Особенно сложным оказывается сопоставление разрезов континентальных осадков юга платформы и выделение характерных флористических комплексов. Однако благодаря новым материалам Ю. В. Тесленко по разрезам большинства угольных бассейнов юга средней Сибири (Улуг-Хемского, Назаровского и Иркутского), а также исследованиям Д. И. Ермолаева в настоящее время можно выделить характерные флористические комплексы для средне-верхнелейасовых слоев и для отложений доггера этой территории (табл. 5). Коррелятивные группы, выделенные для нижнелейасовых, средне- и верхнелейасовых слоев, основываются на сопоставлении конкретных палинологических комплексов из морских слоев плинсбахского, тоарского ярусов и иреляхской, укугутской, переяславской камалинской, бородинской свит Саяно-Вилюйского прогиба, макаровской свиты Западно-

Таблица 4

Схема сопоставления биостратиграфических подразделений юрских отложений Сибирской платформы

Система	Отдел	Ярус	Подъярус	Вилюйская синеклиза	Приверхоянский прогиб (приплатформенный борт)	Присаянский прогиб. Канский угленосный бассейн
				Слои, свиты	Слои, свиты	Слои
Юрская	Верхний	Верхний волжский		Континентальные отложения. Слои с *Limnocyrena, Arguniella, Cladophlebis aldanensis* Vachr.	Слои с *Craspedites* sp.	
		Нижний волжский	Верхний		Слои *Dorsoplanites* sp. sp. и *Subplanites* spp.	
			Нижний			
		Кимеридж	Верхний	Джаскойская свита. Слои с *Arguniella, Unio Raphaelia diamensis* Sew.	Джаскойская свита. Слои с *Arguniella, Unio Raphaelia damensis* Sew.	Слои с *Limnocyrena, Darwinula*, пыльцой *Bachyphyllum* и др.
			Нижний			
		Оксфорд	Верхний			
			Нижний			
		Келловей	Верхний			
			Средний			
			Нижний			
	Средний	Бат	Верхний	(Якутская свита) Пресноводные отложения с *Ferganoconcha*, Sibiriconcha, в средней части с *Arctotis lenaensis* Lah.	Слои с *Haplophragmoides ziganicus* Lev. Слои с *Cranocephalites* sp. Слои с *Arctotis* spp., *Inoceramus* spp.	Угленосные отложения. Бородинская свита
			Нижний			
		Байос	Верхний			
			Нижний			
		Аален		Слои с *Pseudolioceras macelintochi*.	Слои с *Inoceramus* ex. gr. *retrorsus* Eichw.	Камалинская свита
	Нижний	Тоар	Верхний	Слои с *Pseudolioceras* spp.	Слои с *Leioceras* sp.	Переславская свита
			Средний	Слои с *Dactylioceras* spp.	Слои с *Dactylioceras* spp.	
			Нижний			
		Домер		Слои с *Harpax* spp. Слои с *Amaltheus margaritatus* Montf.	Слои с *Amaltheus margaritatus* Montf. и *Harpax* spp.	
		Плинсбах		Укугутская свита	Слои с *Cardinia* sp. и *Tancredia* sp.	
		Дотарингский			Слои с *Pityophyllum latifolium*	
		Синемюрский				
		Геттангский		Ирелякская свита		

Таблица 5

Характерные фаунистические, флористические и спорово-пыльцевые комплексы юрских отложений угленосных бассейнов юга средней Сибири

Система	Отдел	Подотдел	Пелециподы и насекомые	Флора	Спорово-пыльцевые комплексы
Юрская	Верхний				*Selaginella perfecta* (Naum.) Sach., *Selaginella velata* (Weyl. et Krieg.) Krasn., *Lycopodium tener* (Naum.) Sach., *Equisetites*, *Coniopteris* — много, *Osmunda jurassica* K.-M.— довольно много, *Lygodium subsimplex* (Naum.) Bolch.— ед., *Lygodium ambiguum* Bolch.— ед., *Salvinia perpulchra* Bolch., *Brochotriletes vulgaris* Naum, *Hymenozonotriletes bicycla* (Mal.), *Sporites mariformis* Thierg., *Aletes gyratus* Kustova, *Aletes reticulatus* Kustova, *Ginkgo*, *Picea*, *Pinus*, *Cedrus*, *Podocarpus*, *Brachyphyllum* — много, *Pagiophyllum* — много, *Quadraeculina limbata* Mal.— много
	Средний		Пелециподы: *Ferganoconcha anodontoides* Chern., *F. sibirica* Chern., *Isfariopsis tuvensis* Mart., *Obrutchevia ovalis* Mart.	*Equisetites asiaticus* Pryn., *Hausmannia crenata* (Nath.) Moell., *Coniopteris hymenophylloides* (Brongn.) Sew., *C. maakiana* (Heer) Pryn., *C. burejensis* (Zal.) Sew., *C. snigirevskiae* Tesl., *Cladophlebis haiburnensis* (L. et H.) Sew., *Cl. whitbiensis* Brongn., *Cl. denticulata* (Brongn.) Font., *Cl. nebbensis* Brongn., *Raphaelia diamensis* Sew., *R. acutiloba* Pryn., *R. tapkensis* (Heer) Pryn., *Anomozamites lindleyanus* Schimp., *Ginkgo sibirica* Heer., *G. huttonii* Heer, *G. lepida* Heer, *G. digitata* (Brongn.) Heer, *Sphenobaiera longifolia* (Pom.) Florin, *Phoenicopsis angustifolia* Heer, *Czekanowskia rigida* Heer, *Cz. setacea* Heer, *Cz. latifolia* Tur.-Ket., *Podozamites angustifolium* (Eich.) Heer, *P. lanceolatus* (L. et H.) Schimp., *Ferganiella urjanchaica* Neub., *Elatides curvifolia* (Dunk.) Nath.	*Selaginella perfecta* (Naum.) Sach., *Lycopodium infortivallis* Sach., *Lycopodium tener* (Naum.) Sach., *Lycopodium marginatum* K.-M., *Equisetites*, *Dicksonia densa* Bolch., *Coniopteris* — много, *Thyrsopteris pyramidalis* K.-M., *Cheiropleuria congregata* Bolch., *Cheiropleuria compacta* Bolch., *Osmunda cinnamomeiformis* Sach.- довольно много, *Osmunda tuberculata* Klimko, *Osmunda exilis* Sach., *Salvinia perpulchra* Bolch., *Leiotriletes bujargiensis* Bolch., *Hymenozonotriletes bicycla* (Mal.), *Tripartina variabilis* Mal., *Aletes multiverrucosus* Sach., *Aletes glaber* (Mal.) Sach. *Bennettites* — мало, *Cycadales*, *Ginkgo typica* (Mal.) Bolch., *Ginkgo parva* (Naum.) Bolch., *Araucaria pexa* Sach., *Pinus divulgata* Bolch., *Pinus pernobilis* Bolch., *Podocarpus multesima* Bolch., *Podocarpus rhomboides* Sach., *Pseudopicea variabilis* (Mal.) Bolch., *Quadraeculina limbata* Mal.— много

Юрская	Нижний	Верхний	Пелециподы: *Unio balbinensis* Rag., *U. giganteus* (Rag.), *U. Sartahoviensis* Rag., *Tutuella chachlovi* Rag., *T. crassa* Rag., *Ferganoconcha sibirica* Chern., *Sibiriconcha balbinskiensis* (Rag., *S. elegans* (Rag.) и др. Насекомые: *Mesoleuctra antigua* Br. etc., *M. sibirica* Br. etc., *M. gracilis* Br. etc., *Platytera platipoda* Br. etc., *Samarura gigantea* Br. etc., *Pseudococcus zemcuznicovi* Mart., *Mesopanorpa hartungi* Br. etc., *M. angarensis* Mart.	*Neocalamites piniloides* (Chachl.) Chachl., *Phyllotheca sibirica* Heer, *Equisetites sokolowskii* Fich., *Eq. elegans* Vladim., *Annulariopsis inopinata* Zeiller, *Neoboretrophyllites lineariformis* Tesl., *Clathropteris obovata* Oishi, *Cl. meniscioides* Brongn., *Cl. elegans* Oishi, *Phlebopteris polypodioides* Brongn., *Marattiopsis munsteri* Schenk., *Coniopteris hymenophylloides* (Brongn.) Sew., *C. clavipes* (Heer) Pryn., *C. kirgisica* Brick., *Gonatosorus tomiensis* Leb., *Cladophlebis haiburnensis* (L. et H.) Sew., *Cl. whitbiensis* Brongn., *Cl. raccensis* Ward., Cl. *sulucfensis* Brick, *Cl. nebbensis* Brongn., *Raphaelia diamensis* Sew., *R. acutiloba* Pryn., *Anomozamites lindleyanus* Schimp., *Nilssonia rectangulalobata* Tesl., *Taeniopteris* sp., *Pterophyllum* sp., *Ginkgo sibirica* Heer, *G. lepida* Heer, *G. huttonii* Sternb., *Ginkgo lium nathorstii* Jok., *Sphenobaiera longifolia* (Pom.) Florin, *Baiera concinna* (Heer), Kawas., *Czekanowskia rigida* Heer., *Cz. setacea* Heer, *Phoenicopsis angustifolia* Heer, *Ph. speciosa* Heer, *Pseudotorella ensiformis* (Heer), Nath., *Podozamites angustifolium* (Eichw.) Heer,. *P. lanceolatus* (L. et H.) Schimp., *Ferganiella urjanchaica* Neub., *Caracaniella tomiensis* Leb., *Elatocladus tomiensis* Leb., *Taxocladus hetovae* Tesl., *Cycadocarpidium* sp.	*Selaginella sanguinolentiformis* Sach., *Selaginella longispina* Portn., *Lycopodium crassus* Sach., *Lycopodium tener* (Naum.) Sach., *Lycopodium marginatum* K.-M., *Equisetites inortatus* Sach., *Equisetites ectipus* Sach., *Conioteris* — мало. *Cheiropleuria congregata* Bolch. —довольно много, *Cheiropleuria compacta* Bolch..— довольно много, *Osmunda jurassica* K.-M. — довольно много, *Osmunda cinnamomeiformis* Sach.— довольно много, *Salvinia perpulchra* Bolch., *Salvinia sangarensis* Bolch., *Leiotriletes* — мало, *Acantotriletes triangularis* Sach., *Acantotriletes pyramidalis* Portn., *Camptotriletes cerebriformis* Naum., *Chomotriletes anogrammensis* K.-M., *Tripartina variabilis* — ед., *Aletes multiverrucosus* Sach., *Bennettites percarinatus* Bolch.— довольно много, *Bennettites orbicularis* Sach., *Ginkgo parva* (Naum.), Bolch., *Ginkgo typica* (Mal.) Bolch., *Ginkgo praeacuta* Bolch., *Araucaria pexa* Sach., *Coniferales* — очень много, *Podocarpus permagna* Bolch., *Podocarpus nexilis* Bolch., *Podocarpus unica* Bolch., *Podocarpus multesima* Bolch., *Paleoconiferus asaccatus* Bolch., *Protoconiferus funarius* (Naum.) Bolch., *Protopicea cerina* Bolch., *Protopicea pergrandis* (Bolch.) Sach., *Dipterella oblatinoides* Mal., *Quadraeculina anellaeformis* Mal.— мало
		Средний			
		Нижний			*Selaginella sanguinolentiformis* Sach., *Lycopodium tener* (Naum.) Sach., *Lycopodium subrotundum* K.-M., *Cheiropleuria congregata* Bolch.— много, *Cheiropleuria compacta* Bolch.— много, *Dipteridaceae* (?) — много, *Osmunda jurassica* K.- M. — довольно много, *Osmunda cinnamomeiformis* Sach.— довольно много, *Osmunda gyratus* Sach.— много, *Lophotriletes triassicus* K.- M., *Camptotriletes triassicus* K.- M., *Camptotriletes cerebriformis* Naum., *Camptotriletes tenellus* Naum., *Periplecotriletes amplectus* K.- M., *Aletes circumvallus* Sach., *Bennettites percarinatus* Bolch.— много, *Bennettites medius* Bolch.— много, *Ginkgo typica* (Mal.) Bolch., *Ginkgo parva* (Naum.) Bolch., *Araucaria pexa* Sach., *Podocarpus permagna* Bolch. *Podozamites*, *Paleoconiferus* asaccatus Bolch., *Protopicea pergrandis* (Bolch.) Sach., *Dipterella oblatinoides* Mal.— много

Сибирской низменности, а также распадской, абашевской и осиновской свит Кузбасса (данные В. И. Ильиной, Н. С. Сахановой, Л. Н. Гутовой, М. М. Одинцовой, И. П. Табачниковой). Характерные особенности среднеюрских комплексов также обоснованы сравнением комплексов спор и пыльцы из различных угленосных бассейнов юга Средней Сибири, Саяно-Вилюйского прогиба и юга Вилюйской синеклизы.

Таким образом, удается выяснить конкретные руководящие группы спор и пыльцы, а расчленение разреза юрских отложений получает согласованную между большинством исследователей биостратиграфическую основу. Коррелятивная схема сопоставления интересующих нас разрезов, принятая в настоящее время большинством исследователей, выработана Ю. В. Тесленко с участием В. Н. Звонарева, В. И. Лебедева, Н. С. Сахановой, М. Н. Виниченко, Л. Н. Гутовой, М. М. Одинцовой, А. В. Аксарина. Но и в этой схеме многие вопросы остаются дискуссионными. Так, оказалось затруднительным принять однозначное решение о границе нижней и средней юры в угленосных толщах. В разрезе юры Кузбасса выделяются две свиты, соответствующие нижнему и среднему лейасу. Вышележащая осиновская свита неоднородна по палинологической характеристике. Было решено, что граница между отделами проходит внутри разреза свиты.

При установлении этого же стратиграфического уровня возникли трудности и при расчленении юрских отложений Иркутского бассейна. Усть-балейский горизонт представляет собой осадки следующего цикла накопления по сравнению с угленосной толщей черемховской свиты. С другой стороны, по палинологическим данным этот горизонт ближе к черемховской свите, чем к присаянской. По нашему мнению, в основе разногласий о положении усть-балейского горизонта лежит недостаточная изученность флоры начала среднеюрской эпохи, т. е. аалена. Обычно в разрезах Западной Сибири и Вилюйской синеклизы, где среднеюрская флора изучалась более подробно, нижние горизонты средней юры плохо охарактеризованы флорой, и выводы о ее составе делаются в основном по толщам, соответствующим байосу и бату. Палинологические исследования ааленских слоев, проведенные авторами, показали, что существенных изменений растительности и флоры на Сибирской платформе на границе тоара и аалена не произошло, а бат-байосская толща уже значительно отличается, по палинологическим данным, от тоар-ааленских слоев.

Возражения вызывает и выделение трошковской свиты в Иркутском бассейне в качестве наиболее древней, как это было предложено М. Н. Виниченко и Г. Х. Файнштейном в 1964 г. Основанием для такого выделения послужил глинистый, существенно каолинитовый или кварцевый состав осадков. По условиям залегания и биостратиграфическим материалам устанавливается одновозрастность трошковских слоев и конгломератов, залегающих в основании юры в других структурно-фациальных зонах бассейна. В Рыбинской впадине и Канско-Тасеевской депрессии материалы коры выветривания, будучи широко распространенными в нижней части разреза, не слагают самостоятельную свиту, а связаны с фациальными особенностями базальных слоев (А. В. Аксарин, Л. Н. Гутова, М. М. Одинцова, Н. С. Саханова). Нами была предложена иная схема корреляции разрезов Иркутского бассейна (табл. 6) и корреляция разрезов центральной части платформы (табл. 7).

Таким образом, несмотря на тщательность изучения юрских отложений Сибирской платформы, стратиграфия и палеогеография времени их накопления требуют еще серьезных исследований.

В настоящей работе нами делается попытка уточнить возраст юрских отложений в различных структурно-фациальных частях Сибирской платформы, выяснить палеогеографические условия эпохи осадконакопления

Таблица 6

Схема корреляции разрезов юрских отложений Иркутского бассейна

Система	Отдел	Подотдел	Свита	Подсвита	Мощность, м	Платформенная зона	Зона предгорного прогиба		Межгорная зона	
Юрская	Средний		Кудинская	Верхняя		Песчаники, кремнистые породы	Песчаники, кремнистые породы, конгломераты	0—80 м	Конгломераты, песчаники	
				Нижняя		Конгломераты				
			Присаянская	Верхняя	0—50	Частое переслаивание алевролитов, тонких пластов угля, песчаников (суховская пачка)			Байкальская свита	Конгломераты среднегалечные, песчаники (лабатская)
				Нижняя	0—80	Песчаники средне- и крупнозернистые, гравелиты, конгломераты (иданская пачка)				
	Нижний	Верхний	Черемховская	Верхняя	0—100	Редкие пласты угля, алевролиты, аргиллиты с мощной (до 70 м) толщей песчаников в основании (усть-балейская пачка)				
				Нижняя	50—100	Пласты угля промышленной мощности, алевролиты, аргиллиты, песчаники, песчано-галечные отложения				
		Средний	Заларинская			Кварцевые песчаники, каолиновые глины (даурские, тулунские, трошковские слои)	Конгломераты, гравелиты, песчаники 0—150 м			Конгломераты с прослоями песчаников (большеречинская)

и проследить изменения состава растительности в связи с изменениями конкретной палеогеографической обстановки в отдельных районах платформы.

Особенно трудными вопросами корреляции разрезов, имеющими большое значение для решения намеченных палеогеографических проблем, мы считаем следующие:

1. Возраст наиболее древних слоев в юрском разрезе Мало-Ботуобинского района (преляхская свита).

2. Сопоставление базальных слоев юрских отложений Ангаро-Вилюйского прогиба, Иркутского бассейна и Рыбинской впадины.

3. Выяснение стратиграфических аналогов прибрежно-морских слоев центральной части платформы в разрезах континентальной толщи юга платформы.

4. Возраст наиболее молодых членов юрского разреза в южной, юго-западной и центральной частях платформы.

5. Время размыва юрских отложений в центральной части платформы.

6. Сопоставление разрезов юры Саяно-Вилюйского прогиба, Вилюйской синеклизы и юго-восточной окраины Западно-Сибирской низменности.

При сопоставлении разрезов мезозойских отложений Саяно-Вилюйского прогиба и Вилюйской синеклизы выявляется последовательное выпадение с северо-востока на юго-запад нижних свит из разреза на платформе.

На севере Приверхоянского прогиба мезозойские отложения представлены почти непрерывным разрезом морских триасовых осадков. В разрезе юрских отложений присутствуют также почти все ярусы, за исключением геттанга и синемюра, частично кимериджа и нижневолжского яруса. Меловые отложения представляют собой переслаивание морских и континентальных слоев.

Перерывы в осадконакоплении, по-видимому, наблюдались в конце триаса — в начале юры, затем на границе позднего плинсбаха и тоара (локальные перерывы, по наблюдениям В. Н. Мазилова, Р. А. Биджиева и Ю. М. Минаевой), в начале нижневолжского века (наблюдения О. К. Смирновой, 1962) и датском веке.

В центральной части Вилюйской синеклизы и на юге Приверхоянского прогиба триасовые осадки сложены индским и оленекским ярусами нижнего триаса и средне-верхнетриасовой континентальной бегиджанской свитой. Возраст свиты устанавливается по ее залеганию на нижнетриасовых слоях и по находкам в верхней части свиты остатков верхнетриасовых растений — *Neocalamites* aff. *hoerensis* (Schimp.) Halle, *Bernoullia* (?) *aktjubensis* Brick. и характерных спорово-пыльцевых комплексов. Нижнелейасовые слои, представленные в центральной части Вилюйской синеклизы и в южной части Приверхоянского прогиба кварцевыми песчаниками, а на севере прогиба — пачкой аргиллитов и алевролитов, фаунистически охарактеризованы недостаточно. По спорово-пыльцевым комплексам песчаниковая пачка (Фрадкина, 1961) в районе устья Вилюя близка укугутской свите, а морские отложения заполярной части Приверхоянского прогиба (слои с *Cardinia*) — осадкам нижнего плинсбаха Вилюйского разреза. В области кемпендяйских дислокаций нижнетриасовые толщи уже выпадают из разреза, но появляется мощная песчано-глинистая табасындинская свита. Возраст ее принимался как верхнетриасовый — нижнеюрский.

Западнее Сунтарского поднятия бегиджанская и табасындинская свиты уже не прослеживаются. Разрез мезозойских осадков начинается с иреляхской свиты (рэт-лейас) и с залегающей на ней с размывом укугутской свиты. Морскими осадками представлены средний лейас (нижний и верхний плинсбах) и верхний лейас — тоар. К аалену здесь следует относить накопления перемытой коры, осадки дельт, прибрежные фации регрессирующего моря и угленосные континентальные отложения.

Таков разрез юрских отложений на территории от Сунтарской излучины Вилюя на востоке до Чопы — на западе. На этом отрезке наблюдается размыв большей части ааленских отложений и замещение среднелейасовых прибрежно-морских отложений континентальными.

Далее на запад, в бассейне р. Нижней Тунгуски, все прибрежно-морские фации сменяются континентальными, а расчленение разреза на ирелякскую и укугутскую свиты прослеживается с трудом, так как первая имеет крайне незначительную мощность. Далее на юго-запад мощность юрских отложений уменьшается, и в бассейнах рек Тэтэрэ и Тубы они представлены только нижне-среднелейасовыми песками, а еще юго-западнее, на левобережье Ангары мы находим только аналоги средне- и верхнелейасовых слоев. Однако на западной и южной границах Мурской депрессии вновь появляются слои, более древние, чем среднелейасовые (карабулинская свита). В Канском бассейне нижняя свита — переяславская, по-видимому, имеет средне-верхнелейасовый возраст, так же как и в Рыбинской впадине. Только в изолированной мульде Саяно-Партизанского месторождения угля в нижней части партизанской свиты

Таблица 7

Схема корреляции разрезов юрских отложений центральной части Сибирской платформы

Система	Отдел	Подотдел	АНГАРО — ВИЛЮЙСКИЙ ПРОГИБ		
			Мурская впадина	Бассейн р. Нижней Тунгуски	Северо-западная окраина Ангаро-Вилюйского прогиба
Юрская	Средний		Мурская свита. Песчаники, алевролиты с пластами углей, реже — линзами конгломератов. Спорово-пыльцевой комплекс верхней части разреза: *Selaginella perfecta* (Naum.) Sach., *Lycopodium tener* (Naum.) Sach., *Coniopteris* — o; *Osmunda jurassica* K.-M., *Lygodium gibberulum* Bolch., *Gleichenia laeta* Bolch.— o; *Salvinia perpulchra* Bolch., *Ginkgo parva* (Naum.) Bolch., *Quadraeculina limbata* Mal.		
			В нижней части свиты: *Selaginella perfecta* (Naum.) Sach., *Lycopodium subrotundum* K.-M., *L. perplicatum* K.-M., *L. tener* (Naum.) Sach., *Coniopteris* — o; *Thyrsopteris pyramidalis* K.-M.-o; *Osmunda jurassica* K.-M., *Salvinia perpulchra* Bolch., *Tripartina variabilis* Mal., *Ginkgo parva* (Naum.) Bolch., *Ginkgo typica* (Mal.) Bolch., *Podocarpus multicina* Bolch., *Pseudopicea rotundiformis* Bolch., *Piceites minuta* Sach. —o	Чайкинская свита. Еремаканская пачка: алевролиты, глины, песчаники. В спорово-пыльцевом комплексе преобладают: *Lycopodium subrotundum* K.-M., *Lycopndium marginalum* K.-M., *Lycopodium tener* (Naum.) Sach., *Coniopteris* — o; *Thyrsopteris pyramidalis* K.-M. — o; *Cheiropleuria compacta* Bolch. — =; *Osmunda jurassica* K.-M. — =; *Osmunda gyratus* Sach. — =; *Salvinia perpulchra* Bolch., *Hymenozonotriletes bicycla* (Mal.), *Tripartina variabilis* Mal. — =; *Ginkgo typica* (Mal.) Bolch. — o; *Ginkgo parva* (Naum.) Bolch. — o; *Podocarpus nexilis* Bolch., *Podocarpus rhomboides* Sach., *Podozamites*	Чонская свита. Пески, алевритистые пески с линзами глин. В спорово-пыльцевом комплексе: *Coniopteris* —o; *Thyrsopteris pyramidalis* K.— M., *Cheiropleuria congregata* Bolch. — o; *Cheiropleuria compacta* Bolch. — o; Dipteridaceae? — =; *Osmunda jurassica* K.-M., — =; *Osmunda cinnamomeiformis* Sach. — =; *Hymenozonotriletes bicycla* (Mal.), *Ginkgo parva* (Naum.) Bolch.—o; *Ginkgo typica* (Mal.) Bolch. —o; *Podocarpus multicina* Bolch.—o
		Верхний		Ереминская пачка: пески с линзами конгломератов, конгломераты, гравелиты, глины. В спорово-пыльцевом комплексе: *Lycopodium subrotundum* K.-M., *Thyrsopteris pyramidalis* K.-M., *Cheiropleuria congregata* Bolch.-o; *Cheiropleuria compacta* Bolch.—o; Dipteridaceae?—o; *Osmunda jurassica* K.-M., *Salvinia perpulchra* Bolch., *Camptotriletes cerebriformis* Naum., *Camptotriletes tenellus* Naum—=.; *Chomotriletes anogrammensis* K.-M., *Hymenozonotriletes bicycla* (Mal.) *Bennettites dilucidus* Bolch.—o; *Ginkgo typica* (Mal.) Bolch.,*Ginkgo parva* (Naum.) Bolch., *Araucaria pexa* Sach., *Podocarpus permagna* Bolch., *Podocarpus nexilis* Bolch., *Podocarpus multicina* Bolch.—=; *Podozamites*, *Protopicea pertrandis* (Bolch.) Sach., *Dipterella oblatinoides* Mal. Coniferales —o	Иркутская свита. Глины, алевролиты, пески. На востоке фауна — *Actiliaceras gracile* Simp., белемниты, пелециподы. На западе — *Tancredia stubendorfi* Schmidt., *Leda acuminata* (Goldf.). В спорово-пыльцевом комплексе: *Lycopodium subrotundum* K.-M., *Lycopodium tener* (Naum.) Sach., *Coniopteris* — =; *Thyrsopteris pyramidalis* K.- M., *Cheiropleuria congregata* Bolch.— o; *Cheiropleuria compacta* Bolch.— o; Dipteridaceae? —o; *Osmunda jurassica* K.-M.; *Osmunda cinnamomeiformis* Sach., *Salvinia perpulchra* Bolch., *Hymenozonotriletes bicycla* (Mal.), *Tripartina variabilis* Mal., — =; *Ginkgo parva* (Naum.) Bolch. —o; *Ginkgo typica* (Mal.) Bolch. —o; *Podocarpus rhomboides* Sach., *Podocarpus multicina* Bolch., *Podocarpus nexilis* Bolch., Pinaceae — =
	Нижний	Средний	Карабулинская свита. По периферии депрессии — конгломераты, гравелиты, местами с линзами и прослойками глин. Заметно обогащение переотложенными материалами коры выветривания. В центре — пески, глины. В спорово-пыльцевом комплексе: *Selaginella sanguinolentiformis* Sach., *Cheiropleuria compacta* Bolch.— o; *Cheiropleuria congregata* Bolch.—o; *Dipteridaceae* —o; *Camptotriletes cerebriformis* Naum., *Camptotriletes tenellus* Naum., *Periplecotriletes amplectus* K.-M., *Chomotriletes anogrammensis* K.-M., *Bennettites percarinatus* Bolch.—o; *Bennettites medius* Bolch.—o; *Podocarpus permagna* Bolch., *Protopicea pergrandis* (Bolch.) Sach., *Dipterella oblatinoides* Mal.—=.	Оронская пачка: плохо отсортированные конгломераты пески, глины, угли. В спорово-пыльцевом комплексе: *Selaginella sanguinolentiformis* Sach., *Cheiropleuria compacta* Bolch. — o; *Camptotriletes cerebriformis* Naum., *Camptotriletes tenellus* Naum., *Periplecotriletes amplectus* K.-M., *Bennettites dilucidus* Bolch.— o; *Bennettites percarinatus* Bolch.—o; *Bennettites medius* Bobch.,—o; *Coniferales*—o; *Podocarpus permagna* Bolch., *Protopicea pergrandis* (Bolch.) Sach., *Dipterella oblatinoides* Mal.— =	Укугутская свита. Песчаники с галькой, пески с линзами гравелитов, в нижней части разреза конгломераты, в верхней — линзы алевролитов. Пески, алевролиты с фауной: *Harpax* spp., *Lenella*, *Meleagrinella tiungensis* Petr. В спорово-пыльцевом комплексе: *Lycopodium subrotundum* K.-M., *Coniopteris* — o; *Cheiropleuria compacta* Bolch. — o; *Cheiropleuria congregata* Bolch. —o; Dipteridaceae (?) — o; *Osmunda jurassica* K.-M., *Osmunda cinnamomeiformis* Sach., *Salvinia perpulchra* Bolch., *Tripartina variabilis* Mal., *Bennettites dilucidus* Bolch.—o; *Ginkgo typica* (Mal.) Bolch. — o; *Ginkgo parva* (Naum.) Bolch., Pinaceae — =; *Podocarpus multicina* Bolch.— =
					В спорово-пыльцевом комплексе: *Selaginella sanguinolentiformis* Sach., *Lycopodium subrotundum* K.-M., *Lycopodium tener* (Naum.) Sach., *Coniopteris*—''; *Cheiropleuria congregata* Bolch.—o; *Cheiropleuria compacta* Bolch. —o; *Osmunda jurassica* K.-M., *Osmunda gyratus* Sach., *Camptotriletes cerebriformis* Naum., *Camptotriletes tenellus* Naum., *Periplecotriletes amplectus* K.-M., *Chomotriletes anogrammensis* K.-M., *Bennettites percarinatus* Bolch. —o; *Bennettites medius* Bolch.—o; *Bennettites dilucidus Bolch.*, *Ginkgo typica* (Mal.) Bolch.— =; *Ginkgo parva* (Naum.) Bolch.— =; *Pinaceae* —o; *Podocarpus rhomboides* Sach., *Podocarpus multicina* Bolch., *Pseudopicea magnifica* Bolch., *Protopicea pergrandis* (Bolch.) Sach., *Podocarpus permagna* Bolch., *Dipterella oblatinoides* Mal. — =	Алевролиты, пески с фораминиферами
Триасовая	Верхний				Ирегяхская свита. Неотсортированные конгломераты, пески, алевролиты, глины. В спорово-пыльцевом комплексе: *Selaginella sanguinolentiformis* Sach., *Cheiropleuria congregata* Bolch. —o; *Cheiropleuria compacta* Bolch. —o; Dipteridaceae? —o; *Lopholriletes triassicus* K.-M., *Camptotriletes triassicus* K.-M., *Camptotriletes cerebriformis* Naum *Camptotriletes tenellus* Naum., *Periplecotriletes amplectus*, K.-M., *Bennettites medius* Bolch. —o; *Bennettites percarinatus* Bolch. —o; *Ginkto typica* (Mal.) Bolch. — =; *Ginkgo parva* (Naum.) Bolch.— =;*Podocarpus permagna* Bolch. *Paleoconiferus asaccatus* Bolch., *Protoconiferus funarius* (Naum.) Bolch.— =; *Protopicea pergrandis* (Bolch.) Sach. *Dipterella oblatinoides* Mal.— =	

Условные обозначения см. в табл. 3

можно выделить слои, по палинологическому комплексу близкие к нижнелейасовым (Саханова, 1957).

Как уже отмечалось ранее (Одинцова, 1963б), для корреляции разрезов важен выбор опорного разреза. Наиболее благоприятным в этом отношении является разрез той части Саяно-Вилюйского прогиба, которая непосредственно примыкает к Вилюйской синеклизе и содержит морские слои. В бассейне р. Малой Ботуобии юрские отложения вскрыты довольно густой сетью скважин, а присутствие в этом районе морских лейасовых осадков делает разрезы центральной части платформы наиболее ценными для корреляционных целей.

Наиболее достоверно расчленение нижнеюрских отложений именно здесь, у границ с Вилюйской синеклизой, где наличие морских отложений позволяет выделять плинсбахский и тоарский ярусы. Нижний лейас, представленный аллювиальными фациями, имеет двучленное деление и включает наиболее древние слои, которые можно считать переходными к рэту. Возраст аллювиальных слоев, помимо положения в разрезе и соотношения с перекрывающими его морскими осадками, определяется детально изученными спорово-пыльцевыми комплексами и отпечатками листьев хвощей, папоротников и голосемянных (Тазихин, 1961; Одинцова, Смирнова, 1960; Одинцова, 1963а). Среднеюрские отложения в Вилюйской синеклизе представлены прибрежно-морскими и континентальными угленосными осадками и расчленены на ярусы.

Сопоставление разрезов проводится на основании комплекса литологических методов, а из биостратиграфических методов наиболее широко используется палинологический. Изучение макроскопических остатков растений применяется в основном только на юге прогиба.

Палинологические данные позволяют пока лишь наметить присутствие более дробных стратиграфических подразделений, чем отдел, далеко не на всей территории. Что же касается расчленения разреза юрских отложений на всей территории прогиба на ярусы, то степень изученности юрских отложений позволяет сделать это только условно.

Следует отметить, что корреляция по литологическим особенностям отложений и одновременно по палинологическим комплексам потребовала выяснения зависимости состава спор и пыльцы от палеогеографических условий, существовавших в течение отдельных веков юрского периода в центре, на северной и южной окраинах платформы. Сочетание палинологических и литолого-фациальных исследований позволило более уверенно провести сопоставление разрезов и сделать соответствующие палеогеографические выводы.

Данные литологических исследований и фациального анализа осадков вполне подтверждают принятую стратиграфическую схему, а палеогеографические построения объясняют различия разрезов юрских отложений удаленных частей платформы.

Специально следует рассмотреть юрские отложения Бирюсино-Удинского междуречья. Эти осадки еще не были описаны в опубликованных работах. М. М. Одинцов (1953) кратко отмечает, что присутствие юрских отложений в этом районе свидетельствует о соединении Канского и Иркутского бассейнов в юрское время. Осадки этого района характеризуются наименьшей мощностью, пестрым фациальным составом и наиболее значительным развитием процессов выветривания. Мощность их увеличивается как в направлении Канско-Тасеевской впадины, так и в направлении западной оконечности Иркутского бассейна.

На обширной территории левобережья р. Ангары, к северу от описанного выше района, мощность юрских отложений в отдельных впадинах возрастает с юга на север, оставаясь незначительной в Омутской, Ольдун-Берягинской и Верхне-Мурской впадинах, где юрские осадки расположены в котловинах, ограниченных траповыми массивами. В Нижне-Мурской

впадине и в бассейнах левых притоков Ангары от р. Эдучанки до р. Тушамы мощность юрских отложений резко возрастает и превышает 200 *м*.

На правобережье Ангары юрские отложения значительной мощности установлены только между трапповыми массивами, а на траппах эти отложения мы находим в виде тонкого слоя юрских галечников.

Далее на северо-восток сплошное поле юрских отложений расположено в бассейне верховьев р. Тэтэрэ и по левым притокам р. Нижней Тунгуски. В верховьях р. Большой Еремы (выше устья р. Атыг), на водоразделе рек Непы и Чуны юрские отложения также ограничены трапповыми массивами.

Однако по северной границе распространения юрских отложений часто наблюдается примыкание юрского аллювия к траппам, а в долине Чоны современная эрозия почти в центре юрского поля вновь вскрывает траппы и туфы. Местами из разреза выпадают нижние горизонты континентальных нижнеюрских отложений, а непосредственно на приподнятых элементах доюрского рельефа (траппы, ядра антиклинальных структур) залегают прибрежно-морские осадки плинсбахского яруса.

Еще северо-восточнее, в долинах Чоны, Вакунайки, Большой и Малой Ботуобий преобладают горизонтально залегающие юрские отложения, перекрывающие поверхность размыва, сложенную нижнепалеозойскими карбонатными породами (ордовика и верхнего кембрия), кластическими и угленосными отложениями верхнего палеозоя, траппами и туфами.

ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ ВИЛЮЙСКОЙ ВПАДИНЫ

На северо-востоке описываемой территории юрские отложения представлены иреляхской и укугутской свитами, прибрежно-морскими осадками плинсбаха и тоара, а также полифациальными осадками начала средней юры.

Иреляхская свита распространена в северо-восточной части Саяно-Вилюйского прогиба и на окраине Вилюйской синеклизы, в зоне восточного склона Чонско-Сюдьджюкярского вала. Далее на юго-восток они прослеживаются вдоль южной границы Вилюйской синеклизы, по речкам Мурбай и Меличаны. В пределах Сунтарского поднятия осадки иреляхской свиты отсутствуют, а в районе кемпендяйских дислокаций частично замещаются более мощной табасындинской свитой иного литологического состава, включающей более древние слои, чем иреляхская свита. Восточнее, в центральной части Вилюйской синеклизы верхняя часть триасового разреза входит в состав бегиджанской свиты (T_2—T_3). Нижний лейас, представленный песчаниками в основном кварцевого состава, не имеет двучленного деления.

В междуречье Большой и Малой Ботуобий юрские отложения достигают 200 *м* мощности и имеют довольно полный разрез. Поле распространения юрских отложений ограничено на севере линией, проходящей через верховья речки Улахан-Еленг. Разрез юрских отложений в этом районе расчленен детальнее по сравнению со всей описываемой территорией. Именно в этом районе распространены древние рэт-нижнелейасовые осадки иреляхской свиты.

Наиболее полный разрез иреляхской свиты вскрыт серией скважин и карьеров в среднем течении р. Ирелях (левый приток Малой Ботуобии). Здесь она залегает на мощной толще средне- и позднетриасовой коры выветривания и перекрывается залегающей с размывом укугутской свитой. Иреляхская свита представлена алевролитами и песками с линзами каолиновых глин и галечников с глинистым цементом.

Полный разрез свиты на алмазном месторождении Водораздельные Галечники позволяет выделить три литологические пачки (снизу вверх): продуктивную на алмазы, угленосную и песчаниковую (Файнштейн, Одинцова, Смирнова, 1960; Одинцова, Файнштейн, 1961; Одинцова, 1962).

Верхнюю пачку, представленную гравийно-галечным материалом, мы считаем переходной к укугутской свите. Однако эта пачка присутствует только на месторождении и то далеко не повсеместно, так как верхние горизонты юрского разреза на месторождении смыты эрозией. Зато несколько северо-западнее, в верховьях речек Кугчугуй-Еленг и Улахан-Еленг можно наблюдать залегание крупногалечных конгломератов укугутской свиты на углистых алевролитах ирелякской свиты (фиг. 2).

Ирелякская свита в скв. 652 представлена неполной мощностью, верхняя часть угленосной пачки смыта перед отложением крупногалечных конгломератов укугутской свиты, переходная песчанистая пачка также отсутствует.

Укугутская свита перекрывается алевролитово-песчаной пачкой, которая отделена от песчанистой пачки укугутской свиты слоем галечника. Эта пачка имеет прибрежно-морской генезис и по находкам остракод отнесена к нижнему подъярусу плинсбаха.

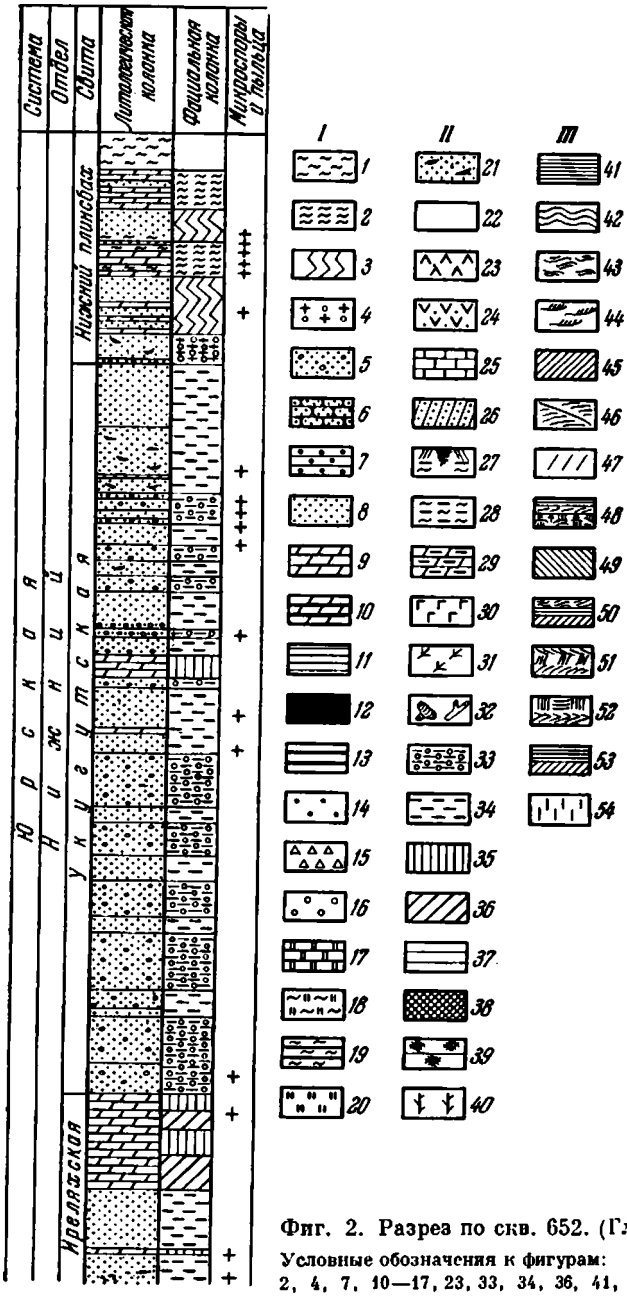
При изучении флоры ирелякской свиты обращает на себя внимание прекрасная сохранность остатков в слоях средней угленосной пачки, а в нижней пачке — скопления неопределимого детрита. На границе нижней и средней пачки в углистых глинах крупные вайи *Cladophlebis actashensis* Tur.-Ket. и *C. denticulata* (Brong.) Font. сохранились исключительно хорошо. Семена *Pityospermum* sp., снабженные очень тонкими и относительно широкими летучками, сохранились настолько хорошо, что отчетливо видны все детали расположения проводящей системы.

В слоистых песчанистых глинах в верхней части нижней пачки вместе со следами корней были обнаружены скопления диафрагм и стволов хвощей, располагающихся в породе вертикально, а также отпечатки листьев. Хвощи отнесены в основном к *Equisetites sibiricus* Pryn., некоторые остатки худшей сохранности могут быть определены как *E.* ex gr. *ferganensis* Pryn. Такие же находки были сделаны в подошве пласта угля из средней пачки разреза. В большом количестве по всему разрезу встречаются отпечатки листьев *Phoenicopsis angustifolia* Heer, *Czekanowskia rigida* Heer и *C. setacea* Heer. Значительно реже в слоистых глинах, перекрывающих угольный пласт, наряду с отпечатками линейных листьев голосеменных встречаются отдельные изолированные перышки и разрушенные фрагменты вай *Cladophlebis* ex gr. *haiburnensis* Lindl. et Hut. Еще реже встречаются обрывки перышек папоротника из группы *Sphenopteris*.

В ирелякских слоях в верховьях р. Ыгыатты плохо сохранившиеся *Cycadocarpidium*, а в верховьях р. Чоны отпечатки *Phoenicopsis angustifolia* Heer, *Czekanowskia rigida* Heer и *C. setacea* Heer были найдены совместно с остатками хвощей *Equisetites* ex gr. *ferganensis* Seward.

Несмотря на обилие растительных остатков в отдельных пачках этой толщи, видовой состав флоры очень беден, а установленные виды имеют относительно широкий возрастной диапазон. Однако *Cladophlebis aktashensis* Tur.-Ket. известен пока только из нижней юры, а *Equisetites sibiricus* Pryn. также, по-видимому, особо характерен для более древней юрской флоры. Не вполне уверенно устанавливается присутствие в этой толще *Cycadocarpidium* sp.— типичной рэт-лейасовой формы. Состав палинологических комплексов показан в табл. 8.

Для ирелякской толщи характерны значительные колебания в соотношении таких больших составных частей комплекса, как споры и пыльца. При этом наблюдается такая закономерность: глинистые породы нижней части разреза содержат больше спор, чем пыльцы. В углистых породах средней пачки наблюдаются заметные колебания содержаний этих компонентов. Органический материал некоторых углистых пород состоит иногда почти только из пыльцы хвойных, в других пробах из углей резко преобладают споры. Песчанистые осадки верхней пачки устойчиво содержат больше пыльцы, чем спор.



Фиг. 2. Разрез по скв. 652. (Глубина 98,6 *м*).

Условные обозначения к фигурам:

2, 4, 7, 10—17, 23, 33, 34, 36, 41, 44—47, 50, 52, 54

I — для литологических колонок и вещественного состава: *1*— глины; *2*— глины прибрежно-морские; *3*— прибрежно-морские фации (пески); *4*— фации береговых валов и прибрежных галечников; *5*— конгломераты; песчаники: *6*— крупнозернистые, *7*— среднезернистые; *8*— мелкозернистые; *9*— алевролиты; *10*— углистые алевролиты; *11*— аргиллиты; *12*— угли; *13*— углистые аргиллиты; *14*— кварц; *15* — полевой шпат; *16* — обломки пород; *17* — карбонатный цемент; *18*— глинисто-слюдистый цемент; *19*— углисто-глинистый цемент; *20*— слюда. *II* — для фациальных колонок и блок-диаграмм: *21*— линзы угля в песчанике; *22*— перерыв в наблюдениях; *23*— траппы; *24*— кора выветривания на траппах; *25*— известняки; *26*— известковистые песчаники; *27*— почвенный слой; *28*— слоистая глина; *29*— глинистые алевролиты; *30*— горелые породы; *31*— растительный детрит; *32*— обломки древесины; *33*— русловые отложения с высокой динамикой среды; *34* — русловые отложения с низкой динамикой среды; *35*— прирусловые отложения; *36*— пойменные отложения; *37*— озерные отложения; *38*— болотные отложения; *39*— смещенные и несмещенные коры выветривания; *40*— остатки корней растений. *III* — слоистость: *41* — горизонтальная; *42*— волнистая; *43*— волнистая прерывистая; *44*— волнистая перистая; *45*— косая параллельная; *46*— косая однонаправленная; *47*— неясно выраженная; *48*— частое чередование различных типов слоистости; *49*— разнонаправленная слоистость; *50*— чередование косо-волнистой, горизонтальной и наклонной слоистости; *51*— кулисообразный тип слоистости; *52*— слоистость перекрестная; *53*— чередование косой и горизонтальной слоистости; *54*— массивная текстура породы

Таблица 8

Распределение основных групп микроспор в юрских осадках Вилюйской синеклизы

Виды спор и пыльцы	Ирелях-ская свита	Укугут-ская свита	Нижний плинсбах	Верхний плинсбах	Тоар	Аален + байос
Selaginella ex gr. *stolonifera* Knox.	●●	●	●●	●●	—	●
S. tabagaensis Bolch.	●	●	●	●	—	
Z. utrigera Bolch.	●		●	=	—	
S. granata Bolch.	●	●	●	●	—	
Lycopodium subrotundum K.-M.	●●	●●	●●	●	●	●●
L. lobatum K.-M.	●●	●	●	—	●	
L. perplicatum Bolch.	●●	●	●	—	—	
Alsophila parvispinosa Bolch.+ *A. asperata* Bolch.	=			—	—	—
Alsophila sp. sp. (A. ex gr. *arquata* Bolch.)	○○	●		●	—	
Cibotium sp. sp. (C. ex gr. *junctum* K.-M.)	●	●	●●		●	●
Cibotipites igiatis sp. nov.	●●		●	●●	—	●
Coniopteris sp. sp.	○	=	○	○○	○○	○
Cyatheites + *Cyathea*	●●	●	●	●	●	●
Dennstaedtia sp. sp.	●●	●		●	—	
Adiantum sp. sp.	●	●		—	●	●
Pteridium solidum Bolch.	●			—	—	—
Phlebopteris sp.	=		●	—	●●	
Hausmannia sp. sp.	=		●	●	●●	●
Dictyophyllum sp. sp.	=		●	●	●	●
Osmundaceae	=	●●	●	○○	=	●●
Todites cf. *szeiana* Pan, Brick.	●●	●		—	—	—
Salvinia sp. sp.	●	●	●	●	●	●
Leiotriletes semiglobosus sp. nov.	●●	●		—		—
L. gleicheniaeformis Bolch.	●●	●		—	●	
L. romboides Bolch.	●			—	●●	●
L. tripartiniformis sp. nov.	●●		●●	—	●	
Trachytriletes bicyclus (Mal.) Sach.	○	●●	●	—	●	—
Camptotriletes cerebriformis Naum.+ + *C. cerebriformis* var. *triangularis*	○	●●	●	●	—	--
C. tenellus Naum.	=	●	●	●	—	
C. anogrammensis K.-M.	=	●	●	●	—	
Periplecotriletes amplectus K.-M.	=	●	●	●	—	
Chomotriletes triangularis Bolch.		●				
Tripartina variabilis Mal.	=	●●	●	●●	●●	●
Heterolateritriletes incertus (Bolch.) comp. Sladcov.	=	●	●●	●●	●	●
H. congregata (Bolch.) comb. nov.	=	●●	=	=	●	●
H. stelliodes (Bolch.) comb. nov.	=	●		●	—	--
H. compacta (Bolch.) comb. nov.	=	●	●	●	—	—
H. Sladkov sp. sp.	=	=	○	○	●	●
Bennettites < 70 μ	○	○	○	=	●●	●
Bennettites > 70 μ	○					
Cycadales	○	●	●	●	●	●
Ginkgo sp. sp. *G.* cf. *typica* (Mal.)	○	○	○	○	○	○
Paleoconiferus Bolch. sp. sp.	=	●●	●	—	—	
Protoconiferus funarius Naum.	=	●●	●	—		--
Araucariaceae + *Podozamites*	+	○	●●	●●	●●	●●
Podocarpus lunata Bolch.	=	=				
P. sp. sp.	○	=	●●	=	●	●●
Coniferites podocarpusiformis sp. nov. (*Coniferella*)	=	=	●	●	—	—
Picea pergrandis Bolch. (*P. major*)	○	○	●	●	--	●
Picea sp. sp.	+	++	++	+	+	○
Pinus subgen. *Haploxylon* sp. sp.	○○	○○	=	○	++	
P. subgen. *Diploxylon* sp. sp.	○	=	●●	●	●	
P. sp. sp.	○	=	●	●	—	●●
Pinaceites cedrusiformis gen. et sp. nov.	=	●●	●	—	--	

Условные обозначения: ++ очень много (более 50%); + преобладают (50—40%); ○○ много (40—30%); ○ значительное количество (30—10%); ●● единично (5—1%); ● очень мало (< 1%); = в единичных анализах; — в долях процента.

В связи с такой изменчивостью общих соотношений основных компонентов палинологического комплекса наблюдаются большие колебания процентного содержания отдельных видов и родов. Табл. 8 отражает значительную роль в спектрах иреляхской толщи спор со сложной скульптурой экзины, отнесенных Э. Н. Кара-Мурзой к группе триасовых реликтов, и крупной пыльцы беннеттитов. В укугутской свите эти архаичные черты палинологических спектров выражены менее заметно. Из спор, встречающихся изредка в пробах из иреляхских слоев, следует обратить внимание на споры триасового растения *Pleuromeia*, обнаруженные в самых нижних слоях, на границе с корой выветривания. Своеобразным отличием иреляхской толщи является преобладание локальных комплексов. В близких по разрезу слоях наблюдаются различные по составу комплексы. В одних из них могут встречаться в большом количестве споры реликтовых триасовых растений, а соседние носят чисто лейасовый характер. Палинологических комплексов, которые близки к описанным Э. Н. Кара-Мурзой из чайдахской свиты, выделено относительно немного, и они приурочены к углистым и светлым глинам самой нижней части разреза. Чередующиеся с ними линзы глинистых песков с гравием (погребенные конусы выносов временных потоков) содержат обедненные древними группами комплексы спор и пыльцы, обычно преобладающие выше по разрезу. Комплексы спор и пыльцы из верхней пачки напоминают аллювиальные комплексы, описанные С. Н. Наумовой (1952); они имеют более однородный состав и содержат меньше спор и древних групп.

Характерной чертой почти всех разрезов, располагающихся западнее р. Ирелях, является залегание осадков иреляхской толщи на коре выветривания, при этом нижняя граница толщи бывает обычно расплывчата, так как наблюдается постепенный переход между глинисто-алевритистыми осадками и глинистым материалом коры выветривания осадочных пород нижнего, среднего и верхнего палеозоя. Только при залегании на коре выветривания траппов контакт бывает резким, а в случае примыкания осадков к трапповым и кимберлитовым телам (например, в разрезе месторождения Водораздельные Галечники) в основании толщи мы наблюдаем погребенные делювиальные шлейфы.

Северо-восточнее бассейна р. Ирелях довольно полный разрез этой толщи сохранился от последующего размыва только в верхнем течении р. Ыгыатты, в нескольких депрессиях в доюрском основании. Особенностью этого разреза является появление в его основании слоя своеобразных конгломератов. Обломочный материал этих конгломератов местный, преимущественно трапповый, реже встречаются крупные ожелезненные и окатанные стволы деревьев (по-видимому, переотложенные из пермских пород). Цемент конгломератов песчаный, реже глинистый, состав глин — каолинитовый.

Минералогический состав и фациальные особенности осадков этой свиты не вполне однородны в различных депрессиях. Все же в целом разрез и на Ыгыатте сходен с ирелякским. Прежде всего, общность палинологических спектров свидетельствует об их одновозрастности, а наличие в нижних частях разреза продуктов коры выветривания, значительное содержание ставролита, дистена, эпидота и незначительное содержание роговой обманки (Могулева, 1961) является дополнительным основанием для предложенной нами корреляции этих разрезов.

Восточнее Малой Ботуобии под осадками укугутской свиты мы уже не находим полных разрезов ирелякской толщи. Здесь размыв, предшествовавший отложению конгломератов укугутской свиты, проявился наиболее полно. Однако в нескольких пунктах на р. Вилюй (ниже устья р. Укугут у порога Крестях, в горах Эмяксин-Хаята) под укугутской свитой все же сохранились неполные разрезы ирелякской толщи и коры выветривания. Обращает на себя внимание своеобразная локализация этих

разрезов. Осадки ирелляхской толщи примыкают обычно к траповым телам и расположены на опущенных крыльях небольших антиклинальных структур, тогда как на ядрах антиклинальных складок наблюдается непосредственное налегание пород укугутской свиты на невыветрелые карбонатные породы ордовика.

Для всего видимого разреза характерно наличие мелких линз глины среди однородной толщи глинистых алевритов и глинистых песков. Угли в разрезе отсутствуют. В редких прослоях конгломерата гальки чаще изменены до полного исчезновения первоначальной структуры породы, а более устойчивые пронизаны жилками кальцита, иногда гипса. Мощность осадков составляет не более 12—14 *м*.

На южной окраине Вилюйской синеклизы, в разрезах по речкам Мурбай и Меличаны ирелляхская свита представлена также аллювием мелких рек с линзами делювиальных шлейфов, пролювия и пластами углей в верхней части разреза.

В обнажении у Крестяхского порога на Вилюе в глинистом песке, непосредственно у контакта с корой выветривания был выделен очень своеобразный палинологический комплекс, который по содержанию триасовых компонентов является наиболее архаичным в этой свите. По-видимому, здесь вскрываются наиболее полно самые нижние слои, представленные в ирелляхском разрезе нижней пачкой. Очень полно палинологически охарактеризованы угли из верхней части ирелляхской свиты в бассейне речки Меличаны. Они богаты спорами триасовых реликтов, *Camptotriletes cerebriformis* Naum. иногда составляет до 20%, а крупная лыльца беннеттитов — до 30% (в отдельных пробах). В среднем же данные по Меличанскому разрезу позволяют предполагать большее участие в составе свиты именно нижней, более древней пачки.

Для укугутской свиты, разрез которой уже неоднократно описывался, выясняется несколько иной комплекс коррелятивных признаков. В составе этой толщи в типичном для нее разрезе легко выделяются нижняя конгломератовая пачка слоев и верхняя — песчаниковая (Арсеньев, Иванова, 1954; Одинцова, Смирнова, 1960). Опорным для укугутской свиты является разрез, вскрытый в ряде естественных обнажений в среднем течении Вилюя, где обнажается контакт пород этой свиты с подстилающими ордовикскими отложениями. В долине Вилюя, от устья р. Укугут до устья р. Ньюкчуку, породы укугутской свиты постепенно погружаются под морские осадки среднелейасового возраста.

Название «укугутская свита» было введено в литературу А. А. Арсеньевым и В. А. Ивановой в 1954 г., при изучении разрезов юрских отложений в среднем течении Вилюя. Наиболее типичным для свиты они считали обнажение, расположенное в 3 *км* выше устья р. Укугут. Здесь видны такие характерные черты этого комплекса осадков, как залегание на интенсивно размытых нижнепалеозойских породах, двучленность разреза и свойственная свите ритмичность осадконакопления. Именно в этом обнажении отчетливо проявляется характерный для свиты состав залегающих в ее основании мощных линз крупногалечных конгломератов с валунами траппов и слабо окатанными плитчатыми обломками нижележащих карбонатных пород. Выше по разрезу наблюдается чередование конгломератов и песчаников, иногда почти несцементированных. Вверх по разрезу увеличивается роль песчаников, слагающих верхнюю часть свиты — песчаниковую толщу. Мощность осадков нижней конгломератовой толщи около 40 *м*, а песчаниковой — до 65 *м*.

Разрез песчаниковой толщи вскрыт в ряде обнажений несколько ниже по течению р. Вилюй. Для этой толщи характерен однообразный литологический состав осадков, представленных среднезернистыми и мелкозернистыми песками и песчаниками с редкими прослоями гравелитов и гравийников в нижней части разреза и алевритов в верхней части.

Очень характерным для этой толщи является обилие шаровидных конкреций марказита.

Породы укугутской свиты обычно залегают на различных нижнепалеозойских, верхнедевонских, нижнекарбоновых осадках, а в отдельных пунктах — на различных горизонтах ирелякской свиты.

Разделение укугутской свиты на две пачки — конгломератовую и песчано-алевролитовую — в общем соответствует изменению гранулометрического состава в разрезе свиты. Несмотря на то, что эти пачки слагают единый крупный ритм, они соответствуют двум несколько различным этапам развития седиментационной области. Конгломераты нижней пачки соответствуют первому этапу — заполнению глубоко врезанных эрозионных депрессий рельефа.

При формировании верхней песчаниковой пачки область седиментации несколько расширилась, и песчаниковые слои залегают иногда непосредственно на доюрских породах (траппах и туфах), а конгломератовая пачка в таких участках отсутствует.

Верхними слоями укугутской свиты, завершающими этот крупный ритм, являются алевриты с линзами углей. Они распространены в наиболее крупных депрессиях доюрского рельефа и отсутствуют на водоразделах, погребенных аллювием песчаниковой пачки. Растительные остатки в нижней конгломератовой толще представлены встречающимися в изобилии ожелезненными, окремненными крупными стволами деревьев, ориентированными обычно в одном, постоянном для каждого слоя направлении. Часто в двух соседних по разрезу слоях растительные стволы ориентированы во взаимно перпендикулярных направлениях. Мелкие остатки растений в этой толще обычно сильно разрушены и неопределимы. Микроспоры присутствуют в отдельных мелких линзах глин, скоплениях сажистого растительного вещества, а иногда распределены и среди цемента грубообломочных осадков.

В вышележащей песчаниковой толще растительные остатки представлены детритом и отдельными крупными стволами, не образующими скоплений, характерных для нижней толщи. Вверху разреза часто встречаются погребенные in situ стволы деревьев (пни) с сохранившейся корневой системой. Отпечатки листьев в этой толще почти не встречаются, редкие находки стеблей хвощей имеют плохую сохранность.

Укугутская свита характеризуется большей однородностью палинологических спектров, чем ирелякская. Наиболее ярко проявляется в комплексах этих осадков количественное преобладание пыльцы голосеменных растений (споры составляют обычно доли процента, в среднем их около 2%). В группе спор чаще всего встречаются *Cheiropleuria* sp. sp. и несколько видов, по-видимому, из сем. Dipteridaceae (близких к *Phlebopteris* aff. *exornatus* Bolch. или, по терминологии других палинологов,— к *Aritulina gleicheniaceae* f. *typica* Mal.) и *Alsophila* aff. *arquata* Bolch. Следующее место по частоте встречаемости занимают споры рода *Lycopodium*. Содержание спор с шиповатой и бугорчатой экзиной очень непостоянно и составляет в среднем около 8—10% всех микроспор. Для комплексов укугутской свиты характерно обилие пыльцы хвойных — древних представителей сем. Pinaceae. Пыльца сем. Podocarpaceae представлена разнообразными морфологическими типами, но в количественном отношении играет подчиненную роль. К этому же семейству мы условно относим своеобразные очень крупные пыльцевые зерна *Protopicea pergrandis* (Bolch.) и *Podocarpites major* Bolch. В укугутской свите эти пыльцевые зерна, характерные для ирелякской толщи, составляют около 3%, но присутствуют постоянно.

Верхняя граница свиты определяется размывом, предшествовавшим отложению морских осадков. Однако не на всей исследованной территории стратиграфический объем укугутской свиты одинаков. В верхнем

течении р. Чоны мы констатировали налегание на осадки верхней песчаниковой толщи своеобразных прибрежно-морских отложений, представленных углистыми глинами, чередующимися со слоистыми мергелями, содержащими обедненную фауну пелеципод. Мы отнесли эти осадки к тоарскому времени.

Далее на восток на отложениях укугутской свиты залегают с размывом среднелейасовые слои. Выделенные О. К. Смирновой в 1957 г. в тюнгском разрезе морские слои древнее известных отложений домера и отнесены ею условно к плинсбаху; развиты они и юго-восточнее р. Тюнг, где замещают, по-видимому, верхние горизонты пресноводной укугутской свиты в южной части Сунтарской излучины и на р. Малой Ботуобии (р. Эрге-Юрях).

Верхняя граница свиты в разрезах к северу от описанных (р. Вилюй вблизи пос. Вилючан; среднее течение р. Ыгыатты; возможно, водораздел Ыгыатты и Мархи) определяется иначе. Слои среднего лейаса в этих районах имеют крайне неустойчивую мощность. Из них плинсбахские слои в морских фациях не встречены совсем, а слои домера часто лишены фауны и выделяются условно по палинологическим спектрам и некоторым отличиям вещественного состава (Могулева, 1961). В отдельных разрезах этого района (данные М. В. Сусова) присутствует домер в виде типичных прибрежно-морских фаций с фауной. В этой зоне (например, в разрезе у пос. Вилючан) в состав аллювиальной песчаной толщи входит, по-видимому, и часть среднелейасовых слоев.

Пресноводные алевритистые осадки, которые, вероятно, синхронны наиболее древним морским слоям, завершают длительный цикл осадконакопления, начавшийся грубыми конгломератами нижней толщи. Наиболее полный цикл осадконакопления наблюдается в отдельных обнажениях по рекам Ыгыатте и Чоне, где в верхах разреза залегают уплотненные слоистые глины. Частое выпадение из разрезов глинистых или алевритистых осадков, завершающих седиментационный цикл (разрез в южной части Сунтарской излучины, на водоразделе рек Чоны и Большой Ботуобии, в верховьях р. Ичоды — по наблюдениям М. А. Гладышева), подтверждает наличие здесь размыва, отделяющего укугутскую свиту от вышележащих морских осадков.

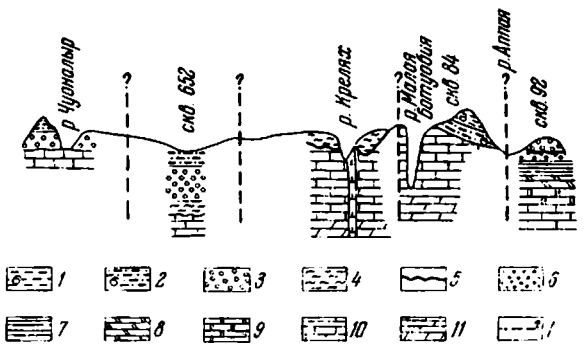
Вопрос о возрасте ирелляхской и укугутской свит более подробно освещен в других работах (Одинцова, Смирнова, 1960; Одинцова, 1962, 1963а, б). Осадки ирелляхской свиты у пос. Крестях и в верхнем течении р. Меличан содержат в значительном количестве споры, характерные для триаса *Camptotriletes, Periplecotriletes, Chomotriletes, Hymenozonotriletes.* Состав палинологических комплексов в этих осадках очень близок к характеристике чайдахской и немцевской свит (Кара-Мурза, 1951, 1954, 1959, 1960; Первунинская, 1958), развитых значительно севернее на Арктическом побережье. Возраст чайдахской и немцевской свит — рэт-лейасовый, и в той части разреза, которая была наиболее полно охарактеризована палинологически, обнаружена флора рэта — биозоны *Glossophyllum* (?) *spathulatum* (Pryn.).

Однако выше по разрезу ирелляхской толщи палинологические комплексы приобретают несколько иной характер: слои с высоким содержанием спор триасовых реликтов чередуются в разрезе со слоями, содержащими уже типичные для лейаса спектры микроспор. Постепенно вверх по разрезу в палинологических спектрах уменьшается роль древних групп. Спорово-пыльцевые спектры укугутской свиты вполне соответствуют палинологической характеристике нижнелейасовых морских терригенных осадков, приведенной Э. Н. Кара-Мурзой (1960) по ряду обнажений в Анабарской губе.

Таким образом, имеющиеся материалы свидетельствуют, скорее всего, о раннелейасовом возрасте ирелляхской свиты, но нижняя граница сви-

ты, возможно, не везде вполне соответствует границам между периодами, и на восточной окраине распространения свиты в ее состав входят и рэтские слои.

Положение континентальных толщ в разрезе также свидетельствует о нижнелейасовом возрасте укугутской свиты, так как морские осадки верхнего подъяруса плинсбаха, а в некоторых разрезах и нижнего подъяруса, с размывом залегают на верхних слоях укугутской свиты. В свою очередь, четко проявляющийся размыв отделяет осадки укугутской свиты от отложений ирелякской толщи. Таким образом, в отрезок времени от рэта до среднего лейаса происходило накопление ирелякской толщи, ее частичный размыв и отложение конгломератов и песков укугутской



Фиг. 3. Схематический разрез склона Ботуобинского поднятия

1 — отложения тоара (J_1tr); *2* — отложения плинсбаха (J_1pl); *3* — отложения укугутской свиты: (J_1uk); *4* — отложения ирелякской свиты (J_1ir); *5* — кора выветривания; *6* — отложения девона — нижнего карбона ($D_3 + C_1$); *7* — отложения ландоверского яруса (S_1ln); *8* — отложения среднего и верхнего ордовика (O_{2+3}); *9* — отложения среднего ордовика (O_2); *10* — отложения нижнего ордовика (O_1); *11* — отложения верхнего кембрия (Cm); *12* — линия предполагаемых разломов

свиты. Распространенность укугутской свиты в разных районах исследованной территории не вполне одинакова. В разрезе по р. Чоне, на аллювиальных (возможно, озерных) осадках залегают морские слои с обедненной фауной пелеципод, которые условно принято относить к тоару, однако восточнее, на водоразделе рек Чоны и Большой Ботуобии обнаружены морские отложения не только тоара, но и плинсбаха. В районе у пос. Велючан верхняя пачка укугутской свиты имеет наибольшую мощность, а перекрывающие ее морские слои представлены тоаром. По-видимому, и в долине р. Ыгыатты в укугутскую свиту необходимо включить и часть среднелейасовых слоев, так как мощность их очень незначительна, а находки фауны крайне редки. С другой стороны, в южной части Сунтарской излучины, где от пос. Крестях до устья ручья Ньукчуку обнажается полный разрез укугутской свиты (80—100 *м*), можно отчетливо проследить налегание морских осадков с типичной фауной верхнего плинсбаха на песчаную аллювиальную толщу. В этом районе разрез укугутской свиты наиболее характерен. Изучение отдельных разрезов в районе Малой Ботуобии вскрывает еще более сложную картину соотношения морских и аллювиальных толщ. В районе р. Эрге-Юрях (фиг. 3) на породах ордовикского возраста непосредственно залегают песчанистые алевриты, в которых обнаружена микрофауна остракод. Эти слои мы относим к плинсбаху. Здесь выклиниваются и ирелякская и укугутская толщи, тогда как лишь в 50 *км* западнее, в среднем течении р. Ирелях, серией сква-

жин вскрыты наиболее значительные мощности этих двух пресноводных толщ. По-видимому, мы имеем дело с двумя блоками, погружавшимися в начале юрского периода с различной скоростью. Сравнение крупности обломочного материала в нижних горизонтах укугутской свиты и суммарных мощностей конгломератов в отдельных разрезах показывает накопление наибольшего количества валунников и крупногалечных конгломератов в зоне, располагающейся в районе современного устья р. Укугут, пос. Таас на р. Большой Ботуобии и пос. Душуп на р. Чоне. К югу от этой зоны роль грубообломочного материала в укугутской свите уменьшается, а к северу мы наблюдаем примыкание песков и гравелитов этой свиты к траповым силлам, выступающим над общим уровнем поверхности доюрских слоев. Конгломераты в этих разрезах отсутствуют. Морские слои представлены в большинстве разрезов плинсбахом; по-видимому, пресноводные осадки в этом участке соответствуют по возрасту ирелляхской и укугутской свитам западных разрезов.

Корреляция разрезов нижнеюрских осадков в пределах восточной части Саяно-Вилюйского прогиба позволяет выделять в разрезах юрских отложений, развитых в бассейне р. Нижней Тунгуски, возрастные аналоги описанных выше свит. Прежде всего, у устья речки Большой Чайки и на междуречье Малой и Большой Еремы можно выделить по характерным палинологическим спектрам аналоги нижней пачки ирелляхской толщи. Здесь эти слои залегают на глинистой коре выветривания и содержат в верхней части разреза пласты и линзы угля. Еще далее на запад, на р. Тэтэрэ у порога Ворон в разрезе нижнеюрских осадков мы находим угли, характеризующиеся палинологическим спектром, близким к ирелляхским. Возможно, что эти слои также одновозрастны. Однако если сопоставлять общий характер разреза юрских осадков, развитых в бассейне р. Малой Ботуобии, где ирелляхская толща и укугутская свита представлены в наиболее полном объеме, возникает следующее затруднение. В бассейне р. Нижней Тунгуски не удается проследить размыва внутри континентальной толщи, а конгломераты, близкие по литологическому облику к конгломератам укугутской свиты, имеют только локальное развитие, замещаясь песчаниками с редкими линзами галечника.

Осадки плинсбахского (Смирнова, 1962) и тоарского ярусов (Кошелкина, 1958) выделяются нами в разрезе морской толщи северо-восточной части Саяно-Вилюйского прогиба и в прилегающих участках Вилюйской синеклизы.

За стратотип осадков нижнего подъяруса плинсбахского яруса О. К. Смирнова и М. М. Одинцова (1961) принимали разрез, вскрывающийся в береговых обрывах р. Тюнг, выше устья р. Ильин-Саала. Здесь составляющие эту толщу слои, мощностью около 17—20 *м*, образуют полный цикл осадконакопления, начинающийся конгломератом прибрежно-морского генезиса и заканчивающийся песками дельтового типа. Выделение описываемой толщи в нижний подъярус плинсбахского яруса обосновывается положением ее в разрезе, а также находками лентикулин, очень близких к виду *schleiferi*. Типичные формы вида *schleiferi* имеют широкое распространение в среднем лейасе Советской Арктики и Вилюйской впадины.

Слои нижнего подъяруса плинсбахского яруса в морском развитии в пределах изученной территории отличаются незначительной и крайне непостоянной мощностью. Наибольшего развития они достигают в среднем течении Тюнга. В низовьях р. Кемпендяй прибрежно-морские слои этого подъяруса вскрываются скважиной на глубине 373 *м*. В базальном горизонте в пачках слоев, содержащих углистые прослои и растительный детрит, О. К. Смирновой встречены раковины фораминифер *Lenticulina* sp. и др.

В разрезе Сунтарской излучины Вилюя нам не удалось выделить остатки морских организмов из слоев, подстилающих песчаники верхнего подъяруса плинсбаха, однако возможно, что незначительная часть песков, которую мы относили еще к укугутской свите, имеет прибрежно-морской генезис и является уже плинсбахской.

Иное распределение осадков нижнего подъяруса плинсбаха наблюдается в районе р. Малой Ботуобии. Здесь слои этого возраста представлены двумя группами фаций: прибрежно-морской и континентальной. Осадки последней отличаются крайне изменчивыми мощностями, и наиболее вероятным объяснением этого явления следует считать неравномерность накопления их внутри зоны, где эрозионный рельеф не был еще окончательно погребен аллювием укугутской свиты. Осадки, которые мы относим к прибрежно-морским, вскрываются скважинами 84 и 652 (см. фиг. 3). По литологии они сходны с залегающими непосредственно выше морскими осадками верхнего подъяруса. Однако здесь можно различить два самостоятельных ритма осадконакопления, так как каждый начинается слоем галечника. Выше появляются обильные фаунистические остатки, типичные для верхнего подъяруса плинсбаха. В толще нижнего подъяруса наблюдается закономерная смена фаций; в нижней части разреза на размытых слоях ордовика залегает пачка песчано-гравийных слоев с большим количеством детрита, которая выше сменяется рыхлыми песчаниками с прослоями алевролитов. В верхней части разреза появляются очень плотные прослои глинистых алевролитов, глин и известняков. В прослоях песчаников встречаются мелкие обломки плотных блестящих углей.

Осадки верхнего подъяруса плинсбаха в пределах Вилюйской синеклизы и Саяно-Вилюйского прогиба изучены довольно подробно в связи с тем, что они легко выделяются в разрезах по характерной и богатой фауне. Наиболее полно они представлены в опорном разрезе Тюнга, где мощность их достигает 80 *м*.

Этот разрез О. К. Смирнова (1962) и мы принимаем за стратотип. В нем наблюдается один ритм осадконакопления, связанный с постепенным, но неуклонным наступлением моря. В основном этот ритм представлен толщей переслаивающихся песков, алевролитов и аргиллитов. Начинается он галечниками и заканчивается пачкой слоев, в которой постепенно увеличиваются число и мощность прослоев песчанистых известняков и глин. Палеонтологически внутри этого ритма легко выделяются две пачки. В нижней пачке обильно представлены: *Harpax terquemi* Desl., *Harpax laevigatus* d'Orb., *Harpax molodensis* Kosch., *Lenella tiungensis* Kosch., *Pleuromya liasica* Kosch., *Pseudomonotis tiungensis* Petr., *Myophoria botuobica* Kosch., *Tancredia kuznetsovi* Petr. *Astarte* sp., *Turbo khudjaevi* Pčel. и *Squamirhynchia* sp. nov., а также обломки члеников офиур.

В верхней пачке раковины *Harpax* отсутствуют, но также часто, как и в нижней, встречаются *Myophoria botuobica* Kosch. и *Pleuromya liasica* Kosch.

В Мало-Ботуобинском районе горные выработки в верховьях р. Эрге-Юрях позволили О. К. Смирновой установить истинную мощность верхнего подъяруса плинсбаха. Скважинами вскрыт контакт нижних слоев верхнего подъяруса с полупресноводными осадками нижнего подъяруса, а шурфами выявлены более высокие горизонты и нижние слои тоара, содержащие белемниты и остракоды *Camptocythere mandelstami* Gerke et Lev. Мощность верхнего подъяруса в этом районе оказалась близкой к 20 *м*, т. е. заметно больше, чем в бассейнах Ыгыатты и Мархи. Многочисленные *Pseudomonotis* sp., *P. tiungensis* Petr., *Pleuromya liasica* Kosch., *Lenella tiungensis* Kosch. из скважин и шурфов были определены О. К. Смирновой. Обнаружена также раковина очень крупной гастроподы

Pleurotomaria sp. nov. Среди известковистых фораминифер О. К. Смирновой удалось выявить раковины *Pseudonodosaria* Schlf., *Rectoglandulina pseudovulgata* Gerke, *Marginulina arctica* Gerke.

В разрезах Сунтарской излучины р. Вилюй верхний подъярус плинсбаха представлен двумя фациальными группами. В слоях, обнажающихся на правом берегу, отчетливо наблюдаются горизонтальная слоистость и скопления детрита, присутствует также фауна *Lenella tiungensis* Kosch. и *Turbo khudjaevi* Pčel., а на левобережье в мощных пачках косослоистых песков с галечником на поверхности раздела косых серий встречается *Harpax* sp. sp. Выше по разрезу в алевролитах и песках обнаружены *Pseudomonotis tiungensis* Petr., *Myophoria botuobica* Kosch., *Pleuromya liasica* Kosch., *Tancredia* sp., *Turbo khudjaevi* Pčel., *Septaliohoria* sp. и др. Мощность осадков здесь составляет 18—20 *м*.

В долине р. Ыгыатты мощность слоев верхнего подъяруса плинсбаха уменьшается до 5,0 *м*, а фаунистические комплексы наиболее бедны.

Западнее Малой Ботуобии фауна верхнего подъяруса плинсбаха была найдена на междуречье Малой и Большой Ботуобий, Большой Ботуобии и Чоны в мелкозернистых песках и алевролитах. Наиболее часты находки раковин *Harpax*. Морские слои занимают верхние части водоразделов в верховьях рек Чуоналыр, Ичоды и Нижнего Тас-Юряха, но недостаточная изученность разрезов не позволяет установить мощность плинсбахских слоев. Следует отметить, что в районе Эрге-Юряха состав фауны больше напоминает фауну верхней пачки осадков Тюнга. Это следует объяснить сходством фациальных условий, а не более поздним появлением моря на Эрге-Юряхе, чему противоречит присутствие здесь слоев нижнего плинсбаха в прибрежно-морской фации.

Тоарские осадки были выделены по фауне аммонитов *Dactylioceras*, встречающихся почти во всех разрезах Вилюйской синеклизы. Эти осадки изобилуют достаточно хорошо изученной фауной белемнитов и пелеципод. Реже встречаются брахиоподы и остатки иглокожих.

О. К. Смирновой и Л. И. Богдашовой удалось установить, что фораминиферы тоарских осадков отличаются специфическим составом лягенид и почти не содержат видов, общих с плинсбахскими. Однако из-за редких находок раковин лягенид установление нижней границы тоарского яруса по фораминиферам иногда вызывает затруднения. Значительно чаще в осадках тоара встречаются остракоды *Camptocythere mandelstami* Gerke et Lev., которые широко использовались нами при установлении границ тоарского яруса.

В пределах описываемой территории нижняя часть разреза тоарского яруса обнажена в верховьях р. Эрге-Юрях и вскрыта серией шурфов и скважинами.

Фауна представлена белемнитами *Nannobelus pavlovi* Krimholz, *Mesotheutis* sp. и остракодами *Camptocythere mandelstami* Gerke et Lev. Видимая мощность тоарского яруса в районе Эрге-Юряха около 20 *м*.

Западнее р. Эрге-Юрях мы относим к тоару глины с раковинами *Leda* и ростарами белемнитов на междуречье Киляхтины и Ичоды (сборы М. А. Гладышева) и более полно обнаженную пачку глинистых песков в долине р. Чоны (гора Мархая). Здесь В. Л. Масайтисом (1955), нами и Н. Н. Тазихиным (1959а) были обнаружены многочисленные раковины *Leda acuminata* Goldf., *L. jacutica* Petr., *Tancredia stubendorffi* Schmidt. Мощность этих слоев, содержащих прослои гипса и жил кальцита, 20 *м*. Выше залегают косослоистые среднезернистые пески (дельтовые и аллювиальные), лишенные остатков фауны, которые мы считаем возможным выделить в отдельную чонскую свиту уже ааленского возраста (в качестве фациального аналога ааленских морских слоев севера Вилюйской синеклизы).

САЯНО-ВИЛЮЙСКИЙ ПРОГИБ

Бассейны рек Нижней Тунгуски и Чоны

Еще А. Л. Чекановский в конце прошлого столетия описывал обнажения юрских пород в долине Нижней Тунгуски. Юрский возраст флоры из его коллекции был подтвержден И. Шмальгаузеном в 1879 г. и М. Д. Залесским (1918, 1930). Д. К. Зегебарт (1936) выделял юрские отложения в бассейнах Нижней Тунгуски и Чоны. Но лишь после проведения в этом районе комплекса геологосъемочных и поисковых работ, начавшихся в 1947 г., было установлено широкое распространение в этом районе юрских отложений, значительная часть которых ранее принималась за верхнепалеозойские или относилась к «водораздельным галечникам» неопределенного возраста.

Геологические карты миллионного масштаба впервые показали роль юрских пород в геологическом строении этого района. Однако только к 1956—1957 гг. были установлены основные особенности разрезов юрских отложений, описаны характерные литологические признаки пород этих горизонтов и составлена их полная палинологическая характеристика. М. М. Одинцова провела сопоставление разрезов чайкинского и еремаканского горизонтов с разрезами Вилюйской синеклизы и предложила установить объем чайкинского горизонта в пределах нижнего — среднего лейаса, а еремаканского — в пределах верхнего лейаса — аалена. Приняв выделенные ими палинологические комплексы из детально изученного разреза Вилюйской синеклизы за эталонные, М. М. Одинцова, О. К. Смирнова и Г. А. Иордан предприняли попытку сопоставить все известные к этому времени разрезы «Центральной мезозойской депрессии платформы». Они сделали вывод о наиболее вероятном нижнеюрском возрасте погребенных россыпей в Мало-Ботуобинском районе (тогда еще не открытых) и, по аналогии, о важнейшей роли нижнеюрских осадков как вторичных коллекторов алмаза в бассейнах рек Нижней Тунгуски и Илима (Одинцов, 1953; Одинцова, Файнштейн, 1961).

Юрские отложения Тунгусско-Чонской депрессии залегают на верхнекембрийских карбонатных породах, верхнепалеозойских кластических и угленосных отложениях, траппах и туфогенных образованиях триасового возраста.

Эти осадки подверглись значительному послеюрскому размыву, и почти повсеместно мы встречаем неполные мощности разрезов. Наиболее сохранившимся от размыва является разрез в среднем течении р. Чоны, в самом северо-восточном участке описываемой территории, где была обнаружена указанная выше фауна пелеципод в разрезе горы Мархан на р. Чоне. Присутствие этих форм в слоях тоарского яруса, содержащих в обнажениях по рекам Вилюй и Тюнг типичные для яруса аммониты, позволяет выделить этот ярус и на описываемой территории. Аллювиальные нижнеюрские отложения, перекрытые осадками с вышеуказанной фауной, сопоставляются с укугутской свитой Вилюйского разреза (Арсеньев, Иванова, 1954; Тазихин, 1961; Одинцова, 1962). Однако здесь в состав этой свиты аллювиальных осадков включаются и среднелейасовые слои, представленные в Вилюйском разрезе прибрежно-морскими фациями, не входящими в состав укугутской свиты.

Возраст аллювиальных юрских осадков бассейна р. Нижней Тунгуски устанавливается путем сопоставления с лучше датированными разрезами рек Чоны и Вилюй. Все имеющиеся в настоящее время данные свидетельствуют о более широком развитии на этой территории нижнеюрских отложений. Наиболее типичным мы считаем разрез чайкинской свиты на междуречье левых притоков Нижней Тунгуски — Большой Еремы и Тетеи.

В основании свиты залегают глинисто-песчаные образования, являющиеся результатом перемыва коры выветривания, перекрытые алевритово-глинистой пачкой, содержащей линзы угля. Мощность этой пачки колеблется от 20 *см* до 2 *м*. Кора выветривания и продукты ее перемыва прослеживаются в низах чайкинской свиты почти повсеместно. Мы предлагаем назвать эту пачку оронской по местоположению хорошо вскрытого разреза. Эта пачка выклинивается в направлении к западным границам депрессии. Выше залегают пески и конгломераты, слагающие большую часть мощности свиты. Распределение конгломератов по разрезу свиты очень неоднородно, в основном они приурочены к нижней части свиты. В бассейне среднего течения р. Тетеи выделяется зона повышенной насыщенности разреза галечниками и конгломератами. Мощность песчано-галечной пачки — 80—100 *м*. Для нее мы предлагаем название ерминской. Верхнюю часть свиты слагают алевролиты и глины мощностью около 20 *м*, обнаруженные нами и В. А. Алексеевой в верховьях речки Еремакан и первоначально выделенные как еремаканский горизонт; теперь эти слои лучше пока рассматривать как пачку.

Наиболее полно вскрыты отложения чайкинской свиты у устья р. Большой Чайки. В нижней части склона высокой террасы, подмытой ее руслом, обнажены коренные юрские породы. Выше по разрезу эти породы представлены песками и галечниками. При проведении поисков на алмазы пески приняли за аллювий террасы, и в них были пройдены линии глубоких шурфов (18—20 *м*), вскрывших в песках линзы углей, в подошве которых в слоистых глинах были найдены отпечатки юрских растений *Phoenicopsis angustifolia* Heer (сборы М. М. Одинцовой). Толща сложена ритмично. Нижняя часть ритмов представлена массивными и наклонно-слоистыми песчаниками и песками с линзами конгломератов. Выше — горизонтально-слоистые песчаники, постепенно переходящие в глинистые и алевритистые пески. Верхние части ритмов обычно размыты. Только над руслом, на высоте около 20 *м* прослеживается пласт слоистого угля, мощностью 0,8—1,2 *м*, подстилающийся маломощным слоем белой плотной вязкой глины (20—25 *см*), который, в свою очередь, залегает на глинистом песчанике. В нижней части пласта и на поверхности глин в изобилии встречаются отпечатки длинных линейных листьев *Pityophyllum nordenskioldii*, а нижние слои пласта образованы скоплением фитолейм *Pityophyllum* sp. и *Phoenicopsis* sp. В нижней части разреза у устья р. Большой Чайки из углей, залегающих в глинистой пачке, выделены и описаны характерные спорово-пыльцевые комплексы, типичные для раннего лейаса. В верхней части песков и галечников, содержащих также прослои угля, удалось проследить распространение очень близких палинологических комплексов.

В бассейне р. Тетеи обнаружен несколько иной разрез чайкинской свиты с большей мощностью конгломератов, наблюдавшийся нами на левом берегу р. Тетеи у зимовья Кунгур (обн. 16). Обильные палинологические комплексы были выделены из всех слоев обнажения. И. Н. Воронина и М. М. Одинцова детально изучили особенности спор и пыльцы из конгломератов и песков. Юрские (по-видимому, нижнелейасовые) комплексы характеризуют пески и нижний горизонт конгломератов, а выше, в крупногалечных конгломератах и валунниках в цементе, наряду с юрскими спорами и пыльцой, встречаются в изобилии остатки верхнепалеозойских растений, представленные обломками древесины, кутикулами кордаитов и спорами *Zonotriletes psilopteris* Lub., *Azonotriletes trichacanthus* Lub., а также пыльцой кордаитов (*Azonotriletes rugulifer* Lub., *A. angustelimbatus* Lub. и др.).

Далее на север, в бассейне р. Большой Кочемы М. И. Плотниковой и Г. А. Кузнецову удалось изучить довольно полно разрез юрских отложений мощностью около 55 *м*. На туфах залегают с размывом галечни-

ковые пески с прослоями ожелезненных конгломератов и крупнозернистых песчаников, на которых встречены глины с примесью гальки кремней, кварца и кварцитов.

Выше по разрезу наблюдается чередование песков и галечников, местами сцементированных железистым цементом или содержащих конкреции марказита. Шурфами эти осадки были вскрыты по склонам долины до водораздельных поверхностей, что позволило предположить общую мощность юрских отложений около 50 *м*. Характерно наличие мелких линз и прослоев глин по всему разрезу. В верхней части разреза наблюдаются углистые примазки к глинам и тонкие прослои угля.

В отличие от разрезов у устья Большой Чайки и у зимовья Кунгур в бассейне Кочемы глины и грубые конгломераты из устойчивых пород чередуются в разрезе, тогда как в первом обнажении глины приурочены к нижней части разреза, а во втором — глины отсутствуют и грубые конгломераты слагают почти весь видимый разрез, залегая непосредственно на доюрском ложе. Спорово-пыльцевые комплексы по разрезу в бассейне Кочемы свидетельствуют о присутствии здесь отложений нижней части чайкинской свиты. В низовьях р. Большой Еремы у порога Орон вскрыты также нижние слои чайкинской свиты. В корытообразном углублении в породах верхнего карбона залегают своеобразные конгломераты, сцементированные каолиноподобной глиной, с линзами песков и угля. Гальки и валуны кварцита распределены в конгломератах неравномерно, образуя скопления, линзы. Валуны имеют диаметр 15—20 *см* и хорошо окатаны. В составе гальки преобладают кварц и кислые эффузивы, обычно выветрелые почти до состояния глин. Общая мощность этой пачки в Оронском разрезе 10 *м*.

Южнее, в устье р. Ики В. П. Алексеевой, М. М. Одинцовой и Ю. В. Погодиным был изучен также очень характерный разрез нижнего горизонта чайкинской свиты.

На кавернозных известняках нижнего кембрия залегают среднезернистые кварцевые пески с высоким содержанием мелкой гальки, кварца, кремней, кварцита, кварцевых порфиров и местных пород: песчаников, аргиллитов и траппов. Роль местных пород здесь выше, чем в более северных разрезах. Мощность этих песков около 10 *м*. В средней части разреза прослеживаются тонкие прослои плотных каолиноподобных светло-серых глин. Содержание гальки колеблется в пределах 20—80% от объема породы.

Выше по разрезу встречаются прослои крупногалечного конгломерата с отдельными валунами кварцита. Состав гальки обычный для этого района, можно отметить большее значение гальки местных пород.

В верхнем течении р. Непы на верхнекембрийских мергелях Ю. В. Погодиным (1958) были обнаружены песчаники, по окраске очень похожие на породы верхоленской свиты, но содержащие юрскую пыльцу и комплекс минералов, типичный для осадков, образовавшихся за счет перемыва коры выветривания. Они обогащены тяжелыми минералами, прежде всего магнетитом и ильменитом, и содержат значительные количества циркона, рутила, меньше — пироксена, турмалина, коллофана, сфена, эпидота. Особенно характерно наличие в них пиропа, постоянно присутствующего в базальных горизонтах юры алмазоносных районов платформы. На верхнекембрийских мергелях в бассейне р. Непы обнаружена доюрская кора выветривания.

Таким образом, в нижней части чайкинской свиты присутствуют как грубообломочные конгломераты и валунники, пески и гравелиты, т. е. типичные фации мощных речных потоков, так и перемещенная кора, а также почти не переработанные в водной среде делювиальные свалы (оронская и еремпнская пачки слоев). Эти фации замещают друг друга на площади развития свиты. Переотложенные материалы коры выветри-

вания играют большую роль вокруг поднятий, в центре Тунгусско-Чонской депрессии (разрезы у устья Чайки и у порога Орон) и меньшую в северном и в южном направлениях (разрезы по рекам Тетее, Кочеме, Непе и Ике).

Верхняя часть чайкинской свиты, выделенная нами в еремаканский горизонт (Одинцова, 1963б), представлена алевролитами и глинами и наблюдалась нами в верховьях речки Еремакан, левого притока Большой Еремы, вблизи Верхнего Еремаканского озера. В алевролитах встречены отпечатки линейных листьев *Pityophyllum* и обильные спорово-пыльцевые комплексы. Аналогичные отложения развиты в северных частях бассейна Тэтэрэ, где их описал Н. Н. Тазихин.

Для палинологического комплекса нижней части разреза свиты характерно высокое содержание пыльцы беннеттитов, обилие и разнообразие пыльцы хвойных, среди которой довольно часто встречаются крупные пыльцевые зерна *Protopicea pergrandis* (Bolch.) Sach., *Protoconiferus funarius* (Naum.). Содержание спор несколько выше, чем в укугутской свите. Среди них преобладают *Cheiropleuria* sp. sp. и мелкие треугольные споры диптеридиевых. Единично встречаются споры *Lycopodium subrotundum* К.-М. и *L. triquetrum* К.-М. Споры со сложной скульптурой экзины или перисnория (*Periplecotriletes, Camptotriletes, Hymenozonotriletes*), рассматриваемые нами как триасовые реликты, в базальных слоях составляют 2—4%, выше по разрезу встречаются только в долях процента. В верхней части свиты, в еремаканском горизонте мы обнаружили иной состав спор и пыльцы. Содержание спор диптеридиевых несколько уменьшается, а *Cheiropleuria* sp. sp. увеличивается, встречаются споры *Coniopteris* и осмундовых.

Еще более высокие горизонты обнажены в долине р. Нижней Тунгуски, в верхних частях обнажений у урочищ Рудянский Бор и Шаманский Бор. Приводим описание разреза (сверху вниз) обнажения Рудянский бор у дер. Анкулы.

Мощность, *м*

1. Под делювиальными суглинками выходит пачка переслаивающихся желтых и серовато-желтых мелко- и среднезернистых сильнослюдистых плотных песков. Среди них наблюдаются линзовидные прослои шоколадных углистых аргиллитов (мощность прослоя около 40 *см*), а также темных, почти черных слоистых глин, переслаивающихся с желтыми плотными песками и песчанистыми глинами желто-серого цвета 4,0

2. Плотно сцементированные светло-серые песчаники, местами обнажающиеся в виде крупных караваеобразных глыб. В верхней части горизонта песчаники из массивных переходят в плитчатые. В песчаниках наблюдаются тонкие прослои мелкогалечных конгломератов. Иногда песчаники переполнены растительным детритом.

3. Переслаивание тонкозернистых желтых песков, плотно сцементированных, слюдистых, горизонтально- и косослоистых с коричневатыми углистыми тонкослоистыми глинами с обугленными растительными остатками 15

4. Глины тонко-горизонтальнослоистые, окрашенные неравномерно, с прослоями светло-серых плотных песков, углистых глин с растительными остатками и сидеритами . . . . . 10—12

5. Песчаник мелкозернистый, рыхлый, светло-серый . . . . . 3—4

6. Глины буро-коричневые, переслаивающиеся с серыми и содержащие конкреции и линзы сидерита и рыхлых песчаников 10

Н. В. Кинд на правом берегу Тунгуски, в 2 *км* выше устья Тетеи, у Шаманского Бора также обнаружила в верхней части чайкинской свиты тонкослоистые глины и алевролиты. Эти слои являются по палинологической характеристике аналогами морских слоев в разрезе по р. Чоне (тоарский ярус) и, возможно, континентальных слоев аалена (чонская свита). В них споры *Coniopteris* содержатся в равных количествах со спорами *Cheiropleuria*, а мелкие гладкие треугольные споры диптеридиевых уже не доминируют. Появление в разрезе слоистых глин, по-видимому, озерного генезиса по времени соответствует существованию морского бассейна в районе горы Мархаи на Чоне, а началу регрессии моря соответ-

ствует чонская свита — аллювиальные косослоистые пески самой верхней части разреза. Здесь на лагунных отложениях с фауной *Leda, Tancredia* залегают косослоистые пески, чередующиеся с песчанистыми алевролитами. Относя морские отложения этого разреза к тоару, мы должны признавать наиболее вероятным ааленский возраст этих песков. Континентальные осадки средней юры Вилюйской синеклизы относятся к якутской свите, однако выделять здесь эти осадки как якутскую свиту нам не представляется возможным по следующим соображениям. Прежде всего, многие исследователи (Т. И. Кирина, М. С. Месежников) считают, что ааленский ярус в Вилюйской синеклизе представлен морскими фациями, следовательно, залегающую на морских отложениях континентальную слабоугленосную толщу (нижняя часть якутской свиты) следует считать более молодой, т. е. байос-батской. Если же принять точку зрения О. К. Смирновой о начале регрессии моря еще в позднем тоаре, что представляется нам наиболее вероятным, то в Вилюйском разрезе аалену должны соответствовать маломощные осадки переотложенных кор, кварцевых песков и галечников, перекрывающихся аллювием и болотными отложениями якутской свиты. При этой трактовке соотношения тоарских и ааленских слоев мы должны признать перерыв между отложениями тоара и якутской свиты. В Чонском же разрезе этот перерыв почти не заметен. О нем может свидетельствовать только появление линз каолинита в основании косых серий. Фациальный состав осадков, перекрывающих морские отложения в районе горы Мархаи (на р. Чоне), совершенно иной, чем в якутской свите, и возраст этих осадков также не вполне идентичен. Мы считаем более правильным объединить эти отложения в местную чонскую свиту. Опорным разрезом для этой свиты следует считать гору Мархаю на р. Чоне, а возрастной интервал можно определить как верхний тоар — аален. Спорово-пыльцевые комплексы из этих слоев близки как к тоарским, так и к ааленским, известным нам по морскому аалену рек Моторчуны и Молодо. Эти комплексы характеризуются преобладанием *Coniopteris* и *Cheiropleuria*, однако установившееся в средней юре однообразие юрской флоры здесь еще не проявилось, и многие лейасовые формы продолжают сохраняться.

Правобережье реки Ангары

Материалом для выделения обширного поля распространения юрских отложений на правобережье р. Ангары послужили наблюдения за распределением «водораздельных галечников», полученные при проведении геологической съемки и поисковых работ на алмазы. Скопления экзотической гальки на водоразделах в Ангаро-Илимском районе были известны с 90-х годов прошлого столетия. Из более поздних работ проблеме генезиса «водораздельных галечников» были посвящены статьи Г. Ф. Крашенинникова (1936) и Б. А. Иванова (1947). Однако лишь в 50-х годах на основании широкого распространения в этих отложениях пыльцы и спор юрских растений Г. А. Кузнецовым, Э. И. Равским (1959) и Н. И. Тазихиным (1959а, б) был сделан вывод об их юрском возрасте.

По данным С. Ф. Павлова, юрские отложения на правобережье р. Ангары и в бассейне верхнего течения р. Подкаменной Тунгуски сосредоточены преимущественно в локальных впадинах, и характер их в каждой из впадин несколько различен.

В юрских отложениях Чульской, Чулаканской, Хаталунгской, Поливской и Катангской впадин С. Ф. Павлов отмечает преобладание песков и галечников. Только на водоразделе рек Поливы и Капаевой в Хаталунгской впадине юрские отложения представлены глинами.

Поливская впадина, ограниченная траповыми хребтами, возвышающимися над ее поверхностью на 200—300 *м*, выполнена рыхлыми

песками, глинами и галечниками преимущественно с наклонной слоистостью; среди галечников встречаются прослои валунников.

Нижняя пачка разреза на р. Красной сложена песчано-галечным материалом. Мощность ее достигает 26,0—42,0 *м*.

Средняя пачка преимущественно глинистая, мощностью до 8—14,0 *м*, содержит только редкие прослои песков и рыхлых песчаников с единичными гальками. Верхняя пачка галечно-песчаная, видимая мощность 20 *м*. Местами, где верхняя пачка смыта, уцелели от размыва лишь самые нижние конгломератовые слои, мощность которых непостоянна.

Гипсометрические отметки подошвы юрской толщи неодинаковы. По наблюдениям В. И. Шмэркина на р. Красной подошва юрских отложений встречена около отметки 488 *м*, тогда как в верховьях рек Кусман и Левая Тилисьма юрские отложения приподняты до отметки 565 *м*. Нижние горизонты юрской толщи присутствуют и в приподнятых участках. Спорово-пыльцевая характеристика известна только для пород средней пачки (определения И. Т. Килессо). Преобладает пыльца хвойных, бенеттиты составляют 8—12%, а гинкговые около 8% палинологического комплекса. По-видимому, и в Поливской впадине мы находим отложения чайкинской свиты.

Разрез всех трех пачек вскрыт шурфами в 1953 г. (данные В. И. Шмэркина) в верховьях рек Кусман и Левая Тилисьма, где удалось наблюдать разрез мощностью 40—45 *м*. Вторая глинистая пачка часто выпадает из разреза, но и при этом весь разрез следует относить к чайкинской свите.

Далее на северо-восток в Катангской впадине, отделенной от Поливской трапповыми массивами, юрские отложения имеют такой же состав и достигают 50 *м* мощности.

Несколько севернее, в Хаталунгской впадине, охватывающей нижние течения рек Копаевой, Поливо и Каты, юрские породы достигают значительной мощности (около 80 *м*).

В среднем течении р. Каты расположен разрез юрских отложений, описанный С. Ф. Павловым (1963). Его можно считать типичным для Хаталунгской впадины. Общая мощность юрских отложений в Хаталунгской впадине составляет 80 *м*. Характерный для чайкинской свиты состав базальных слоев прослеживается и в Хаталунгской впадине.

Несколько северо-восточнее, в бассейне р. Чулакан прослеживается такой же разрез юрских песков и галечников, мощностью до 30 *м*. Что касается Чульской впадины, то здесь также развиты отложения чайкинской свиты, представленные рыхлыми песчаниками, песками, галечниками, конгломератами и глинами, мощностью не меньше 40 *м* (по Г. А. Кузнецову и С. Ф. Павлову).

Несколько подробнее С. А. Кашиком и М. М. Одинцовой изучались разрезы юрских отложений в междуречье Кады и Кежмы, правых притоков р. Ангары. Небольшие естественные выходы юрских пород на коренных склонах р. Кады в ее верхнем течении и по мелким притокам Кежмы были расчищены и дополнены шурфами и скважинами ручного бурения.

Юрские отложения выполняют депрессию между трапповыми хребтами, ориентированными почти в широтном направлении. На поверхности трапповых хребтов в изобилии встречаются характерные галечники кварц-кварцит-кремнистого состава и крупнозернистые пески, т. е. типичные остаточные образования, возникшие при разрушении юрской толщи. В нижней части разреза юрских отложений, залегающих в центральной части депрессии на верхнепалеозойских слоистых плотных аргиллитах с отпечатками и остатками кутикул, листьев кордаитов (*Noeggerathiopsis*), в мелкозернистом глинистом песке встречаются обломки подстилающих пород. В целом этот слой имеет облик делювия. Выше по разрезу ритмично переслаиваются пески (иногда слабо сцементирован-

ные песчаники) и алевролиты с прослойками (до 0,4 *м* мощностью) угля. В нижней части разреза непосредственно над слоем делювия в тонкослоистом алевролите с волнистой слоистостью встречен отпечаток верхушечного перышка типа *Sphenopteris*, возможно, *Coniopteris* sp. Выше по разрезу в основаниях ритмов в песках встречаются цепочки галек характерного кварц-кварцитового состава. Еще выше по разрезу, в светло-серых горизонтальнослоистых алевролитах с тонкими прослойками глин на плоскостях напластования встречены отпечатки листьев *Phoenicopsis angustifolia* Heer, семян *Samaropsis* sp., разрушенных участков вайий типа *Cladophlebis*.

Несколько севернее, на коренном склоне Кады юрские отложения сложены песками с линзами галечника, иногда — железистого конгломерата и залегают на траппах, а выше по склону прислонены к ним. Видимая мощность, вскрытая шурфами и расчистками на крутом склоне долины, около 40 *м*. В гальке преобладают кварц, кварцит и кремни. В отдельных линзах содержание галек этих групп колеблется. В нижней части разреза вскрыта линза конгломерата, в которой преобладают гальки жильного (молочного, розового) кварца, а кварциты и кремнистые породы имеют подчиненное значение. В верхней части разреза удалось вскрыть небольшой пласт углистого аргиллита с прослойками угля (60 *см*), залегающий непосредственно над конгломератом. Углистые аргиллиты содержат юрские спорово-пыльцевые комплексы. В них отмечается приблизительно равное содержание спор папоротникообразных растений и пыльцы голосемянных. Довольно много пыльцы беннеттитов (до 12%). Среди спор преобладают различные *Cheiropleuria* и мелкие *Leiotriletes*. Все палинологические данные свидетельствуют о раннеюрском возрасте как алевритово-песчаной пачки, так и песчано-галечной, а углистые аргиллиты, залегающие на линзе конгломератов, можно с некоторой условностью сближать со средним лейасом.

Левобережье реки Ангары

Так же как на правобережье р. Ангары, на ее левом берегу и на междуречье Ангары и Ковы юрские отложения выполняют отдельные впадины. Довольно широкое распространение юрских отложений на этой территории было установлено сравнительно недавно (Равский, 1959; Павлов, 1963). В настоящее время здесь далеко не полностью установлены литологические особенности отдельных разрезов юры, выявлена их мощность и изучены флористические комплексы. В результате первых наблюдений появились основания для выделения нескольких депрессий, выполненных юрскими отложениями: Тушамской, Эдучанской, Мурской и западнее, в бассейне р. Уды — Ольдун-Берягинской. Резких различий в литологии юрских отложений впадин и разделяющих их пространств не наблюдается, и лишь различия в гипсометрических отметках подошвы юрских отложений позволяют иногда говорить о наличии ориентированных с юго-запада на северо-восток впадин, контуры которых пока еще установлены недостаточно отчетливо.

Обращает на себя внимание следующая закономерность в строении осадочных толщ в этих впадинах. Наиболее древние слои, обнажающиеся в Приангарской части впадин (Тушамской и Эдучанской), имеют более разнообразный состав в связи с влиянием местных палеогеографических условий.

В приангарской части Эдучанской впадины характерен глинистый состав нижней части разреза, что связано с присутствием в этой зоне мощной доюрской коры выветривания. Эти образования детально изучались Е. Г. Поповым. Наиболее полный разрез коры выветривания встречен в верховьях рек Кашимы и Малой Тиры в районе дер. Вихоревой.

Выветрелые породы под нижнеюрскими отложениями сохраняются в виде отдельных изолированных участков довольно сложной конфигурации, расположенных примерно вдоль южной границы депрессии. Наиболее полные профили коры выветривания приурочены к западинам на погребенной юрскими отложениями поверхности трапповых тел. Разрез выветрелых образований можно разделить на две зоны. Нижняя зона дезинтеграции или сапролита достигает иногда 8—10 *м* и представлена буроватыми и зеленоватыми глинами со значительным содержанием пироксена, магнетита и ильменита. В верхней зоне преобладают глины монтмориллонитового состава, реже с примесью каолинита; мощность этой зоны достигает 15 *м*.

Глины в нижней части юрского разреза, по-видимому, являются переотложенной корой выветривания. Наиболее полно изучены глины в разрезе у с. Воробьева (Павлов, 1963), где их мощность составляет 42,5 *м*. В нижних горизонтах глинистой пачки преобладают каолинит, выше по разрезу — бейделит и монтмориллонит, а в самых верхних слоях — гидрослюда.

Далее на запад в нижней части разреза Эдучанской впадины роль глин, переотложенных из коры выветривания, несколько уменьшается. А. И. Кравцов и В. А. Цобин в 1962 г. наблюдали появление песков и галечников, характерных для низов разреза в Тушамской впадине. Они изучили на Ангаро-Ковинском междуречье, в бассейне Бадармы, Эдучанки и в верховьях правых притоков Ковы (на реках Новые Пруды и Нижний Магдан) очень характерный для этих районов непрерывный разрез юрских отложений. Наиболее полно этот разрез был вскрыт на правом берегу ручья Косихи в 1,5 *км* от его устья. Юрские отложения здесь имеют мощность 78,5 *м*. Нижняя часть разреза сложена конгломератами с песчанистым цементом, песком и галечником. Состав гальки непостоянен — то преобладает местный материал, то экзотический (кварц, кварцит, фельзит-порфир, микрокварцит, кислые эффузивы, реже — граноднорит).

Выше по разрезу чередуются глины, пески и алевролиты. Прослои конгломератов имеют меньшую мощность и по простиранию быстро замещаются песками. Встречаются пласты и линзы углей.

В Приангарской части Тушамской впадины, в разрезах верхнего течения р. Большой Немтуг, на водоразделе Немтуга и Тушамы (Павлов, 1963), преобладают пески, но роль глин все еще значительна, а в основании отдельных разрезов встречаются коры выветривания и переотложенный выветрелый материал. Ближе к оси Саяно-Вилюйского прогиба (водораздел рек Чачаган и Артельная) еще больше возрастает роль песчано-галечного материала в строении нижних слоев юрского разреза (Павлов, 1963).

Верхние слои юрских отложений в Тушамской и Эдучанской впадинах более однообразны и представлены чередованием рыхлых песков с галькой, алевролитов и маломощных углей. Нижние слои чаще всего представлены песками и галечниками, но в тех участках, где на траппах сохранились следы доюрского выветривания, в нижней части юрского разреза встречаются прослои глин.

Верхние слои представлены переслаиванием алевролитов, песков и глин с прослоями угля. По-видимому, пласты углей быстро выклиниваются по простиранию, и по их распространению можно проследить наличие отдельных, пока еще не выявленных мелких впадин. Угленосная часть разреза вскрыта скважинами в истоках р. Глинки, где в верхней части алевритово-глинистой толщи присутствует пласт угля мощностью 1,5 *м*. Этот разрез характеризует юрские отложения, распространенные между Тушамской и Эдучанской впадинами.

А. И. Кварцов и В. А. Цобин в 1963 г. для Бадармино-Ковинского

междуречья составили сводный стратиграфический разрез (фиг. 4). Всю толщу юрских отложений они делят на четыре пачки: нижнюю песчанистую, нижнюю глинистую, верхнюю песчанистую и верхнюю глинистую. Породы нижней песчанистой пачки отлагались, по-видимому, при нивелировании доюрского рельефа. В понижениях последнего мощность пачки значительно увеличивается. Постепенный переход от нижней песчанистой пачки к нижней глинистой происходит за счет увеличения количества алевритистого и глинистого материала. Глины и аргиллиты в виде прослоев и линз приурочены к нижней части пачки. Прослои углей в верхней части имеют мощность до 1 *м*. Болотные фации чередуются с озерными. Мощность пачки 30—40 *м*.

Фиг. 4. Сводный стратиграфический разрез юрских отложений междуречья Бадармы и Ковы. Условные обозначения см. на фиг. 2

Верхняя песчанистая пачка имеет мощность от 20 до 40 *м*. В отличие от нижней песчанистой пачки она содержит прослои алевролитов, аргиллитов, углисто-глинистых сланцев, особенно в низах. Иногда на контакте наблюдается размыв, а в песчаниках вблизи контакта встречаются глинистые окатыши.

Верхняя глинистая пачка представлена в основном алевролитами с прослоями песчаников и глин. Присутствуют пласты угля до 1 *м* мощности и углисто-глинистые сланцы. В отличие от нижней глинистой пачки, кровлей пластов угля служат обычно светло-серые песчаники, тогда как в нижней пачке — аргиллиты и алевролиты.

Возраст юрских отложений Тушамской и Эдучанской впадин определяется, прежде всего, комплексом отпечатков. Д. И. Ермолаев определил из средней части разреза *Neocalamites* cf. *carrerei* Racib., *N. pinitoides* Chachl., *Phoenicopsis speciosa* Heer, *Czekanowskia setacea* Heer, *Samaropsis rotundata* Heer.

Возраст осадков он считает, вероятнее всего, позднелейасовым. Однако остатки не характеризуют базальные слои, которые могут быть и более древними.

Наиболее полно изучены спорово-пыльцевые комплексы из нижней глинистой и конгломератовой пачек в Эдучанской впадине и на границе Эдучанской и Тушамской впадин. Нижние слои могут быть охарактеризованы следующим образом. Прежде всего, в комплексах наблюдается высокое содержание (60—80%) пыльцы хвойных и беннеттитов (10—15%). Среди пыльцы хвойных преобладает пыльца древних представителей сосновых, много меньше пыльцы подокарпусовых и араукариевых. Пыльца *Protopicea pergrandis* (Bolch.) Sach. и *Dipterella oblatinoides* Mal. встречается единично. Из древних групп в пыльце хвойных несколько чаще попадаются *Protoconiferus funarius* Naum. (Sach.). Беннеттиты представлены в основном *Bennettites dilucidus* Bolch. Крупных зерен пыльцы беннеттитов с грубой экзиной встречается немного. Среди спор преобладают разнообразные *Cheiropleuria* (*Pteris*) *congregata* (Bolch.). Спор *Coniopteris* довольно много, они содержатся почти в равных количе-

ствах со спорами *Cheiropleuria*. Группа спор с грубой скульптурой экзины — группа так называемых «триасовых реликтов» — представлена в основном *Camptotriletes tenellus* Naum. и *C. cerebriformis* Naum., встречающимися единично в отдельных пробах. Несколько более древний облик имеет палинологический комплекс из Ольдун-Берягинской впадины. В этом комплексе беннеттиты составляют 32%, а в группе хвойных древние формы встречены не единично, а выражаются долями процента или составляют 1—2%.

Характерно для нижней пачки большое количество спор и пыльцы, переотложенных из верхнепалеозойских осадков. Слои, обогащенные переотложенным органическим материалом, чередуются со слоями, содержащими только юрские споры и пыльцу.

В верхней части юрских отложений спорово-пыльцевые комплексы носят иной характер. В них уменьшается содержание пыльцы беннеттитов (2—6%), возрастает количество пыльцы гинкговых, в споровой части комплексов заметно возрастает роль *Coniopteris* (10—12%), увеличивается общее содержание спор папоротникообразных растений. Древние группы хвойных почти исчезают. Такие комплексы встречены в песчаной и алевритовой толщах. Их можно сопоставлять с верхнелейасовыми морскими осадками Вилюйской синеклизы. В самых верхних слоях Тушамской и Эдучанской впадин, перекрывающих пласты угля, пыльца беннеттитов присутствует в незначительном количестве (от долей процента до 3%) или отсутствует. Содержание спор *Coniopteris* возрастает до 15%, увеличивается содержание спор осмундовых. Эти признаки сближают слои из верхней части Тушамского разреза с чонской свитой или морским ааленом Вилюйской синеклизы.

Таким образом, в Приангарье, наряду с комплексами спор и пыльцы, сближающими их с черемховской свитой Иркутского бассейна и переяславской свитой Рыбинской впадины, а также с морскими отложениями Вилюйской синеклизы, в верховьях р. Тушамы, на междуречье Муры и Ковы встречаются и более архаичные комплексы, сближающие осадки с нижним лейасом. С другой стороны, в среднем течении р. Тушамы в верхней части разреза юрских отложений возрастает содержание спор *Coniopteris*, уменьшается количество древних форм, поэтому возможно отнесение этих осадков к среднеюрским.

Наиболее полный и хорошо изученный разрез юрских отложений наблюдается в верхнем течении р. Тушамы, где мощность их достигает 200 *м*. Восточнее верхние горизонты юрской толщи, вероятно, эродированы и неизвестны. Нижняя часть разреза (нижняя конгломератовая и нижняя глинистая пачки) по спорово-пыльцевым комплексам может быть отнесена к чайкинской свите. Только в верхней части разреза юрских отложений в верхнем течении р. Тушамы появляются слои (верхняя глинистая пачка), соответствующие среднеюрским отложениям соседних районов по коррелятивным признакам палинологических комплексов. Их можно сопоставлять с камалинской и бородинской свитами Канско-Тасеевской впадины и чонской свитой, развитой восточнее. Пока нет оснований для выделения в Приангарье в составе юры отложений более молодых, нежели чонская свита (доггер). Лишь в Мурской впадине разрез юры значительно полнее, и в нем установлены более высокие стратиграфические горизонты.

Мурская впадина

К северо-востоку от Канского бассейна обширное поле распространения юрских отложений охватывает водораздельные пространства междуречья Чуны и Ковы. Наиболее древние горизонты толщи встречены в бассейне р. Карабулы и на водоразделе Карабулы и Ангары (южнее

пос. Богучаны) и выделены под названием карабулинской свиты. В среднем течении р. Муры вскрываются более высокие горизонты юрского разреза, а общая мощность юрских отложений достигает 150—200 *м*.

Стратиграфия юрских отложений междуречья Чуны, Ковы и Ангары изучалась Ш. Д. Курцерайте, Е. Н. Тихомировой, М. А. Гладышевым, а последние данные были изложены в работах Л. Н. Зведера (1963), М. М. Одинцова и др. (1961) и М. М. Одинцовой (1963а, б). Эти исследователи пришли к выводу, что в разрезе юрских отложений в центральной части Мурской впадины присутствуют как слои нижнеюрского, так и среднеюрского возрастов, а верхняя часть разреза, по-видимому, сложена верхнеюрскими осадками.

Залегающая в основании юрского разреза карабулинская свита была выделена в 1958—1959 гг. при проведении геологического картирования в бассейне р. Карабулы. В долине р. Муры к карабулинской свите следует относить лишь маломощный прослой кварцевых песков, глинистых песчаников и глин в основании толщи, а на междуречье Муры и ее притока ключа Артельного — своеобразные пиропсодержащие известковистые конгломераты. Карабулинская свита в долине р. Карабулы, в бассейнах рек Верхней и Нижней Кежмы сложена толщей конгломератов и гравелитов с маломощными прослоями песчаников и алевролитов, в которых встречаются сферосидеритовые конкреции. Так как в долинах рек разрез свиты изучался лишь по высыпкам и в небольших шурфах и расчистках, мощность ее установить трудно, но при картировании принималось, что она не превышает 80—100 *м*. На водоразделе Карабулы и Ангары (в разрезе скважин 3/2 и 3) конгломераты и гравелиты, предположительно относящиеся к карабулинской свите, имеют мощность около 15—20 *м*.

Для этой свиты характерен своеобразный состав конгломератов. Конгломераты и гравелиты белесовато-серого, реже ржаво-бурого цвета, как правило, хорошо сцементированы.

Состав конгломератов, по данным Л. Н. Зведера, может быть охарактеризован следующим образом. Галька конгломератов обычно хорошо, реже угловато окатанная, ее размер в поперечнике от 2—5 до 10 *см*, редко она бывает крупнее. Цементирующая масса преобладает и составляет 60—70%. В гравелитах, наоборот, преобладает обломочный материал, размер которого не превышает 1 *см*. Гравий обычно хорошо окатан.

Галечный материал представлен белым, желтым и розовым кварцем, кремнями и кварцитами темных цветов, а в верховьях р. Муры, кроме вышеупомянутых, существенное значение приобретает щебенка подстилающих пород (алевролиты и аргиллиты братской свиты). Цементирующей массой является средне- и крупнозернистый кварцевый и полевошпатово-кварцевый песчанистый материал.

Песчаники и алевролиты, играющие подчиненную роль, слагают маломощные невыдержанные по простиранию прослои. Обломочный материал песчаников аналогичен конгломератам, а цемент у них почти целиком состоит из гидроокислов железа.

К карабулинской свите нами относятся и так называемые пиропоносные конгломераты, обнаруженные в 1958—1959 гг. Л. Н. Зведером, Б. М. Владимировым, Н. И. Шатовой. Толща пиропсодержащих конгломератов, так же как и карабулинская свита, представляет собой переслаивание конгломератов, гравелитов, алевролитов и аргиллитов.

На окраине Верхне-Мурской наложенной впадины существенную роль в составе обломочного материала играют местные породы (до 30%). Размер гальки увеличивается (2—10 *см*), кроме того, встречаются валунчики до 25 *см* в диаметре. В отличие от аналогичных отложений, развитых в Мурской впадине, эти конгломераты в той или иной степени сцементированы карбонатом.

Авторы, выделившие карабулинскую свиту, считают, что она по возрасту является наиболее древней из всех известных свит юрских отложений Сибирской платформы, полагая, что время ее образования приходится на конец триаса — начало раннеюрской эпохи. Доказательством такого возрастного интервала они считали залегание отложений этой свиты на нижнетриасовых породах (траппах и туфах) под юрскими осадками.

Макроскопические остатки растений в собственно карабулинской свите не были найдены. Палинологические данные также крайне скудны. И. П. Табачникова, анализируя состав спорово-пыльцевых комплексов из керна скважин, пройденных на водоразделе Карабулы и Ангары, наиболее древним комплексом считает среднелейасовый комплекс из пестроцветных глин, залегающих непосредственно на гравийно-песчанистой пачке, слагающей самые низы разреза. В комплексе значительно содержание пыльцы хвойных, спор Dipteridaceae, присутствует пыльца гинкговых и беннеттитовых (до 32%).

Нами при изучении образцов (коллекция П. Ф. Потапова и Л. Н. Зведера) пиропоносных конгломератов из верхней части вскрытой шурфами толщи были выделены довольно бедные по количеству экземпляров спорово-пыльцевые комплексы, представленные пыльцой раннемезозойских хвойных и спорами *Leiotriletes* и Osmundaceae. Однако в трех пробах из коллекции О. А. Павлинова (шурфы в верховьях р. Омут) из алевролитов, залегающих в виде линз в песках, обогащенных галькой устойчивых пород, нам удалось выделить очень архаичный юрский спорово-пыльцевой комплекс. Высокое содержание пыльцы древних хвойных — *Protopicea pergrandis* (Bolch.), *Quadraeculina limbata* Mal., *Protoconiferus funarius* Sach., а также крупной пыльцы беннеттитов, присутствие таких спор, как *Camptotriletes cerebriformis* Naum., *Chomotriletes triangularis* Naum., сближают эти слои с нижнелейасовыми. Невысокое содержание спор, обилие мелкой пыльцы гинкговых является своеобразной чертой спорово-пыльцевых комплексов этих слоев, связанной, по-видимому, с местными палеогеографическими условиями. Среди вмещающих пород встречаются галечники с галькой устойчивых пород и мелкими глинистыми окатышами, а также глины темно-серого цвета. В основании разреза наблюдаются слои со щебенкой местных пород. Объединяя данные по пиропоносным конгломератам и расположенным поблизости галечникам, мы можем предполагать, что накопление осадков в Верхне-Мурской впадине началось еще в раннем лейасе, но в основном эпоха накопления этих осадков соответствует среднему лейасу.

Таким образом, мы пока не располагаем данными, необходимыми для уверенного заключения о возрасте свиты, однако можно предполагать ее раннемезозойский возраст. Всего вероятнее, эти осадки образовались на самых первых этапах юрского осадконакопления в Мурской депрессии. Нет данных, свидетельствующих о триасовом возрасте этих слоев, хотя при выделении свиты предполагался ее позднетриасовый — нижнелейасовый возраст. Литологически она близка к иреляхской свите и трошковской фации нижней подсвиты черемховской свиты. Сходство заключается в повышенном содержании выветрелых минералов. Однако такое сходство, присущее базальным горизонтам многих континентальных свит (макаровской, переяславской, камалинской, тушамской, заларинской и др.) в определенных структурно-фациальных зонах и никак не может быть основанием для заключения о возрасте.

Если судить по данным геологического картирования, проводившегося в нижнем Приангарье, осадки карабулинской свиты перекрываются песками и алевролитами, по составу обычными для юрских отложений центральной части Канско-Вилюйского прогиба, замещаясь, по нашим наблюдениям, в верховье р. Муры и на водоразделе рек Муры, Ковы и Модыше-

вой своеобразной пачкой песков и гравелитов, углистых и каолиновых глин. Эти слои, наряду с юрскими спорами, изобилуют органическим материалом, переотложенным из верхнепалеозойской угленосной толщи. Юрские осадки, залегающие непосредственно на туфах, траппах, ордовикских и силурийских красно- и пестроцветных мергелях, отличаются от вышележащей толщи также большой ролью местного материала и выветрелостью неустойчивых компонентов. Залегающие в нижней части юрского разреза пески и глины содержат очень много обломков угля и дезинтегрированного органического материала, переотложенного в юрский осадок при размыве верхнепалеозойской угленосной толщи (обрывки древесины, кутикул, споры и пыльца позднепалеозойских растений). Единично встречаются девонские споры. По-видимому, мы и здесь имеем дело с осадками карабулинской свиты (Одинцов и др., 1961).

Последними исследованиями многие пачки, ранее отнесенные к карабулинской свите, определены как верхнепалеозойские или третичные. Однако данные буровых скважин на водоразделе Ангары и Карабулы и разрез по долине р. Муры свидетельствуют о наличии в основании юрских отложений своеобразных слоев, более древних по палинологическим данным, чем мурская свита, и обогащенных местным материалом. Мы полагаем, что мощность карабулинской свиты колеблется в пределах первых десятков метров; это меньше, чем предполагали Боручинкина, Юон, Гершензон при первом описании свиты.

В средней части долины р. Муры обнажены более молодые слои, отнесенные нами к мурской свите. Разрез по длине Муры в ее среднем течении может считаться типичным для этой свиты. К сожалению, нам не удалось получить более новые материалы, поэтому приводим описание разреза, выполненное нами в 1961 г. Юрские отложения мурской свиты появляются в коренных обнажениях на правом берегу р. Муры в 3 *км* выше устья ручья Пидутка. Нижняя часть разреза представлена здесь светло-серыми, почти белыми песчаниками, которые переходят по разрезу в серые кварцевые песчаники с остатками флоры; их общая мощность около 2 *м*. Эти песчаники перекрыты метровым слоем плотного мелкозернистого глинистого песчаника, обогащенного растительными остатками и кусочками угля. Остальная часть разреза сложена плотными, иногда косослоистыми, мелкозернистыми песчаниками светло-серого цвета. Общая видимая мощность разреза достигает 40 *м*.

В образцах, взятых из прослоев с остатками флоры, был обнаружен небогатый по числу экземпляров, но довольно четкий комплекс пыльцы и спор, характеризующий лейас: *Equisetites* sp., *Coniopteris* sp., *Cheiropleuria congregata* Bolch., *Camptotriletes cerebriformis* Naum., Bennettitales, Cycadales, *Podozamites*, *Protoconiferus funarius* Naum., *Podocarpites major* Bolch., *Protopicea pergrandis* (Bolch.) Mal. Количественно преобладают древние представители *Picea* и Bennettitales. Переотложенных пермских спор значительно меньше, чем в юрских отложениях из района верхнего течения р. Муры. Отпечатки растений отсюда представлены верхушечным участком вайи *Cladophlebis*, по-видимому, *C. denticulata* (Brong.) Fontaine, участками спороносного перышка *Coniopteris*, скоплениями отдельных линейных листьев *Czekanowskia* sp. и *Pityophyllum nordenskioldii* Nathorst, а также диафрагмой и отпечатком части листового влагалища хвоща *Equisetites* ex gr. *ferganensis* Seward.

В обнажении, расположенном в 3 *км* выше устья ручья Имба 2-я, на правом берегу р. Муры юрские отложения имеют аналогичный литологический состав, но в нижней части разреза появляется 1,5-метровый слой оливково-серых глинистых сланцев, залегающий на 2-метровом горизонте белых каолинизированных глинистых песчаников. Растительные остатки из данного обнажения аналогичны предыдущим. Среди макроостатков О. К. Смирнова отметила конодонты и чешую рыб, нередко встречаю-

щиеся в разрезах лейаса Вилюйской впадины в морских, прибрежных и пресноводных осадках.

Далее вниз по течению р. Муры до устья ручья Чегоша юрские отложения прослеживаются непрерывно вдоль правого обрывистого берега реки. В основном это те же серые и светло-серые песчаники, массивные и плитчатые, общей мощностью до 50 *м*. Среди них можно наблюдать локальные участки мелкозернистых плотных песчаников светло-серого цвета со скорлуповатой отдельностью и знаками ряби. Среди песчаников нижней части разреза нередко наблюдается довольно крупная (до 2,5 *см*) галька молочно-белого кварца, яшмы и кремня. В верхней части резреза величина обломков увеличивается, песчаники содержат остроугольную щебенку плотных углистых сланцев. Из растительных остатков встречены неопределимые обломки лимонитизированной древесины, а в прослоях с остатками флоры обнаружены мелкие обрывки листьев *Czekanowskia* sp., семена *Samaropsis cinctus* и отпечатки стеблей *Equisetites* sp.

Юрские отложения ниже по течению р. Муры аналогичны описанным выше. Здесь были найдены обрывки спороносной вайи *Coniopteris* и участки сближенных перышек *Cladophlebis* sp., принадлежащих, по-видимому, верхушечной части вайи *C. denticulata* (Brong.) Fontaine.

Несколько ниже этих выходов юры, напротив устья ручья Кежма, обнажены плотные серые песчаники, отдельные прослои которых переполнены углефицированными растительными остатками. В нижней части разреза здесь находится полуметровый пласт сидерита, а несколько выше, среди относительно плотных песчаников, нередко встречаются сферосидериты. В песчаниках верхней части разреза залегает 70-сантиметровый слой серых каолинизированных глин, содержащих богатый и своеобразный палинологический комплекс, который характеризует отложения, безусловно, более молодые, чем ранняя юра, и может быть представлен следующим списком: *Selaginella* sp., *Coniopteris* sp. sp., *Alsophila formosa* Hlonova, *Gleichenia laeta* Bolch., *Cibotium* cf. *junctum* K.-M., *Osmunda jurassica* K.-M., *Aneimia macrorhyza* (Mal.) Bolch., *Lygodium* cf. *gibberulum* K.-M., *Pterina alata* Mal., Bennettitales, *Ginkgo* sp., Caytoniales, *Podocarpus* sp. sp., *Pinus* sp. sp. Наличие спор *Aneimia* и *Lygodium* позволяет сопоставлять эти осадки как с нижнемеловыми отложениями Вилюйской синеклизы, так и с верхнеюрскими осадками Западной Сибири.

Последний выход юрских отложений зафиксирован в 3 *км* ниже ручья Кежма на правом берегу р. Муры. Здесь обнажены самые нижние слои, по-видимому, соответствующие карабулинской свите. В самом низу разреза выходят светло-серые каолиновые глины мощностью до 1 *м*, перекрытые мелкогалечными конгломератами. На последних залегает в значительной степени разрушенный пласт (10 *см*) сидерита, перекрытый светло-серыми глинами мощностью до 0,4 *м*. Еще выше следуют серые углистые песчаники, над которыми залегают серые каолинизированные глинистые песчаники; мощность данной части разреза около 10 *м*. Верхняя часть разреза общей мощностью около 50 *м* (мурская свита) представлена светло-желтыми косослоистыми слабо сцементированными песчаниками с прослоями светло-серых глин. Суммарная видимая мощность юрских отложений составляет около 65 *м*.

В пробах из серых углистых песчаников обнаружены довольно разнообразные комплексы микроспор, позволяющие отнести осадки к ранней юре. По ряду признаков эти комплексы близки к комплексам верхов укугутской свиты или морских осадков среднего лейаса Вилюйского разреза. Они содержат следующие формы: *Selaginella* sp. sp., *Lycopodium* ex gr. *subrotundum* K.-M., *Coniopteris* sp. sp., *Alsophila chetaensis* Bolch., *Cheiropleuria bujargiensis* (Bolch.), *Ch. incerta* (Bolch.), *Ch. congregata* Bolch., *Osmunda regaliformis* sp. nov., *Leiotriletes semiglobosus* sp. nov., *Leiotriletes* sp. sp., *Protoconiferus funarius* Naum., *Pinus (Haploxylon)* sp. sp., *Zonotri-*

letes psilopterus Lub., *Cordaites, Lebachia.* Последние три формы переотложены из верхнего палеозоя. По двум наиболее богатым пробам установлены такие количественные соотношения (в %): *Selaginella parvispinosa* (Bolch.) — 9,4; *S.* cf. *granata* Bolch.— 2,3; *Lycopodium perplicatum* К.-М. — 1,6; *Equisetites* sp. sp. — 0,8; *Trichomanes* sp. — 0,8; *Coniopteris* sp. sp. — 14,1; *Alsophila* sp. — 1,6; *Dictyophyllum* sp. — 0,8; *Hausmannia* sp. — 0,8; *Cheiropleuria compacta* Bolch. — 2,3; *Ch. concamerata* Bolch. — 0,8; *Phlebopteris* sp.— 0,8; *Bennettitales* (75—90 μ) — 2,3; *Bennettitales* (50—70 μ) — 7,8; *Cycadales* — 0,8; *Ginkgo* sp. sp.— 3,1; *Podozamites* sp.— 1,6; *Podocarpus* sp. sp.— 3,9; *Podocarpites major* Bolch.— 1,6; *Picea gigantissima* Bolch.— 4,7; *Picea* sp. sp. (древние группы) — 31,8; *Pinus* sp. sp. (древние группы) — 6,3.

Северная граница контура сплошного распространения юрских отложений в долине р. Муры проходит несколько южнее с. Ирба.

Таким образом, в долине Муры прослеживается разрез юрской толщи мощностью до 150 *м*. Нижние слои в обнажениях у устья ручьев Пидутка и Имба, на правом берегу р. Муры, в 3 *км* ниже ручья Кежма, представленные кварцевыми песчаниками, глинистыми сланцами, каолинизированными и углистыми породами, возможно, следует относить еще к карабулинской свите. Имеющийся пока в нашем распоряжении материал свидетельствует о раннеюрском возрасте этих слоев.

Однако сходные по литологии слои встречаются и выше по разрезу уже в мурской свите. Для мурской свиты характерно переслаивание мощных пачек косослоистых песчаников с конгломератами в основании, алевролитов, глин и углей. Геологический возраст этой свиты устанавливается пока по очень небольшому количеству палинологических данных как средне-позднеюрский. Не вполне обычным для разрезов Саяно-Вилюйской депрессии является наличие верхнеюрских слоев, однако палинологические комплексы из обнажения против устья ручья Кежмы не позволяют ограничивать время отложения свиты средней юрой. Безусловно, верхние слои имеют более молодой возраст — позднеюрский.

Выделение мурской свиты является предварительным. Более детальные исследования должны привести к более дробному расчленению этой толщи и выделению отделов юрской системы.

Несколько необычным является распространение каолинитовых глин не только в нижних слоях юрского разреза, но и в верхней его части, даже в верхнеюрских породах.

Канско-Тасеевская депрессия и Рыбинская впадина

Юрские отложения Канско-Тасеевской депрессии и Рыбинской впадины представлены континентальными осадками с довольно пестрым фациальным составом. На основании ряда биостратиграфических материалов (комплексы спор и пыльцы, отпечатки листьев и стволов растений, находки пресноводных пелеципод) и литолого-фациальных особенностей толщи юрских отложений в ней можно выделить все три отдела юрской системы.

При сопоставлении палинологических комплексов юрских отложений Рыбинской впадины и Канско-Тасеевской депрессии с данными по составу спор и пыльцы других впадин выясняется большая близость переяславской свиты Рыбинской впадины с черемховской свитой Иркутского бассейна, с верхней частью разреза чайкинской свиты, развитой в верховьях р. Нижней Тунгуски, и с морскими осадками (плинсбах, тоар, аален) в северной оконечности Саяно-Вилюйского прогиба и в Вилюйской синеклизе. Камалинская и бородинская свиты по палинологическим данным могут быть сближены с якутской свитой и морскими байос-батскими отложени-

ями Вилюйской синеклизы. Верхнеюрские спорово-пыльцевые комплексы мы сопоставляем с комплексами чечумской свиты Вилюйской синеклизы и тяжинской свиты Западно-Сибирской низменности.

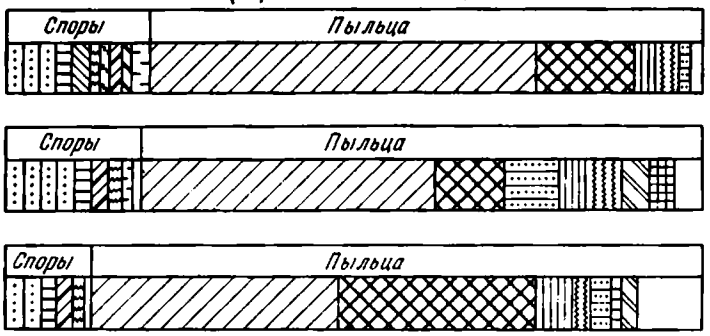
Впервые континентальные отложения раннеюрской эпохи были выделены в Рыбинской впадине (Аксарин, 1957; Саханова, 1957). Наиболее полно они изучались сначала в Саяно-Партизанской синклинали и на Переяславском месторождении угля, где в партизанской и переяславской свитах обнаружили отпечатки листьев растений, включающие руководящие нижнеюрские формы (*Neocalamites* sp., по определению Л. И. Турутановой-Кетовой и *Clathropteris meniscoides* Nath., по определению А. В. Аксарина). Здесь также выделили споры и пыльцу, характерные для лейаса (Н. С. Саханова). Затем переяславскую свиту выделили на Бородинском месторождении угля и одновременно были получены первые сведения о наличии нижнеюрских отложений в Канско-Тасеевской депрессии (палинологические материалы Н. С. Сахановой и определения отпечатков листьев А. В. Аксарина). Нам удалось проследить распространение переяславской свиты в пределах Рыбинской и Канско-Тасеевской впадин.

Спорово-пыльцевые комплексы переяславской свиты на всей территории Рыбинской впадины довольно однородны. Состав их близок к тем данным, которые были опубликованы Н. С. Сахановой (1957). Наиболее характерными чертами палинологических комплексов являются количественное преобладание и разнообразие форм пыльцы хвойных, а также обилие пыльцы беннеттитов (*Bennettites dilucidus* Bolch., *B. percarinatus* Bolch., *B. medius* Bolch.) и спор *Cheiropleuria* (*Ch. congregata* Bolch., *Ch. compacta* Bolch.). Н. С. Саханова, объединив несколько видов, выделенных Н. А. Болховитиной в составе рода *Cheiropleuria*, отнесла их к роду *Pteris*, считая их одним видом *congregata*, описанным Н. А. Болховитиной.

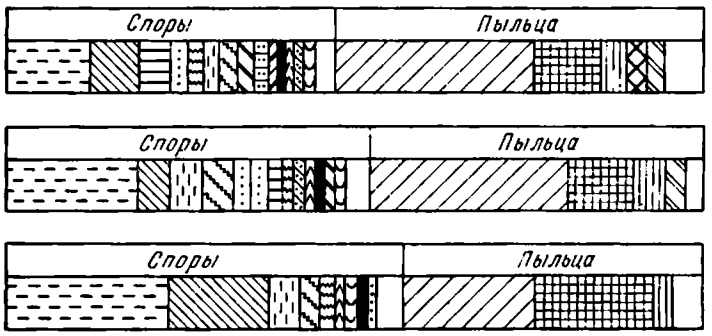
Постоянно в комплексе присутствуют (в количестве от долей процента до 10%) споры нескольких видов селягинелл, плаунов, хвощей и папоротников. Последние чаще всего относятся к таким родам, как *Coniopteris*, *Thyrsopteris*, *Osmunda*, *Salvinia*. Папоротникообразные неопределенного систематического положения представлены в комплексе такими формами, как *Leiotriletes glaber* Naum., *Stenozonotriletes pumilus* Naum., *Hymenozonotriletes bicycla* (Mal.) Sach., *Tripartina variabilis* Mal. В отношении состава пыльцы голосемянных следует отметить присутствие *Gingko typica* Bolch., *G. parva* Bolch., разнообразных подокарпусов, сравнительно редких пыльцевых зерен араукариевых, а также большое разнообразие пыльцы вымерших видов, близких к *Picea* и представленных обычно большим числом экземпляров. Сравнительно редко встречаются, но являются, по наблюдениям Н. С. Сахановой, руководящими такие формы: *Selaginella sanguinolentiformis* Sach., *Camptotriletes cerebriformis* Naum., *C. tenellus* Naume et Sach., *Chomotriletes anogrammensis* K.-M., *Protoconiferus funarius* (Naum.) Bolch., *Podocarpus permagna* Bolch., *Protopicea pergrandis* (Bolch.) Sach., *Dipterella oblatinoides* Mal.

Данные по составу спор и пыльцы нижнеюрских отложений Рыбинской впадины уже получили достаточную известность, но севернее, в Канско-Тасеевской депрессии нижнеюрские отложения были менее известны. На Абанском месторождении нижнеюрские комплексы спор и пыльцы выделены нами из скв. 503 с глубины 245 и 236 *м*, из скв. 420 с глубины 225,3—226,1 *м* и из скв. 390 с глубины 240 *м*. Наиболее древний облик имеет нижний комплекс из скв. 503, в котором споры *Cheiropleuria congregata* Bolch. и *Ch. compacta* Bolch. составляют 9%, споры *Camptotriletes tenellus* Naum. et Sach. присутствуют в виде единичных зерен, а пыльца беннеттитов, представленная тремя видами (*Bennettites dilucidus* Bolch., *B. percarinatus* Bolch., *B. medius* Bolch.), содержится в значительных количествах (10%). Среди доминирующей в комплексе пыльцы хвойных

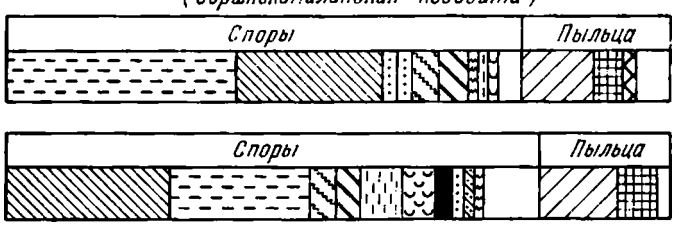
Спорово - пыльцевой комплекс I
(переяславская свита)



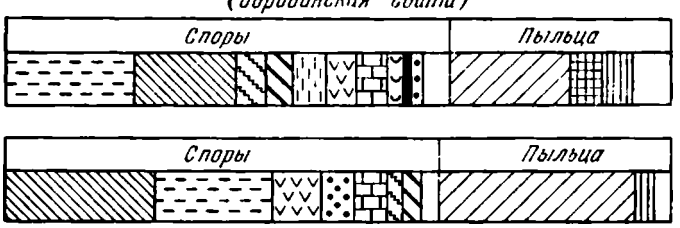
Спорово - пыльцевой комплекс II а
(нижнекамалинская подсвита)



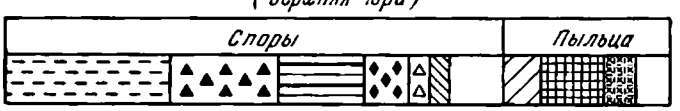
Спорово - пыльцевой комплекс II б
(верхнекамалинская подсвита)



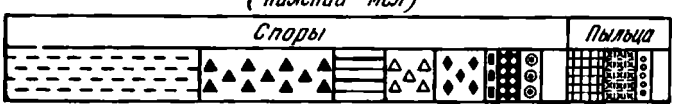
Спорово - пыльцевой комплекс III
(бородинская свита)



Спорово - пыльцевой комплекс IV
(верхняя юра)



Спорово - пыльцевой комплекс V
(нижний мел)



характерно относительно высокое содержание примитивных групп: *Protopicea pergrandis* (Bolch.) Sach., *Protoconiferus funarius* Bolch. и *Dipterella ablatinoides* Mal. (12%). Вышележащие слои (глубина 236 *м*) в этой скважине также содержат много спор *Cheiropleuria*, единичные *Camptotriletes tenellus* Naum. et Sach. и *Dipterella oblatinoides* Mal. В скв. 420, наряду с *Selaginella sanguinolentiformis* Sach., характерными для нижней юры, преобладают описанные выше группы. В нижней части разреза в скв. 390 также чаще всего встречается пыльца хвойных, среди которой отмечено присутствие *Protopicea pergrandis* Bolch. (Sach.) и *Dipterella oblatinoides* Mal., много пыльцы беннеттитов (15%), а споры *Selaginella sanguinolentiformis* Sach. встречены единично.

В западной части Канско-Тасеевской депрессии нижнеюрские спорово-пыльцевые комплексы были выделены нами на участке Тынныс (нижняя часть разреза скв. 15) и Н. С. Сахановой — на участке Канарей. Наиболее древний нижнеюрский комплекс был получен из песчаников в скв. 15 на глубине 231 *м* в районе Тынысской пади. В этом образце встречено много крупных пыльцевых зерен беннеттитов (*Bennettites medius* Bolch., *B. percarinatus* Bolch.), споры *Camptotriletes cerebriformis* Naum. составляют около 3%, часто встречаются примитивные пыльцевые зерна *Protopicea pergrandis* (Boch.) Sach. (2,5%), *Podocarpites major* Bolch. (1,5%), *Protoconiferus funarius* Naum. и *Dipterella oblatinoides* Mal. (5—8%).

Средний процентный состав спорово-пыльцевых комплексов Канской и Рыбинской впадин отражен на диаграммах (фиг. 5). Компоненты споровой части комплекса в масштабе согласно процентному содержанию изображены на левой стороне диаграмм, а основные группы пыльцы голосемянных — на правой. Впереди помещены преобладающие группы, далее по мере уменьшения процентного содержания расположены другие компоненты комплексов. Эти диаграммы отражают лишь те группы спор и пыльцы, которые принимают значительное участие в составе комплексов. Споры и пыльца, встречающиеся единично или редко, не нашли отражения на диаграммах. Не заполненные штриховкой участки суммарно отражают процентное содержание всех единичных и редких форм.

Спорово-пыльцевые комплексы переяславской свиты (I комплекс) по количественным соотношениям основных компонентов можно разделить на три типа. Эти три типа близки между собой по своим коррелятивным признакам и отражают количественное преобладание пыльцы над спорами. Пыльцевая часть комплекса составляет примерно 80%, а споровая — около 20%. Среди пыльцы доминирующее положение занимает пыльца хвойных, причем в различных комплексах процентное содержание пыльцы хвойных может увеличиваться или уменьшаться в основном за счет колебаний содержания пыльцы беннеттитов, составляющей значительную часть комплекса. Характерными видами являются *Protopicea pergrandis* (Bolch.), *Dipterella oblatinoides* Mal., *Protoconiferus funarius* Naum., но содержание их меньше, чем других представителей хвойных,

Фиг. 5. Диаграмма состава палинологических комплексов юрских отложений Рыбинской и Канско-Тасеевской впадин

1— *Selaginella perfecta* Sach.; *2*— *S. crassa* Sach.; *3* — *S. sanguinolentiformis* Sach.; *4*— *Lycopodium intortirallis* Sach.; *5*— *L. subrotundum* К.-М.; *6*— *Equisetites* sp. sp.; *7*— *Coniopteris* sp. sp. + *Thyrsopteris pyramidalis* (Naum.) К.-М.; *8*— *Dicksonia densa* Sach.; *9*— Dipteridaceae (?); *10* — *Cheiropleuria* sp. sp.; *11* — *Osmunda cinnomomea formis* Sach. + *O. gyratus* Sach. + *O. jurassica* К.-М.; *12*— *Lygodium* sp. sp.; *13*— *Dipterella oblatinoides* Mal.; *14*— *Aneimia* sp. sp. + *Mohria* sp. sp.; *15*— *Gleichenia laeta* Bolch.; *16*— *G. stellata* Bolch.; *17*— *Salvinia* sp.; *18*— *Tripartina variabilis* Mal.; *19*— *Hymenozonotriletes bicycla* (Mal.); *20* — *Chomotriletes bracteatus* Bolch.; *21* — *Cirratriradites* sp.; *22*— *Aletes nimius* Bolch.; *23*— *A. verrucosus* Sach.; *24*— Bennettitales; *25* — *Ginkgoales*; *26*— *Podocarpus* sp. sp.; *27* — Cupressacites sp.; *28*— *Protoconiferus funarius* (Naum.) Sach.; *29*— Pinaceae; *30*— *Protopicea pergrandis* (Bolch.) + *Podocarpites permagna* (Bolch.); *31*— *Quadraeculina limbata* Mal.; *32*— *Leiotriletes gleicheniaformis* Bolch.

отраженных на диаграмме суммарно. Присутствует пыльца подокарпусов и небольшое количество пыльцы гинкго.

В споровой части комплекса доминируют споры *Cheiropleuria*. Всегда присутствуют споры *Selaginella sanguinolentiformis* Sach. и сем. Dipteridaceae. Начинают появляться в малых количествах споры *Coniopteris* и Osmundaceae. Хвощи и плауны представлены бедно.

Первый подтип спорово-пыльцевых комплексов переяславской свиты отличается от остальных двух отсутствием пыльцы *Ginkgo* и *Dipterella oblatinoides* Mal., присутствием спор Osmundaceae и *Lycopodium subrotundum* К.-М.; второй характеризуется большим процентом пыльцы *Dipterella oblatinoides* Mal. и спор *Cheiropleuria*. В третьем типе комплексов много пыльцы беннеттитов, уменьшается процентное содержание пыльцы хвойных и спор *Cheiropleuria* sp. Совсем отсутствуют споры *Coniopteris*. Эти отличия не являются показателем иного возрастного положения слоев, а зависят от местных условий формирования ориктоценоза. Возможно, увеличение количества хвойных в первом типе комплексов следует связывать с русловыми и озерными фациями, два других типа комплексов соответствуют пойменным и болотным осадкам.

При сравнении с соседними районами можно сделать вывод, что наиболее древние лейасовые слои встречены в Саяно-Партизанской мульде (определения спор и пыльцы Н. С. Сахановой) и в районе Тыннысской впадины, т. е. вблизи складчатых сооружений, окружавших бассейн юрского осадконакопления.

Осадки, которые мы относим к нижнеюрскому отделу, в Канско-Тасеевской впадине ранее относили к вознесенской свите. Установленный по палинологическим материалам лейасовый возраст и своеобразие литофациальной характеристики позволяют выделить из состава этой свиты нижнюю часть и отнести ее к переяславской свите.

Среднеюрские отложения в Рыбинской впадине представлены породами камалинской и бородинской свит (Аксарин, 1957; Саханова, 1957). В Канско-Тасеевской депрессии с ними сопоставляли верхнюю часть вознесенской свиты и абанскую свиту. Абанская свита, очевидно, по возрасту соответствует бородинской.

Наши палинологические данные по среднеюрским отложениям как Канско-Тасеевской депрессии, так и Рыбинской впадины вполне подтверждают приведенную Н. С. Сахановой (1957) характеристику среднеюрских спорово-пыльцевых комплексов камалинской и бородинской свит. В среднеюрских отложениях много гладких спор *Coniopteris* sp., *Thyrsopteris pyramidalis* К.-М. (около 25% комплекса), довольно значительно содержание разнообразных спор рода *Osmunda*, *Salvinia perpulchra* Bolch., *Lycopodium tener* (Naum.); *L. crassus* К.-М. и *triquetrum* К.-М. составляют 1—2%. Содержание характерных для нижней юры спор *Cheiropleuria* sp. или *Pteris congregata* (Bolch.) Sach. резко уменьшается. В верхней свите среднеюрского возраста увеличивается содержание спор *Osmunda cinnamomeiformis* Sach., *O. gyratus* Sach., *Aletes mariformis* Sach., *Aletes verrucosus* Sach. Особенно характерны для этой свиты споры *Selaginella perfecta* Naum. и *Lycopodium untortivallis* Sach.

В составе пыльцы голосемянных при переходе от нижнеюрских осадков к среднеюрским происходят также значительные изменения. Уменьшается содержание пыльцы беннеттитов, соответственно увеличивается роль цыльцы *Ginkgo*. Пыльца беннеттитов в средней юре менее разнообразна и представлена небольшими относительно тонкими пыльцевыми зернами *Bennettites dilucidus* Bolch.; крупные и грубые зерна *B. percarinatus* Bolch. и *B. medius* Bolch. исчезают.

В спорово-пыльцевых комплексах нижнекамалинской подсвиты (комплекс IIа) споры и пыльца содержатся в равных количествах, а в отдельных типах комплексов споры начинают преобладать над пыльцой.

В пыльцевой части комплекса доминирующее положение занимают пыльца Pinaceae и Ginkgoales. Присутствует пыльца *Podocarpus* и *Protoconiferus funarius* Naum. Пыльца беннеттитов встречается в незначительных количествах и не во всех комплексах. Споровая часть комплекса характеризуется большим количеством спор *Coniopteris* и Osmundaceae. Повышается процентное содержание спор *Lycopodium*. Уменьшается количество спор *Cheiropleuria* и *Selaginella sanguinolentiformis* Sach. Значительный процент составляют споры *Tripartina variabilis* Mal. В малых количествах присутствуют споры *Hymenozonotriletes bicycla* (Mal.) Sach., *Aletes nimius* Bolch. и *Salvinia* sp. Комплексы нижнекамалинской подсвиты подразделяются на три типа. В первом типе пыльца незначительно доминирует над спорами. В нем в отличие от остальных двух типов присутствует пыльца беннеттитов, а споры Dipteridaceae составляют довольно значительную долю комплекса. Во втором и третьем типах споры начинают преобладать над пыльцой. Повышается процентное содержание спор *Coniopteris* и *Tripartina variabilis* Mal.

Спорово-пыльцевые комплексы верхнекамалинской подсвиты (комплекс IIб) характеризуются преобладанием спор над пыльцой. Споровая часть комплекса составляет 82%, а пыльцевая — 18%. Пыльцевая часть комплекса в основном состоит из пыльцы Pinaceae и Ginkgoales, встречается также пыльца беннеттитов. В споровой части комплекса доминируют споры *Coniopteris* и Osmundaceae. Много спор *Lycopodium untortivallis* Sach. и *L. subrotundum* K. -M. В некоторых комплексах появляется значительное количество спор *Tripartina variabilis* Mal. и *Aletes nimius* Bolch. Встречаются споры *Cheiropleuria* и *Hymenozonotriletes bicycla* (Mal.) Sach. В верхнекамалинской подсвите спорово-пыльцевые комплексы неоднородны и могут быть разделены на два типа. Первый тип комплексов отличается от второго присутствием пыльцы беннеттитов, отсутствием спор *Hymenozonotriletes bicycla* (Mal.) Sach. и *Salvinia* sp. и меньшим процентным содержанием спор *Tripartina variabilis* Mal. и *Aletes nimius* Bolch. В первом комплексе доминирующее положение в споровой части занимают споры *Coniopteris*, а во втором — споры Osmundaceae.

В комплексах бородинской свиты споры составляют 62%, а пыльца — 38%. Пыльцевая часть комплекса в основном состоит из пыльцы Pinaceae. В меньших количествах и не во всех комплексах присутствует пыльца Ginkgoales. Пыльца *Podocarpus* в различных комплексах составляет от 8 до 16%. В споровой части основное место занимают споры *Coniopteris* и Osmundaceae, значительный процент составляют *Tripartina variabilis* Mal. Появляются характерные споры *Dicksonia densa* Bolch., *Aletes verrucosus* и *Selaginella perfecta* Sach. В малых долях процента встречаются споры *Hymenozonotriletes bicycla* (Mal.) Sach. и *Aletes nimius* Bolch.

Все комплексы бородинской свиты можно разделить на два типа, несколько отличающиеся друг от друга. Первый тип отличается от второго присутствием в пыльцевой части пыльцы *Ginkgoales*, в споровой части меньшим процентным содержанием спор *Selaginella perfecta* Sach. и *Dicksonia densa* Bolch. и присутствием спор *Hymenozonotriletes bicycla* (Mal.) Sach. и *Aletes nimius* Bolch. В первом типе самое большое процентное содержание среди спор имеют *Coniopteris*, а во втором Osmundaceae.

В пределах Тасеевской депрессии нами выделяется караульнинская свита J_3. Разрез, вскрытый скважинами 6 и 7 (см. фиг. 35), является типичным для этой свиты, сложенной песчаниками, алевролитами и аргиллитами и представляющей собой новый ритм осадконакопления, более поздний, чем среднеюрские ритмы. Осадки этой свиты залегают на среднеюрских породах без видимых следов размыва. На отложениях караульнинской свиты с размывом залегает красноцветная толща нижнего мела.

Палинологические данные (комплекс IV, см. фиг. 5) позволяют считать эту свиту позднеюрской, основываясь на присутствии таких спор, как *Ophioglossum fulvaster* Bolch., *O. multicavus* Bolch., *O. bacculiferus* (Mal.) Bolch., *Aneimia exiloides* Bolch., *A. macrorhyza* (Mal.) Bolch. и *Camptotriletes clivosus* Bolch. Обилие и разнообразие спор глейхений, наблюдающееся в комплексах из этой свиты, также свидетельствует о ее позднеюрском возрасте. Характерным для свиты является значительное содержание пыльцы кипарисовых (*Cupressacites russens* Bolch., *C. coriaceus* Bolch., *C. minor* Mal.). Споры составляют 76%, а пыльцевая часть комплекса 23,3%. В пыльцевой части комплекса самый большой процент занимает пыльца гинкговых (40%), а пыльца сосновых всего 20%. Появляется пыльца Cupressacites (20%). В споровой части преобладают споры *Coniopteris*. В большом количестве появляются споры *Gleichenia laeta* Bolch., *G. delicata* Bolch., *Leiotriletes gleiche niaeformis* Boch., в меньших количествах появляются споры *Aneimia*, *Mohira*, *Gleichenia stellata* Bolch. Споры Osmundaceae имеют уже подчиненное значение. Для сравнения помещаем диаграмму (см. фиг. 5) процентного содержания спор и пыльцы вышележащих нижнемеловых отложений (комплекс V). Этот комплекс характеризуется преобладанием споровой части над пыльцевой (14% пыльцы и 86% спор). В пыльцевой части доминирует пыльца гинкговых и кипарисовых, появляется пыльца *Quadraeculina limbata* Mal. Среди спор преобладают *Coniopteris*, *Gleichenia laeta* и *G. delicata* Bolch. Значительный процент составляют споры *Leiotriletes gleichcniaeformis* Bolch., *Aneimia*, *Mohria* sp., *Gleichenia stellata* Bolch. Появляются новые группы спор: *Lygodium*, *Chomotriletes bracteatus* Bolch., *Cirratriradites* sp. sp. Споры *Lygodium* представлены следующими видами: *L. gibberulum* (K.-M.) Bolch., *L. ambiguum* Bolch., *L. mirabilis* Bolch. Споры *Aneimia* относятся к двум видам: *A. exiloides* Bolch. и *A. remisa* Bolch.

В караульнинской свите появляются такие коррелятивные признаки палинологических комплексов, которые в Вилюйской синеклизе характеризуют чечумскую свиту и келловейский ярус в разрезе Приверхоянья. По данным Н. А. Болховитиной в палинологических комплексах чечумской свиты преобладают споры *Coniopteris*, постоянно встречаются *Osmunda papillata* Bolch. и *O. plicatus* Bolch., *Cibotium junctum* K.-M. и *C. corniculatum* Bolch.

Эти признаки являются общими с караульнинской свитой, так же как присутствие спор *Ophioglossum bacculiferus* (Mal.) и пыльцы кипарисовых. Разнообразие и обилие спор глейхений свидетельствует и о верхнеюрском возрасте свиты. По нашим наблюдениям, для осадков моложе келловея глейхении не характерны, а в изобилии они встречены нами только в осадках верхневолжского яруса.

Л. К. Маркова (1962) отмечает преобладание в верхнеюрских спорово-пыльцевых комплексах Западно-Сибирской низменности спор *Coniopteris* и *Leiotriletes*, однако споры глейхений в них встречаются только единично, так же как и споры сем. Schizaeaceae. В караульнинской свите встречены споры этого семейства; по мнению Н. А. Болховитиной, они характерны уже для меловых отложений. По-видимому, при решении вопроса о возрасте караульнинской свиты следует учитывать, что в Западно-Сибирской низменности эти споры входят в состав верхнеюрских спорово-пыльцевых комплексов. При сопоставлении с разрезами Западно-Сибирской низменности возникает вопрос о направлении миграции флор, так как многие формы, появившиеся в Вилюйской синеклизе только в меловых осадках, встречены в более древних слоях Западно-Сибирской низменности. Большое значение имела аридизация климата, проявившаяся раньше в Западно-Сибирской низменности. В караульнинской свите, как известно, в отдельных слоях много пыльцы *Brachyphyllum* — харак-

терного ксерофитного рода, произраставшего, по-видимому, на сравнительно сухих водоразделах. Засушливость климата более отчетливо проявилась позднее, при отложении красноцветной толщи, принимаемой нами за нижний мел.

На севере Западно-Сибирской низменности влияние аридизации климата в позднеюрское время сказывалось меньше (пыльца *Brachyphyllum* и *Pagiophyllum* составляет лишь 0,5%), тогда как на юге этой области аридизация проявилась раньше (появление *Brachyphyllum* еще в средней юре) и достигла максимума в поздней юре, что привело к образованию красноцветов тяжинской свиты и к повышению содержания пыльцы этих двух родов до 33% (Маркова, 1962). Аридизация климата происходила неодновременно на территории Ангарского материка и раньше проявилась на юго-западе. Нам представляется вполне закономерным, что на севере Тасеевской впадины, где расположен типичный разрез караульнинской свиты, красноцветными осадками сложена нижнемеловая толща, а в верхнеюрских слоях караульнинской свиты аридизация проявилась лишь спорадическим появлением пыльцы *Brachyphyllum*. Представители же сем. Schizaeaceae (*Aneimia* и *Lygodium*) все же появились здесь несколько ранее, чем в Вилюйской синеклизе, однако большое содержание их в палинологических комплексах, по нашему мнению, характеризует уже нижнемеловые осадки (красноцветная толща канарайского разреза).

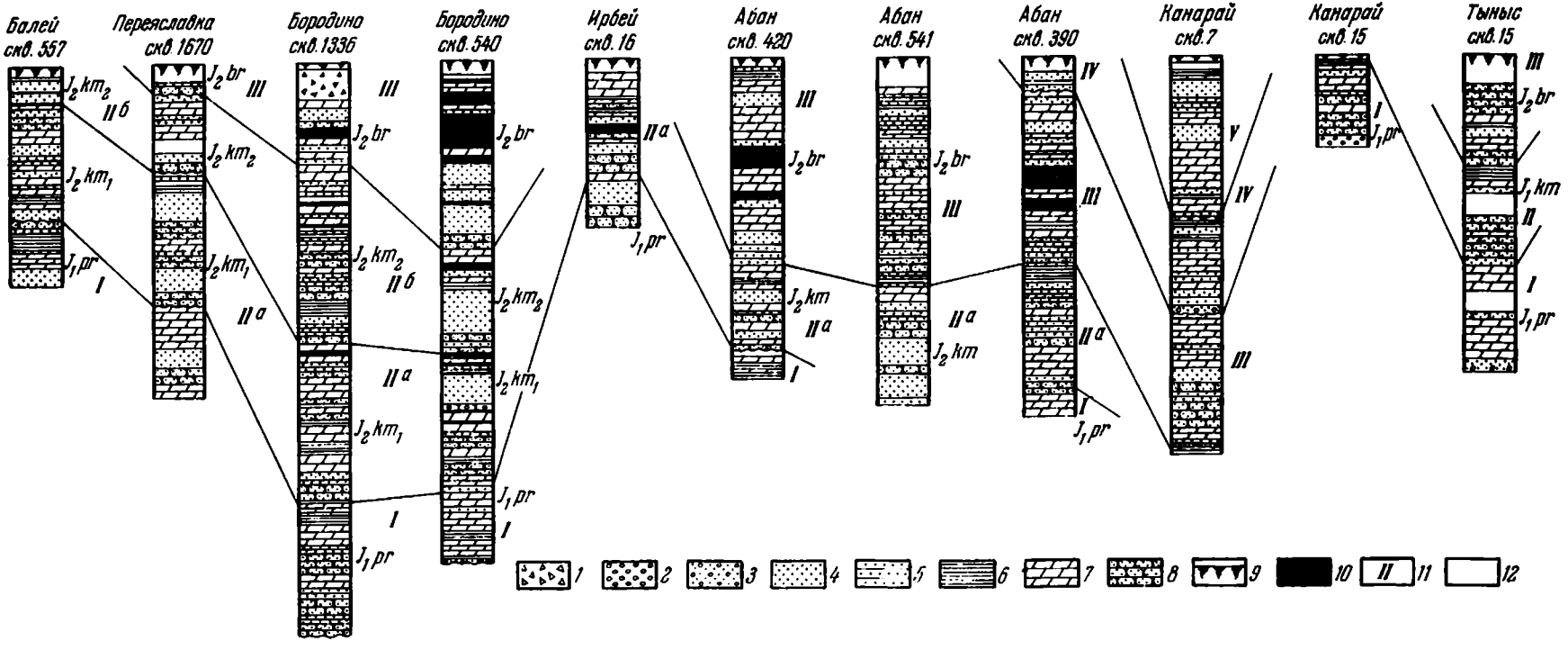
Пресноводная фауна, выделенная из караульнинской свиты А. В. Аксариным, представленная пелециподами рода *Limnocyrena* и остракодами *Darwinula*, также позволяет принять верхнеюрский возраст свиты.

Наиболее полно изученные разрезы по скважинам, характерные для отдельных впадин, послужили основанием для составления корреляционной схемы (фиг. 6). Принятые нами границы свит соответствуют описанию этих свит их авторами в типичных разрезах и границам ритмов. Так, в Абанской депрессии к нижнеюрским отложениям мы относим осадки наиболее древнего в этом разрезе ритма. Если же сопоставлять нижнеюрские палинологические комплексы Рыбинской и Абанской впадин, то можно сделать вывод, что в Абанской депрессии пока палинологически изучены лишь верхние слои нижнеюрских отложений, в Рыбинской же депрессии, по данным Н. С. Сахановой и нашим, известны и более древние слои (особенно в Саяно-Партизанской мульде). В отношении осадков верхней части вознесенской свиты (выше нижнего ритма) вполне можно сделать вывод об их среднеюрском возрасте.

При корреляции разрезов Канарайского участка мы основывались, помимо наших данных по составу спорово-пыльцевых комплексов, и на известных ранее определениях фауны остракод, содержащейся в пестроцветных отложениях ($J_3 — Cr_1$), флоры (нижне-среднеюрской) и нижнеюрских спорово-пыльцевых комплексов (определения Н. С. Сахановой). Пестроцветную толщу, по аналогии с другими районами и в соответствии с мнением других исследователей, мы относим к нижнему мелу.

Сопоставление разрезов и скважин, расположенных на приподнятой части территории, и во впадине, чрезвычайно затруднительно. На приподнятом участке нам, как и Н. С. Сахановой, удалось выделить нижнеюрские спорово-пыльцевые спектры. Среднеюрские отложения в этих скважинах не охарактеризованы спорами и пыльцой и, вероятно, маломощны. В некоторых скважинах из верхней части керна выделены верхнеюрские спорово-пыльцевые комплексы (IV тип палинологических комплексов).

В скважинах 6 и 7, т. е. по впадине, мощность мезозойских отложений резко возрастает, в верхней части разреза появляется мощная пестроцветная толща, вероятно, мелового возраста. Палинологический комплекс из этой толщи (с глубины 261,5 *м*, скв. 6) не позволяет установить ее возраст



Фиг. 6. Схема корреляции разрезов юрских отложений Рыбинской и Канско-Тасеевской впадин

1 — горелые породы; *2* — конгломераты; *3* — пески с включениями гальки; *4* — песок; *5* — песок глинистый; *6* — аргиллиты; *7* — алевролит; *8* — песчаник плотный; *9* — почвенно-растительный слой; *10* — уголь; *11* — тип спорово-пыльцевого комплекса (типы спорово-пыльцевых комплексов изображены на фиг. 5); *12* — перерыв в наблюдениях

однозначно, но наличие спор *Lygodium gibberulum* К.-М., *L. ambiguum* Bolch., *Cirratriradites* sp., *Hymenozonotriletes bracteatus* Bolch. *и большое* количество разнообразных спор. *Gleichenia* заставляет нас относить эти осадки, скорее всего, именно к нижнемеловым породам, а не к верхнеюрским, хотя в составе комплекса очень много общего с верхнеюрскими комплексами этого района. В этой же скважине, под пестроцветной толщей на глубине 322,0 *м* встречен однообразный по составу спорово-пыльцевой комплекс. Возраст отложений, вероятнее всего, верхнеюрский, но однообразие таксономического состава затрудняет его более точное определение. Более древний спорово-пыльцевой комплекс, по-видимому, среднеюрский, выделен в скв. 7 из нижней части разреза.

Мы полагаем, что по спорово-пыльцевым комплексам отложения, отнесенные к верхнему отделу юры в канарайском разрезе, могут быть сопоставлены с чечумской свитой Вилюйской впадины. Таким образом, при сопоставлении разрезов по канарайской площади на приподнятых участках выделяются нижнеюрские отложения, меньшее распространение имеют среднеюрские осадки, а в наиболее погруженных зонах в разрезе появляются верхнеюрские и нижнемеловые слои.

В Канско-Тасеевской депрессии и в Рыбинской впадине разрезы юрских отложений обладают закономерно изменяющейся ритмичностью. Сопоставление свит в удаленных разрезах основывается не только на биостратиграфическом материале, но и на соответствии общего характера изменений числа, мощности и строения слагающих их ритмов в соответствии с развитием области осадконакопления, имевшей в ранней, средней и поздней юре различные конфитурации и выполнявшейся за счет размыва не вполне одинаковых источников сноса.

Бирюсино-Удинское междуречье

Между Канским и Иркутским бассейнами юго-восточнее р. Бирюсы исследованиями последних лет выявлена обширная область распространения юрских отложений. В 1898 г. Н. А. Ижицкий, а позже Ф. Ф. Оттен и М. М. Одинцов указывали на наличие юрских отложений на левобережье р. Уды, по таким ее притокам, как Уват, Каменка и др. Позднее по наблюдениям Н. В. Сухановой (1954—1957 гг.), М. Ф. Каршиной (1957—1959 гг.), В. Г. Комаревского (1958—1960 гг.), В. А. Капицкого (1958—1960 гг.) и А. Н. Сачука (1958 г.) отдельные контуры юрских отложений были прослежены на значительной территории, вытянутой с юго-востока на северо-запад, от г. Нижнеудинска до среднего течения р. Бирюсы. В юго-восточной части этой зоны (пос. Замзор, р. Топорок) осадки юрского возраста представлены чаще всего песками с редкими прослоями гравелитов и галечников, реже — алевролитами, глинами и маломощными прослоями углей. Только в разрезе у станции Разгон преобладают тонкозернистые песчаники и глины. Мощность юрских отложений на этом участке не выдержана и они подвергаются воздействию эрозионно-денудационных процессов. Однако в наиболее возвышенных участках водораздельных пространств скважинами и линиями шурфов были прослежены юрские осадки мощностью до 20 *м*. Они залегают с размывом на баеронской и топорокской свитах девона и траппах, слагая верхние части водоразделов.

В пределах Бирюсино-Удинского междуречья юрские отложения довольно широко развиты на плоских водоразделах в окрестностях г. Тайшета. Они представлены кварцевыми песками и песчаниками, по составу близкими к подстилающим юру девонским осадкам. Юрский возраст их устанавливается согласно находкам пресноводной фауны — *Najadites krasnojarskiensis* Lebedev (определения Г. Р. Колосницыной). Род *Najadites* характерен для триасовых и, в меньшей степени, для лейасовых фаун. В макаровской свите, отнесенной к верхнему лейасу (по Ю. В. Тесленко),

в виде единичной находки было констатировано присутствие *N. krasnojarskiensis* Lebedev. Кроме того, раковины, определенные как *Najadites* sp., найдены в Приркутской впадине в черемховской свите. Спорово-пыльцевые комплексы, изучавшиеся И. Т. Килессо, из этих разрезов характеризуются высоким содержанием пыльцы древних хвойных, особенно *Dipterella oblatinoides* (Mal.) Sach. Содержание пыльцы беннеттитов в этих комплексах также довольно значительно, а среди спор встречаются почти в равных количествах споры *Coniopteris* и Dipteridaceae. Общий облик комплекса, по мнению Л. Н. Гутовой и И. Т. Килессо, свидетельствует о его большей древности, чем возраст угленосной пачки черемховской свиты. Возможно, что эти осадки следовало бы помещать в нижней части разреза чайкинской свиты.

Несколько юго-западнее в верховьях р. Косой Брод юрские отложения представлены песками с линзами алевролитов мощностью свыше 25 *м*. При палинологическом анализе из этих песков выделены единичные пыльцевые зерна юрских хвойных.

Западнее, в бассейне р. Бирюсы, на водоразделе Малого и Большого Верблюдов и в южной части Чуно-Бирюсинского водораздела была установлена значительно большая мощность юрских отложений (до 100 *м* по В. Г. Комаревскому и до 170 *м* по В. Л. Каницкому), расчлененных на две свиты, различающиеся по литологическим признакам и палинологическим комплексам. Юрские отложения перекрывают с явным несогласием девонские породы и траповые тела.

В основании юрской толщи присутствует конгломерат типа базального, а на контакте юрских пород с долеритами была обнаружена кора выветривания (наблюдения В. Л. Каницкого, 1958—1960 гг.). В нижней части разреза преобладают песчаники и алевролиты, а в верхней — песчаники. Юрские отложения Удино-Бирюсинского междуречья различные исследователи относили к разным свитам юры, которые были известны в соседних угленосных районах.

Основанием для установления юрского возраста этих отложений послужили довольно скудные находки отпечатков листьев, определенные Д. И. Ермолаевым как *Czekanowskia setacea* Heer, *Pityophyllum nordenskioldii* (Heer) Nathorst., *Desmiophyllum* sp., и многочисленные палинологические анализы, выполненные палинологами Л. Н. Гутовой, Г. А. Иордан, И. Т. Килессо в лабораториях Иркутского геологического управления и Нижнеудинской экспедиции.

Согласно материалам этих исследователей состав спорово-пыльцевых комплексов тех отложений, которые относились к заларинской, укугутской и переяславской свитам по содержанию таких характерных групп, как беннеттиты, примитивные хвойные, споры *Cheiropleuria*, *Coniopteris*, *Camptotriletes* и *Chomotriletes*, имеет много общего с палинологической характеристикой черемховской и переяславской свит. Г. А. Иордан отмечала, что, несмотря на известное сходство с палинологическими комплексами укугутской свиты, выделяемые здесь осадки все же несколько моложе.

Отнесение этих осадков то к нижней, то к средней юре было связано с решением вопроса о возрасте черемховской и переяславской свит. Переяславская свита Н. С. Сахановой (1957) на основании отдельных палинологических исследований была отнесена к лейасу. С этим согласился и А. В. Аксарин (1957), изучавший макроскопические остатки растений из угленосных отложений Рыбинской впадины. Соответственно и аналоги переяславской свиты были отнесены к лейасу. Однако на левобережье р. Бирюсы выделялась и камалинская свита, которая в Рыбинской впадине считалась уже среднеюрской. Разделение разрезов юрских отложений на две свиты прослеживалось довольно успешно лишь в западной части территории, тогда как восточнее, где мощность юрских отложений значительно меньше, а литологический состав отложений изменчив, раз-

деление юрских отложений на две свиты крайне затруднительно. Поэтому М. Н. Благовещенская при издании геологической карты отказалась от расчленения юрских отложений Чуно-Бирюсинского междуречья. В восточной части этой зоны по аналогии с Иркутским бассейном, где выделялась черемховская свита, возраст осадков признавался среднеюрским, так как среднеюрский возраст черемховской свиты считался общепризнанным.

По нашим данным, угленосная часть разреза черемховской свиты соответствует морским слоям лейаса и стоит по палинологическим данным ближе всего к тоару. Известные сейчас палинологические материалы по скважинам в районе Каменки свидетельствуют о развитии здесь, скорее всего, лейасовых осадков. Довольно бедные спорово-пыльцевые комплексы из шурфов и скважин около станции разгон и на р. Косой Брод в целом имеют много общего с нижнеюрскими.

В настоящее время юрские отложения, развитые на территории, соединяющей Канский и Иркутский бассейны, относятся к чайкинской свите, типичный разрез которой находится в бассейне р. Нижней Тунгуски. Стратиграфический объем чайкинской свиты в общем соответствует определяемому нами возрасту юрских пород Удино-Бирюсинского междуречья.

Более полно палинологически охарактеризованы (по скважинам) юрские породы в районе пос. Каменки. Линией скважин вскрывается толща переслаивающихся песчаников, алевролитов и конгломератов мощностью до 60 *м*.

Прослои конгломератов встречаются как в нижней части разреза, так и средней и верхней (скв. 3), тогда как в скв. 4 весь разрез представлен алевролитами и песками, а в скв. 8 нижняя часть разреза сложена кварцевыми песками. В скв. 3 суммарная мощность конгломератов составляет 30 *м*, а разрез заканчивается пластом угля (0,25 *м*). Изменения разреза по простиранию, по-видимому, объясняются близостью областей сноса и распространением конусов выноса. Алевролит с прослоями песчаников (интервал 32,4 *м* в скв. 4) содержит много спор и пыльцы. Палинологический комплекс этого интервала имеет ясно выраженный древний облик. Характерно высокое содержание плауновых, много мелких треугольных спор, значительно содержание спор *Cheiropleuria*. Споры *Camptotriletes* присутствуют, но в ограниченном количестве; встречается много пыльцы беннеттитов и гинкговых. В интервале 17,0—7,8 *м* больше спор осмундовых, меньше гладких треугольных спор, сильно возрастает (до 45%) содержание *Cheiropleuria*, споры *Camptotriletes* составляют 0,6—5,0% и встречаются постоянно. Значительно содержание пыльцы беннеттитовых и гинкговых. В составе хвойных имеются представители древних родов: *Dipterella oblatinoides* Mal., *Quadraeculina limbata* Mal., *Walchiites* sp. В скв. К-3 на основе изучения большого числа образцов установлены комплексы такого же довольно архаичного состава.

По-видимому, здесь на крайней западной границе Иркутского бассейна юрские отложения представлены наиболее древними свитами, в которых нижние слои, вероятно, соответствуют заларинской свите, а грубозернистые песчаники самой верхней части разреза — низам черемховской свиты. В зоне приподнятого доюрского фундамента мощность юрских пород уменьшается, преобладают пески и алевролиты, а с запада к этой области распространения маломощных юрских песков примыкают участки развития более мощных юрских отложений окраины Канского бассейна. Здесь характерно двучленное деление разреза, причем и верхняя, и нижняя свиты представлены русловыми осадками. Таким образом, в зоне сочленения Иркутского и Канского бассейнов наблюдается преобладание русловых фаций, а на приподнятом фундаменте — уменьшение мощности отложений и выпадение из разреза верхней свиты.

Иркутский бассейн

Согласно сложившимся представлениям Иркутский бассейн является довольно сложной структурой, возникшей в начале мезозоя на юге Сибирской платформы.

Относительно хорошо изученные юрские отложения, выполняющие бассейн, имеют довольно сложное строение. Вследствие этого их стратиграфическое расчленение и вопрос о возрасте до настоящего времени является дискуссионным.

Сложное строение бассейна, различие условий накопления в отдельных впадинах внутри него приводит к различию литологических и стратиграфических особенностей разреза юрских отложений в различных его частях.

Наши представления о стратиграфии юрских отложений Иркутского бассейна в целом передаются схемой, приведенной в табл. 9, а предлагаемая нами корреляция разрезов отражена на фиг. 7.

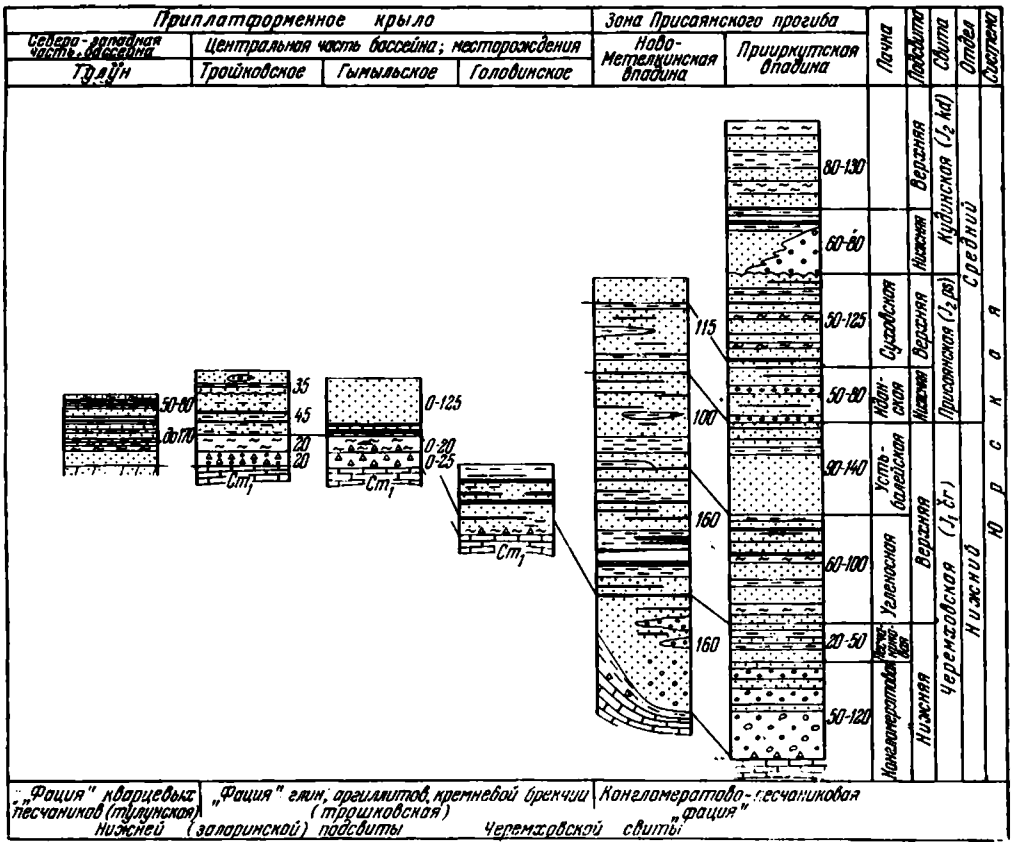
Таблица 9

Схема стратиграфии Иркутского угленосного бассейна

Система	Отдел	Подотдел	Свита	Подсвита	Пачка	Мощность, м	Платформенная зона	Зона предгорного прогиба	Межгорная зона	
Юрская	Средний		Кудинская (J_2kd)	Верхняя		0—80	Песчаники, кремнистые породы		Конгломераты, песчаники	
				Нижняя		0—80	Конгломераты			
			Присаянская (J_2ps)	Верхняя (суховская)		0—50	Частое переслаивание алевролитов, тонких пластов угля, песчаников		Байкальская свита	
				Нижняя (иданская)		0—80	Песчаники средне- и крупнозернистые, гравелиты, конгломераты			Конгломераты среднегалечные, песчаники (дабатская гл)
	Нижний	Верхний	Черемховская (J_1cr)	Верхняя	Усть-балейская	0—100	Редкие пласты угля, алевролиты, аргиллиты с мощной (до 70 м) толщей песчаников в основании			
					Угленосная	50—100	Пласты угля промышленной мощности, алевролиты, песчаники, песчано-галечные отложения			
		Средний		Нижняя (заларинская)	Верхняя (песчаниковая)	0,150	Кварцевые песчаники, каолиновые глины	Конгломераты, гравелиты, песчаники		Конгломераты с прослоями песчаников (большеречинская)
					Нижняя (конгломератовая)		Тулунская, трошковская «фации» (пачки)	Конгломератовая «фация» (пачка)		

В качестве опорного принят разрез в Прииркутской впадине, где юрские отложения представлены наиболее полно.

Юрские осадки залегают на глубоко эродированных и в отдельных участках значительно выветрелых породах различного геологического возраста, составляющих доюрский фундамент.



Фиг. 7. Схема корреляции разрезов Иркутского угленосного бассейна.

Условные обозначения см. на фиг. 2; цифры обозначают мощность пачки в метрах

Черемховская свита (J_1 cr). В этой свите нижняя (заларинская) подсвита (J_1 cr_1) принимается нами в объеме бывшей заларинской свиты и перекрывающей ее песчаниковой пачки. Ю. П. Деев (1957) выделял ранее песчаниковую пачку в низах черемховской свиты. Соответственно в ее состав входят нижняя и верхняя пачки. В различных структурно-фациальных зонах нижняя пачка сложена отложениями неодинакового литологического состава и разнообразной фациальной принадлежности. В связи с этим она содержит фациально замещающие комплексы слоев: конгломератовый — в зоне тектонических впадин, глинисто-брекчиевый («тройковская фация») — на выступах кембрийского фундамента, песчаниковый («тулунская фация») — в эрозионных впадинах северо-западной части бассейна. Верхняя пачка сложена преимущественно песчаниками и прослеживается в зоне тектонических впадин.

К настоящему времени накоплен большой материал об областях распространения указанных комплексов слоев и установлены различия приуроченных к ним полезных ископаемых; в связи с этим возникает необходимость их самостоятельного картирования и самостоятельной характеристики. Стратотипом нижней заларинской подсвиты являются отложения нижней части разреза юры в районе станции Залари Восточно-Сибирской ж. д. Район этот расположен на склоне кембрийского выступа фундамента, погружающегося на запад к Каранцайской впадине. В его пределах на западе и юго-западе развиты песчано-конгломератовые отложения, сменяющиеся на востоке и северо-востоке, в зоне подъема фундамен-

та, глинисто-брекчиевыми образованиями. Впервые они были выделены М. К. Коровиным (1922) как заларинский горизонт, затем на основании детальных геологопоисковых работ, проводившихся в Головинско-Заларинском районе, описаны Ф. Ф. Оттеном.

Ф. Ф. Оттен отмечал, что заларинский безугольный горизонт представлен глинами, глинистыми сланцами и песчаниками с характерной светло-желтой, белой и голубой окраской. Песчаники рыхлые, неслоистые, с охристыми разводами по трещинам. В горизонте имеется один пласт угля, занимающий незначительную площадь (около с. Залари). Для горизонта характерно постепенное уменьшение мощности от центра на восток и северо-восток и, наконец, полное выклинивание. Максимальная мощность у с. Залари составляет 68,5 *м*. По данным Ф. Ф. Оттена, породы заларинского горизонта с характерными, ему одному свойственными светлыми с голубоватыми тонами и эластичными ярко-желтыми, голубыми и белыми глинами и аргиллитами, окраской и составом резко отличаются от всех пород других горизонтов, дающих в разрезе главным образом желтые и серые аркозовые песчаники, и поэтому определение пород заларинского горизонта в поле и отнесение их к определенной части разреза не представляет трудности. М. М. Иваньшина в 1956 г. отметила, что в северо-западной и юго-западной частях заларинская свита сложена в основном конгломератами, реже песчаниками. В юго-восточной, северо-восточной и центральной частях она сложена брекчиями с каолиновым цементом, каолиновыми и алунитизированными глинами и песчаниками.

Таким образом, к заларинской подсвите относятся грубокластические отложения нижней части разреза юрских отложений — конгломератовые в зонах тектонических впадин, глинисто-брекчиевые, брекчиевые в областях подъема фундамента, выше они перекрываются более тонкозернистыми, глинистыми породами. Всюду ритм завершается пластами угля. Именно непосредственная генетическая связь отложений нижней части разреза и вышележащих углей (Попова, 1964) позволяет согласиться с тем, что эти отложения, представляющие единый макроритм, целесообразнее рассматривать как одну черемховскую свиту.

Характеристика подсвиты дается нами с учетом особенностей ее формирования и литологических особенностей разреза, т. е. по структурно-фациальным зонам.

В зоне тектонических присаянских впадин развиты конгломератово-песчаниковые (заларинские) слои. Наибольшие мощности их зафиксированы в Приркутской впадине. Она сложена толщей конгломератов и песчаников, сформированных за счет размыва пород Саяно-Байкальского свода, которые постепенно фациально замещаются в сторону Байкала белесыми конгломератами с каолиновым цементом, так называемой «большеречинской фацией». Далее на восток в истоках р. Ангары и по побережью Байкала их сменяют конгломераты «байкальской фации».

Б. А. Шурыгин в 1965 г. наблюдал в разрезе заларинской подсвиты черемховской свиты две пачки: нижнюю конгломератовую и верхнюю песчаниковую. Конгломераты на значительной части территории бассейна являются базальными и выполняют первичные впадины доюрского рельефа. На склонах доюрского фундамента мощность пачки уменьшается до 18 *м* и иногда она выклинивается. Отмечается неоднократное ритмичное чередование грубокластических отложений и перекрывающих их алевролитов с линзами углей, реже эта пачка представляет единый ритм. Крупность конгломератов уменьшается снизу вверх. Под конгломератами местами наблюдается элювий кембрийских пород в виде брекчии доломитов и известняков.

По мере приближения к поднятиям доюрского рельефа отмечается уменьшение мощности отложений конгломератовых слоев заларинской подсвиты до 25—18 *м* и затем замещение их глинистыми породами.

В пределах центральной части бассейна распространение конгломератовых слоев ограничено зоной эрозионно-тектонических впадин Присаянья и прибортовой частью Каранцайской и Кирей-Тагнинской впадин. Наиболее полно разрез представлен в Новометелкинской впадине. Сравнительно мощные толщи конгломератов (30 *м*) фиксируются по ее юго-западному, присаянскому крутому крылу, а также на своде примыкающего к ней с юго-запада Хор-Тагнинского поднятия.

В пределах северо-западной части бассейна отмечается широкое, почти повсеместное распространение конгломератовой фации (Виниченко и др., 1963). Наибольшей мощности (50—60 *м*) эти отложения достигают в зоне глубоких присаянских впадин (Кирей-Тагнинская), уменьшаясь в сторону платформы. На Каранцайской и Икейской площадях их мощность составляет 40—50 *м*. На Каранцайском месторождении О. Р. Шутовым наблюдался следующий разрез этих отложений, залегающих на алевролитах и мергелях верхнего кембрия. Нижняя часть разреза сложена песчаниками и конгломератами с редкими линзами углей. Конгломераты слагают окатанные и полуокатанные гальки метаморфических и осадочных пород; размер галек конгломератов, количество и мощность их прослоев уменьшаются вверх по разрезу. В направлении Восточного Саяна размер галек увеличивается, а степень их окатанности уменьшается, и в предгорьях Восточного Саяна отложения приобретают характер мощного делювиально-пролювиального шлейфа. К центру Новометелкинской впадины конгломераты постепенно сменяются песчаниками с прослоями конгломератов и гравелитов, затем — песчаниками, алевролитами и даже отложениями типа трошковских. По наблюдениям А. В. Хавчук, нижнюю часть разреза слагают конгломераты с окатанной и полуокатанной галькой, выше по разрезу появляются грубозернистые песчаники с гравелитами, затем средне- и мелкозернистые песчаники и алевролиты. Песчаники по составу аркозовые, в составе галек конгломератов преобладают метаморфические и изверженные породы Саянского комплекса.

В Присаянье, в районе пос. Порог Б. Л. Шурыгиным наблюдался разрез нижней подсвиты. В составе конгломератов этого разреза присутствует материал, переотложенный из коры выветривания (галлуазитовый цемент, выветрелые гальки и мелкие пласты глин).

Верхняя пачка ($J_1 cr_1^2$) заларинской подсвиты в зоне тектонических впадин сложена песчаниками, распространена в центральной и предгорной частях Приркутской впадины и в зоне присаянских впадин центральной и, отчасти, северо-западной частей бассейна и является непосредственным продолжением вышеописанной нижней пачки конгломератов, составляя с нею единый макроритм. Нижняя граница пачки проводится по кровле верхнего макроритма, включающего конгломераты. Для состава второй пачки характерны крупно- и среднезернистые песчаники, характеризующиеся крупной косой слоистостью. Для пачки также характерно ритмичное строение и смена грубозернистых песчаников мелкозернистыми вверх по разрезу. Ритм завершается прослоями алевролитов, угли же встречаются редко. Общая мощность пачки колеблется от 15—30 *м* в долине р. Ушаковки до 35—47 *м* в центральной части впадины.

В зоне эрозионных и эрозионно-тектонических впадин пологого приплатформенного крыла Иркутской синеклизы брекчиево-глинистые (трошковские) слои, т. е. отложения «трошковской фации», распространены преимущественно в центральной части бассейна в пределах стабильного, не испытавшего интенсивного погружения приплатформенного крыла. Подстилающими юру породами здесь являются карбонатные породы нижнего кембрия. Брекчиево-глинистые аллювиальные, элювиально-делювиальные отложения с перекрывающими их озерными и аллювиальными осадками прослеживаются преимущественно во впадинах на обширном выступе кембрийских карбонатных пород и на его склонах.

Разрезы этого типа изучались М. М. Одинцовым (1938, 1945), а позднее, в 1959 г.,— М. М. Иваньшиной.

Разрез на Трошковском месторождении, по наблюдениям Э. Н. Варенник, М. М. Одинцовой, Л. Н. Гутовой и других, состоит из трех горизонтов: 1) кремнево-глинистой брекчии (16—17 *м*), 2) огнеупорных глин (2—20 *м*), 3) песчаников, глин, углей (до 45 *м*).

Горизонт кремнево-глинистой брекчии сложен несортированными угловатыми обломками кремния в глинистом, известково-глинистом, песчаном цементе. В нижней части отмечаются обломки известняков, а также прослойки и линзочки гипса. Окраска пестрая, от серых цветов до бурых, с преобладанием желтых и красных. Мощность горизонта резко меняется, определяясь сильно эродированной поверхностью фундамента. Верхняя граница горизонта условна и проводится по уменьшению содержания кремневой щебенки в толще огнеупорных глин.

Горизонт огнеупорных глин слагается тонкодисперсными глинами белого, желтого, серого цвета. Примеси углистого вещества изменяют окраску глин до черной. Местами отмечается примесь песчаного материала. Для всего горизонта огнеупорных глин характерна примесь щебенки кремня, количество которого возрастает вниз по разрезу. Линзы брекчий отмечаются и в кровле горизонта.

Горизонт песчаников, глин, углей сложен грубыми песчанистыми неслоистыми глинами темно-серой окраски. Угли каменные, реже бурые, имеют ограниченное распространение. Угольные пачки разделены прослойками глин, глинистых сланцев, песчаников. Угли иногда замещаются восковидными и сажистыми глинами. Мощность угольного пласта 1,6—5,7 *м*. Эти слои мы включаем уже в состав вышележащей верхней подсвиты черемховской свиты. На Гымыльском месторождении разрез «трошковской фации» изучен (П. Н. Калашниковым и др.) наиболее полно и представлен (снизу вверх) следующими породами.

1. Горизонт кремневой брекчии: а) аллювиальные карбонатно-глинистые (окремненные) образования. Они сложены зеленоватыми, бурыми глинами плотного аргиллитового сложения, залегающими на карбонатных породах ангарской свиты нижнего кембрия. Глины содержат обломки окремненных карбонатных и кремнистых пород; б) элювиально-делювиальные, делювиальные образования, представленные карбонатно-кремневой брекчией с глинистым цементом.

2. Горизонт каолиновых аргиллитов сложен преимущественно высокоглиноземистыми каолиновыми аргиллитами от светло- до темно-серых, реже зеленовато-серых и красновато-бурых. Каолиновые аргиллиты часто содержат примесь кремневой щебенки (до 35—40%), особенно вблизи приподнятых участков древнего рельефа и в нижних частях разреза. Мощность пласта аргиллита непостоянна и зависит от формы доюрского рельефа.

На значительной площади аргиллиты перекрываются пластом угля и в верхней части разреза обогащены углистым материалом. Реже на них залегают песчаники с кремневой щебенкой или алевролиты, обогащенные углистым материалом.

На крайнем северо-западе бассейна, в полосе, примыкающей к линии железной дороги, юрские отложения ложатся на песчаники ордовика и девона, существенно кварцевые по своему составу, реже они перекрывают сибирские траппы. Отличительной особенностью пород, слагающих здесь нижнюю часть юрского разреза, является преобладание в их составе кварцевых песчаников и в их числе — стекольных и формовочных песков. Характерна высокая концентрация ильменита в переотложенных материалах кор выветривания на траппах и в песчаниках вблизи трапповых массивов.

Как и в других частях бассейна, юрские отложения залегают на породах фундамента с размывом. Местами в основании их разреза отмечается обогащение песчаников галькой или гравелитами или же присутствие прослоев конгломератов. Прослои кварцевых песчаников и их ильменито-

носность отмечаются и в отложениях вышележащей угленосной верхней подсвиты черемховской свиты, но там они имеют меньшее значение. Большинством исследователей подчеркивается преимущественно песчаниковый состав нижней части разреза заларинской подсвиты этого района и алевролито-аргиллитовый — верхней. Верхнюю часть разреза слагают темно-серые, почти черные алевролиты и аргиллиты. Мощность этих отложений достигает 50—70 *м*, однако она не постоянна: возрастает во впадинах и уменьшается до выклинивания на поднятиях фундамента. На этих отложениях согласно залегают песчаники, заключающие мощные пласты угля, принадлежащие уже черемховской свите.

Биостратиграфические данные по этой части разреза сводятся к следующему:

1. Из отложений песчаниково-конгломератовой фации зоны тектонических впадин в настоящее время известны лишь комплексы пыльцы и спор. Так, из прослоев алевролитов в средней части разреза нижней конгломератовой пачки нижней подсвиты, вскрытой опорными скважинами в Приркутской впадине, получены достаточно полные комплексы пыльцы и спор. Состав их обычен для комплексов черемховской свиты, характерной отличительной особенностью их является высокое содержание пыльцы *Ginkgoales* при подчиненном значении бенеттитовых, представленных преимущественно *Bennettites dilucidus* Bolch. и, реже, *B. percarinata* Bolch. Среди спор значительное число принадлежит группе *Leiotriletes* (в их составе — *Clathropteris*, *Dictyophyllum*, *Hausmanni*) и ранних *Coniopteris*. Споры Osmundaceae, *Cheiropleuria* (?) в этих комплексах пока не имеют преимущественного значения. Характерным является сравнительно высокое содержание спор *Chomotriletes anogrammensis* К.-М. Пыльца *Picea*, господствующая в комплексах, устанавливаемых выше по разрезу, здесь имеет резко подчиненное значение. Единично присутствуют крупные пыльцевые зерна древних хвойных (*Protopicea pergrandis* Bolch.).

Самые нижние горизонты пачки конгломератов пока остаются не охарактеризованными палинологически.

Комплексы, установленные из этих же отложений в других скважинах, отличаются большим содержанием спор.

В комплексе из верхней песчаниковой пачки заларинской подсвиты (J_1 cr^2_1) сохраняется высокое содержание пыльцы гинкговых. Для этого комплекса характерно высокое содержание спор папоротников Osmundaceae, которые, по-видимому, преобладали в растительности, покрывавшей эту обширную аллювиальную равнину. В этих комплексах уже заметно участие спор *Lycopodium*, вверх по разрезу возрастает значение спор *Cheiropleuria*. Увеличивается и значение пыльцы юрских видов *Picea*.

На склонах и небольших возвышенностях господствовали папоротники, продуцировавшие споры *Leiotriletes* (*Clathropteris*, *Hausmannia*, *Dictyophyllum*).

Комплексы спор и пыльцы из отложений верхней песчаниковой пачки выделены во многих пунктах юго-восточной, центральной и северо-западной частей бассейна.

2. Отложения «тропковской фации нижней подсвиты» палинологически охарактеризованы на Тропковском месторождении глин, по ряду скважин на Гымыльской площади Черемховского месторождения и на Голуметском месторождении.

По наиболее глубокой скважине на Голуметском месторождении из этих отложений выделен комплекс пыльцы и спор, отличающийся высоким содержанием спор Osmundaceae и пыльцы Ginkgoales. Значительно в нем и содержание спор *Leiotriletes*, присутствуют споры *Camptotriletes cerebriformis* Naum. и *Chomotriletes anogrammensis* К.-М. Древние хвойные не обнаружены. Вместе с тем в этом комплексе заметно участие спор

Lycopodium и пыльцы Bennettitales, что приближает его к комплексам угленосного горизонта верхней подсвиты. Несколько выше по склону фундамента, на этом же месторождении отложения трошковской пачки вскрываются еще одной скважиной.

В пробах, взятых из этих отложений, преобладают споры Osmundaceae и пыльцы Ginkgoales.

В остальном он однотипен с вышеописанным, но в нем, с одной стороны, присутствует пыльца реликтовых хвойных (*Protopicea pergrandis* Bolch., *Podocarpus permagna* Bolch.), с другой — возрастает значение спор *Lycopodium*, *Cheiropleuria*. В ряде других скважин пробы, взятые из этих отложений, совершенно лишены реликтовых элементов.

Для комплексов, установленных из глинисто-брекчиевых отложений, вскрытых на Гымыльском месторождении, характерно значительное участие спор группы *Leiotriletes*, присутствие спор *Camptotriletes cerebriformis* Naum. и пыльцы реликтовых хвойных. Вместе с тем в них значительно и содержание спор *Cheiropleuria*, *Lycopodium* и пыльцы Bennettitales.

Комплекс, выделенный из серых и темно-серых аргиллитов и глин, залегающих на кремовых и голубовато-белых аргиллитах и глинах нижней части разреза Трошковского месторождения, является обычным для черемховской свиты. В нем значительно содержание спор *Lycopodium*, *Cheiropleuria*, *Leiotriletes* (спор Osmundaceae мало). Характерно систематическое присутствие спор *Camptotriletes cerebriformis* Naum. и своеобразных спор *Hymenozonotriletes*. Пыльца голосемянных растений преобладает над спорами. Обращает внимание высокое содержание пыльцы *Picea*, Bennettitales. Содержание последней близко или значительно выше содержания Ginkgoales. Древние хвойные (*Protopicea pergrandis* Bolch., *Dipterella* sp.) присутствуют эпизодически и иногда в заметном количестве.

Приведенные данные позволяют предполагать длительность периода накопления отложений трошковской пачки, который соответствует всему периоду накопления конгломератовой и песчаниковой пачек зоны тектонических впадин.

По периферии поля распространения юрских отложений в юго-восточной части бассейна маломощные подугленосные породы нижней подсвиты, представленные песчаниками и алевролитами, лежат на довольно высоких отметках фундамента. Выделенные из них комплексы отличаются высоким содержанием пыльцы Ginkgoales и ее преобладанием над пыльцой Bennettitales. Среди спор обычно преобладают споры группы *Leiotriletes*, реже — Osmundaceae. Споры *Camptotriletes* порой присутствуют в заметном количестве. Древние хвойные единичны. Обычно значительно содержание спор *Cheiropleuria* и возрастает значение *Lycopodium*, что позволяет параллелизовать эти комплексы с комплексами верхних горизонтов нижней подсвиты Приморской впадины.

3. Отложения тулунской (даурской) пачки кварцевых песчаников охарактеризованы во многих пунктах северо-западной части бассейна. Комплекс спор, установленный из песчаников нижней подугленосной части разреза на Даурском месторождении, характеризуется высоким содержанием спор группы *Leiotriletes*, но наряду с ними высоко и содержание спор Osmundaceae, *Cheiropleuria*, *Lycopodium*. Систематически присутствуют споры *Camptotriletes*, эпизодически — *Chomotriletes*. В пыльцевой части отмечено почти равное содержание пыльцы *Ginkgoales*, *Bennettitales*. Пыльца древних хвойных отсутствует или отмечается единично. Приведенные особенности комплекса выдерживаются и на других участках. По высокому содержанию пыльцы Bennettitales и спор *Cheiropleuria* и *Lycopodium* они близки к комплексам верхних горизонтов нижней подсвиты.

Помимо палинологических данных, из отложений нижней подсвиты известны отпечатки растений. Так, из отложений дабатской пачки Д. И. Ермолаевым определены: *Equisetites ferganensis* Sew., *Cladophlebis haibur-*

nensis (L. et H.) *Sew.*, *Cladophlebis* sp., *Czekanowskia setacea* Hr., *Cz. rigida* Hr., *Sphenobaiera czekanowskiana* (Hr.) Florin, *Schizolepis follinii* Nathorst, *Carpolithus* sp. На Мугунском месторождении из отложений, относимых к тулунской (даурской) пачке, Д. И. Ермолаевым определены: *Ginkgo sibirica* Heer, *Czekanowskia setacea* Heer, *Phoenicopsis speciosa* Heer, *Pityophyllum nordenskioldii* (Heer) Nath., *Schizolepis follinii* Nathorst

Фаунистические находки из отложений заведомо нижней подсвиты неизвестны. Исключение представляет находка *Najadites* sp. (определение Г. Р. Колосницыной) в отложениях даурской пачки на Александровском участке близ г. Тулуна. Эти пелециподы являются, безусловно, древними. И. В. Лебедев (1962), отмечая их распространение с карбона до нижней юры, указывает на находку *Najadites krasnojarskiensis* Leb. в отложениях макаровской свиты Чулымо-Енисейского бассейна, лейасовый возраст которой не вызывает сомнения.

Верхняя подсвита черемховской свиты (J_1 cr_2). В ритмически сложенной толще отложений верхней подсвиты выделяются два макроритма, соответственно выделяемые в нижнюю угленосную (J_1 cr^1_2) и верхнюю — усть-балейскую пачки (J_1 cr^2_2). В интенсивно прогибавшихся Присаянских впадинах накапливались мощные толщи песчаников и алевролитов.

В зоне приплатформенного крыла, а также в центральной части бассейна происходило медленное накопление осадков в обстановке устойчивого заболачивания.

По периферии бассейна, а именно вдоль ее Присаянского крыла, в основании свиты и в усть-балейской пачке отмечаются делювиальные шлейфы и конусы выноса. В истоках р. Ангары к этой подсвите относятся мощные толщи конгломератов «дабатской и байкальской фаций».

В то же время в областях плоских водораздельных пространств продолжали, по-видимому, существовать условия, благоприятные для образования кор выветривания. Для подсвиты характерна высокая угленасыщенность.

Граница верхней и нижней подсвит черемховской свиты условно проводится по подошве алевролитов и песчаников, подстилающих угленосный горизонт первого регионального угленакопления, или по кровле последнего микроритма с конгломератами нижней подсвиты. Основанием для ее проведения является достаточно отчетливая литологическая смена пород, соответствующая различиям условий накопления отложений, слагающих эти подсвиты. Указанные различия определяют и различие комплекса полезных ископаемых, приуроченных к той и другой частям юрского разреза. Условность проведения границы и непосредственная генетическая связь отложений нижней и верхней подсвит, представляющих единый макроритм, отчетливо видна на ряде месторождений угля, имеющих незначительные по мощности подугленосные слои. П. Р. Калашников на Гымыльском месторождении наблюдал переход глинисто-брекчиевых пород трошковской пачки в верхней части разреза в углистые глины и аргиллиты, выше которых залегают промышленные пласты угля (те же, что прослеживаются далее и на Черемховском месторождении). Эта же особенность постепенного перехода от пород нижней части резреза через углистые алевролиты к углям промышленных пластов прослеживается и на Ишинском месторождении, где граница проводится по подошве углистых аргиллитов и алевролитов, подстилающих угольные пласты.

Нижняя (угленосная) пачка ($J_1cr^1_2$) характеризуется значительным распространением в разрезе алевролитов, аргилитов, заключающих мощные пласты угля. Отложения этой пачки накапливались в эпоху максимального регионального угленакопления в бассейне и почти повсеместно распространены.

Для пачки характерно ритмическое строение. Причем, если в нижней ее части ритм начинается с гравелистых, грубозернистых песчаников, то

выше по разрезу в начале ритма лежат уже средне- и мелкозернистые песчаники. Завершаются ритмы, как правило, алевролитами и аргиллитами, а также многочисленными пластами угля, в Приикутской впадине обычно не выдержанными и расщепленными.

На Новометелкинском месторождении к нижней угленосной пачке относятся второй и третий горизонты, заключающие нижнюю группу пластов (Попова, 1964). В основании пачки на этом месторождении прослеживаются песчаники. Преобладающими же в разрезе являются алевролиты и аргиллиты и приуроченные к ним мощные пласты угля. Верхнюю, большую часть разреза слагают мелко- и среднезернистые песчаники и алевролиты. Мощность пачки на этом месторождении достигает 160 *м*. На Каранцайском месторождении нижняя (угленосная) пачка ($J_1 cr^1_2$) сложена разнозернистыми и тонкозернистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Аргиллиты чаще наблюдаются в виде линзовидных прослоев в почве или кровле пластов угля. Мощность пачки на месторождении 40—70 *м*.

В зоне пологого приплатформенного крыла бассейна уменьшается мощность, и верхние части разреза размыты. Так, в Черемховском районе мощность пачки на отдельных участках уменьшается от 80 до 20 *м*, местами сохраняется лишь один пласт угля.

Верхняя, усть-балейская пачка ($J_1 cr^2_2$) с песчаниками в основании и перекрывающими их алевролитами, аргиллитами, пластами угля представляет собой законченный макроритм. О некотором оживлении тектонической и эрозионной деятельности свидетельствует сравнительно мощная толща песчаников русловых фаций в нижней части разреза пачки.

Отложения, относимые к этой пачке, распространены по всей полосе зоны Присаянских впадин. На остальной территории бассейна и особенно вдоль северо-восточного пологого крыла синеклизы они частично или полностью уничтожены эрозией.

Для этой пачки характерно преобладание в разрезе кварцево-полевошпатовых, полимиктовых мелкозернистых песчаников светло-серых тонов. На Новометелкинском месторождении к ней относится IV горизонт, сложенный мелко- и среднезернистыми песчаниками и алевролитами серой и зеленовато-серой окраски, с линзами крупно- и грубозернистых песчаников и линзами и пластами угля. Пласты угля невыдержаны по простиранию и мощности. Мощность пачки около 100 *м*.

На Каранцайском месторождении усть-балейская пачка местами полностью уничтожена эрозией. Там, где она сохранилась, ее мощность составляет 60—90 *м*. Она сложена средне- и мелкозернистыми песчаниками с глинистым цементом, переслаивающимися с алевролитами. В средней части присутствуют крупнозернистые песчаники и линзы песчаников с карбонатно-кремнистым цементом. Пласты угля, приуроченные к этой части разреза, не выдержаны по мощности и простиранию. На пологом приплатформенном крыле бассейна отложения, относимые к этой пачке, частично или полностью уничтожены эрозией.

Отложения верхней подсвиты черемховской свиты характеризуются следующими находками флоры и фауны. Отложения, слагающие нижнюю (угленосную) пачку ($J_1 cr^1_2$), почти повсеместно и по всему разрезу заключают богатые спорово-пыльцевые комплексы. Для них могут быть отмечены следующие особенности: пыльца голосемянных растений, в том числе юрских видов хвойных, представлена обильно и разнообразно; количественно ее участие равно или превышает содержание спор. В пыльцевой части характерно увеличение содержания пыльцы *Bennettitales* (*B. dilucidus* Bolch.), которое становится почти равным содержанию пыльцы гинкговых. Разнообразна пыльца *Podocarpus* (хотя количественно ее и немного); единично и эпизодически присутствуют крупные пыльцевые зерна древних хвойных (*Protopicea pergrandis* Bolch., *Podocarpus permagna* Bolch.).

Споры многочисленны и разнообразны по видовому составу. Среди них много спор *Lycopodium marginatum* K.-M., *L. tenner* (Naum.) Sach., разнообразно представлены *Cheiropleuria* [*Ch. compacta* Bolch., *Ch. congregata* Bolch., *Ch. incerta* (Bolch.) Kab., *Ch. reticulata* Kab.], *Osmunda* (*O. jurassica* K.-M., *O. cinnamomeiformis* Sach., *O. gyrata* Sach.). Заслуживает быть отмеченным присутствие *Coniopteris* и спор группы *Leiotriletes*. Споры *Camptotriletes cerebriformis* Naum., *C. tenellus* Sach., *Chomotriletes anogrammensis* K.-M. и *Ch. jurassica* присутствуют в комплексах не всегда. Частота их встречаемости и процентное содержание меньше, чем в комплексах из отложений нижней подсвиты.

В спорово-пыльцевых комплексах из отложений этой пачки наиболее отчетливо и полно выражены особенности, характерные в целом для черемховской свиты бассейна.

Сравнительное однообразие условий накопления осадков угленосной пачки во всех частях бассейна обусловило и некоторую однотипность комплексов. Тем не менее все же удается подметить и некоторые отличия, отражающие ландшафтные особенности. Так, в комплексах из угленосных отложений, выполняющих впадины, и на относительно высоких плоских водоразделах в зоне пологого приплатформенного крыла отмечается обилие плаунов, селягинелл, хвощей. В отложениях же, распространенных в зоне тектонических присаянских впадин, преобладают споры папоротников Osmundaceae, очевидно, господствовавших в травянистом покрове обширной аллювиальной равнины. В зарослях, покрывающих склоны и небольшие возвышенности, преобладали папоротники *Coniopteris* и растения, продуцировавшие споры *Lieotriletes*. Эти же отложения содержат обильную пыльцу Ginkgoales, особенно в юго-восточной части бассейна. Комплексы с наиболее высоким содержанием пыльцы беннеттитовых отмечаются для областей пологих водоразделов центральной и северо-западной части бассейна.

Из отложений угленосной пачки до последнего времени были известны лишь ограниченные находки пелеципод, представленных *Ferganoconcha sibirica* Tchern., *F. subcentralis* Tchern., *F. curta* и *Sibiriconcha* sp.

К настоящему времени выявлено большое число новых местонахождений фауны и значительно полнее стало представление о ее составе. В этом отношении интересна находка отпечатков рыб и насекомых Э. В. Варенник на Трошковском месторождении глин. Здесь в алевролитах, залегающих под песчаниками, но выше пластов углей, найдены отпечатки насекомых рода *Patiperla* sp. и рыб *Pteronisculus czekanowski*.

В штольне у с. Залари Г. Р. Колосницыной описан в кровле угленосной пачки слой с фауной *Ferganoconcha*, представленной *F. sibirica* Tchern., *F. curta* Tchern., *F. subcentralis* Tchern., *Sibiriconcha* sp. В этом разрезе угленосные отложения отделяются от доюрского фундамента 10-метровой толщей конгломератов.

На Каранцайском месторождении фауна была найдена в алевролитах, подстилающих пласты угля, и по разрезу угленосного горизонта. В отложениях, подстилающих пласты угля, найдены личинки веснянок и фрагменты крыльев цикад (по заключению О. М. Мартыновой эти насекомые нижнеюрского возраста.) Здесь же обнаружены остатки рыб плохой сохранности.

Особое место занимает Каранцайское месторождение. Только тут в скважинах были найдены пелециподы — *Lymnocyrena sibirica* Ramm., *L. jovalis* Ramm., *Leptesthes* sp., *Lioplax karanzaica* Martins., *Valvata* cf. *turgensis* Martins., неизвестные в других пунктах бассейна, а также филлоподы и остракоды.

Состав этого своеобразного комплекса позволил Г. Г. Мартинсону высказать предположение о более молодом возрасте угленосных отложений Каранцайского месторождения, но данные геологических и палеоботани-

ческих исследований не подтверждают этого (Ермолаев, Тесленко, 1964; Гутова, 1963).

И. В. Лебедев (1962) отмечает, что в нижнеюрских отложениях Западной Сибири найдены четыре вида *Sibiriconcha*, один вид *Cyrena*, один вид *Unio* и один вид *Najadites*. По-видимому, эти данные следует учитывать при оценке стратитрафического значения комплексов юрской пресноводной фауны Восточной Сибири. Возможно, что они свидетельствуют о более древнем возрасте фауны из Каранцайского месторождения, чем допускалось Г. Г. Мартинсоном.

Г. Р. Колосницына высказала предположение о тесной связи фаун усть-балейской пачки («горизонта») и нижележащей угленосной пачки. На этом основании она считает более правильным проведение границы между черемховской и присаянской свитами по кровле усть-балейской пачки. Несмотря на наличие в составе усть-балейской фауны нижнеюрских видов, таких, как крупные равнокрылые сем. Palaeontinidae, *Mesotaeniopterух colorata* Kab., *Mesopanorpa* и представителей рода *Orthophlebia*, сходство представителей отрядов *Mecoptera* и *Homoptera*, а также ганоидных рыб со среднеюрскими формами позволяет считать возраст усть-балейского комплекса близким к среднеюрскому.

В угленосной пачке (J_1 cr^1_2) найдены остатки пелеципод — *Ferganoconcha*, рыб плохой сохранности и филлопод, а в ее кровле — разнообразных филлопод (В. С. Заспелова сравнивает их с комплексами верхнего мезозоя).

На Будатовском, Хахарейском месторождениях известны находки филлопод, чешуи и отпечатков скелетов рыб и пелеципод *Ferganoconcha*.

Согласно данным Д. И. Ермолаева, для угленосной пачки характерны следующие растения: *Neocalamites pinitoides* (Chachl.) Chachl., *Equisetites ferganensis* Sew., *Clathropteris obovata* Oishi., *Cladophlebis whitbiensis* Brongn., *Ginkgo sibirica* Heer, *Pseudoterella ensiformis* (Heer) Fl., *Phoenicopsis speciosa* Heer, *Pityospermum maakianum* (Heer) Nath.

Спорово-пыльцевая характеристика отложений, слагающих верхнюю усть-балейскую пачку ($J_1cr^2_2$), получена по разрезам Приркутской, Новометелкинской, Голуметской, Каранцайской, Мугунской впадин и во многих других пунктах бассейна.

Комплексы, установленные для этих отложений, однотипны с комплексами угленосной пачки, и отличаются от последних лишь количественным соотношением некоторых компонентов.

Основной их особенностью является увеличение содержания спор *Coniopteris* и группы *Leiotriletes*, увеличение содержания пыльцы Ginkgoales. Несколько уменьшается в них содержание спор *Lycopodium*, *Cheiropleuria*. Еще более в сравнении с угленосной пачкой уменьшается содержание спор *Camptotriletes*, *Chomotriletes*, а также пыльцы реликтовых хвойных.

Из отложений этой пачки Д. И. Ермолаевым приводится следующий список растений: *Neocalamites pinitoides* (Chachl.) Chachl., *Clathropteris obovata* Oishi, *Phlebopteris polypodioides* Brongn., *Cladophlebis whitbiensis* Brongn., *Anomozamites lindleyanus* Schimp., *Ginkgo sibirica* Heer, *Sphenobaiera czekanowskiana* Florin, *Cycadocarpidium* sp.

Изучение флоры усть-балейского горизонта, выполненное в последние годы Д. И. Ермолаевым и Ю. В. Тесленко (1964), позволило отметить, что характерной чертой этой флоры является присутствие в ней таких древних форм, как *Neocalamites pinitoides* (Chachl.) Chachl., *Clathropteris obovata* Oishi, *Cycadocarpidium* sp., а также южного *Phlebopteris polypodioides* Brongn. Вместе с ним встречаются редкие *Coniopteris hymenophylloides* (Brongn.) Sew. и представители рода *Raphaelia*. Доминирующими растениями являются голосемянные, в частности гинкговые. Среди папоротни-

ков наибольшего развития достигает род *Cladophlebis*. Эта флора идентична позднелейасовому комплексу западной и южной Сибири (Тесленко, 1964). Этот вывод подтверждает определение возраста флоры Усть-Балея, сделанное ранее В. Д. Принадой (1962).

Наибольшее число местонахождений фауны в Иркутском бассейне относится именно к этому горизонту. Специальные исследования позволили Г. Р. Колосницыной привести следующий список фауны: насекомые (*Mesopanorpa hartungi* Br., *M. angarensis* Tscher., *Liassophyla sibirica*), рыбы (*Palaeoniscinotus czekanowski* Rohon., *P. irkutensis* Rohon., *Baleychtis graciosa* Rohon.), пелециподы (*Ferganoconcha* sp.) и филлоподы.

Этот комплекс прослеживается Г. Р. Колосницыной в следующих пунктах: по р. Ангаре — в обнажениях у с. Усть-Балея, Толстого Мыса; по р. Оке — у с. Кулгуная; по р. Зиме — у с. Басалаевки; на р. Ие — у с. Владимировки и по ряду скважин. В одной из скважин, пройденной у с. Оек, в этих отложениях были найдены остатки *Unio* cf. *senissjensis* Leb.

Присаянская свита (J_2ps). В ее составе выделяются нижняя — иданская (J_2ps_1) и верхняя — суховская (J_2ps_2) подсвиты.

Отложения присаянской свиты развиты не повсеместно, так как на значительной территории бассейна они частично или полностью уничтожены эрозией. Наибольшее поле их распространения прослеживается в юго-восточной части бассейна. Здесь, в Прииркутской впадине, представлен полный разрез свиты. К северу и северо-востоку от Прииркутской впадины мощность свиты уменьшается как вследствие выклинивания, так и за счет эрозии верхних горизонтов. В центральной части бассейна присаянская свита развита не повсеместно и имеет значительную мощность лишь в зоне Присаянских впадин (Новометелкинской, Голуметской). На северо-западе бассейна мощность отложения присаянской свиты незначительна (50—20 *м*).

Иданская и суховская подсвиты существенно отличаются по условиям формирования и литологическим особенностям. Песчаники, слагающие иданскую подсвиту (J_2ps_1), были впервые выделены Ю. А. Жемчужниковым (1925) в качестве иданского горизонта и широко распространены в юго-восточной части бассейна. В Прииркутской впадине характерным для ее разрезов является преобладание крупнозернистых, а иногда и гравелистых песчаников при подчиненном значении мелко- и тонкозернистых песчаников, а также алевролитов. Песчаники по составу кварцево-полевошпатовые, слюдисто-кварцево-полевошпатовые и, реже, полимиктовые. В основании подсвиты на отдельных участках залегают прослои конгломератов и гравелитов, но поверхность размыва не всегда отчетливо прослеживается, и граница в этом случае проводится условно. Подсвита имеет ритмичное строение. Кровлю пачки слагают песчаники мелко- и тонкозернистые. Характерно сокращение мощности слоев вверх по разрезу и появление прослоев угля. Мощность подсвиты изменяется от 50 до 75 *м*, во впадинах она возрастает. Для пород этой пачки в Прииркутской впадине характерна серовато-зеленоватая окраска. В направлении на север и северо-восток от Прииркутской впадины мощность подсвиты падает. Уменьшение мощности подсвиты отмечается и в южном направлении.

Суховская подсвита (J_2ps_2) сохранилась от эрозии лишь в Прииркутской впадине и, возможно, частично — в Новометелкинской. В основном ее слагают мелко- и тонкозернистые песчаники. Реже наблюдаются алевролиты и крупнозернистые разности песчаников. Характерным является значительное обогащение пород подсвиты углистым материалом, наличие прослоев угля.

Породы, слагающие подсвиту, имеют слюдисто-кварцево-полевошпатовый и кварцево-полевошпатовый состав. В отдельных случаях — полимиктовый. Для нее характерна гранат-сфен-биотит-эпидот-клиноцоизитовая ассоциация минералов.

Отложения этой части разреза юрских отложений во многих пунктах юго-восточной части бассейна уничтожены эрозией. Мощность подсвиты около 50 *м*. Нижняя ее граница с иданской подсвитой не всегда отчетлива, вышележащая кудинская ложится на нее с размывом. На отдельных участках суховская подсвита полностью уничтожена эрозией.

Палинологическая характеристика присаянской свиты получена во многих пунктах — в Прииркутской, Новометелкинской, Каранцайской и Мугунской впадинах.

Установлены некоторые особенности спорово-пыльцевых комплексов нижней и верхней подсвит.

Состав комплексов свидетельствует о довольно резком изменении флоры бассейна на рубеже времени отложения черемховской и присаянской свит. Из ее состава выпадает ряд видов, теряют значение одни роды и становятся господствующими другие. Так, среди папоротников господствующим становится *Coniopteris*, а среди голосемянных пород, наряду с юрскими видами ели, вновь начинают преобладать Ginkgoales. Теряют свое значение папоротники *Cheiropleuria*, а также плауны и хвощи. Совсем исчезают *Camptotriletes cerebriformis* Naum. В составе голосемянных растений характерно почти полное исчезновение пыльцы беннеттитовых и крупных пыльцевых зерен реликтовых хвойных. На отдельных участках по-прежнему широко распространены папоротники Osmundaceae и *Coniopteris*.

В комплексах из отложений иданской подсвиты еще заметно присутствие пыльцы беннеттитовых. Именно к отложениям нижней части разреза этой подсвиты приурочен своеобразный горизонт со спорами *Chomotriletes anogrammensis* К.-М. и спорами типа *Dicksonia spectabilis* Avak. Споры *Cheiropleuria* в них почти не участвуют.

В отложениях суховской подсвиты преобладают споры *Coniopteris* и пыльца *Ginkgoales*. Пыльца беннеттитовых исчезает почти полностью. Условия накопления этих отложений были благоприятны для произрастания *Cheiropleuria*, участие которых заметно в комплексе, но здесь они представлены ограниченным числом видов (*Ch. compacta* Bolch.) и несравненно беднее, чем в отложениях черемховской свиты.

Из отложений присаянской свиты известны отпечатки растений из значительного числа местонахождений. Д. И. Ермолаевым указывается следующий основной состав их комплекса: *Equisetites asiaticus* Pryn., *Coniopteris maakiana* (Heer) Pryn., *C. burejensis* (Zal.) Sew., *Raphaelia diamensis* Sew., *R. acutiloba* Pryn., *R. tapkensis* (Heer) Pryn., *Ginkgo sibirica* Heer, *Podozamites lanceolatus* (L. et H.) Sew.

Как следует из приведенного, комплекс этот вполне соответствует данным палинологических исследований о составе растительности.

Фауна в этих отложениях была обнаружена в ряде обнажений по р. Ангаре (Толстый Мыс, ниже устья р. Куды) и по р. Иркут (у деревень Максимовской, Баклаши) и представлена пелециподами: *Ferganoconcha sibirica* Tchern., *F. anodontoides* Tchern., *F. curta* Tchern., *F. subcentralis* Tchern., *Tutuella* sp.

Г. Р. Колосницына выделяет этот комплекс в ферганоконховый горизонт.

Кудинская свита (J_2kd). Впервые она была выделена Н. И. Фоминым в 1946 г. Позднее эти отложения выделяются как кудинская фация (Деев, 1957) или верхняя подсвита присаянской свиты.

Отложения, относимые к этой свите, развиты к северо-востоку от г. Иркутска в Кудинской мульде. На северо-западе и западе эти отложения сохранились от эрозии лишь на некоторых вершинах сопок. Б. Л. Шурыгин отмечает, что в основании свиты прослеживается мощная толща конгломератов, ложащихся на разные части разреза подстилающих их осадков, что свидетельствует о новом седиментационном этапе. Площадь рас-

пространения свиты ограничена, так как на большей части территории она уничтожена эрозией. В составе свиты выделяются нижняя и верхняя подсвиты.

В основании нижней подсвиты (J_2kd_1) в восточной части поля ее развития залегают конгломераты, максимальная мощность которых возрастает по направлению к Байкалу до 17 *м*. На запад предполагается фациальное замещение конгломератов песчаниками. Разрез ритмический. Цвет пород серый, реже темно-серый. По составу это кварц-полевошпатовые, слюдисто-кварц-полевошпатовые породы. Мощность подсвиты 50—80 *м*.

Отложения верхней (кремнистой) подсвиты (J_2kd_2) прослеживаются на ограниченной территории в Приркутской впадине, где ими сложены наиболее повышенные участки рельефа. Согласно наблюдениям Б. Л. Шурыгина, характерной особенностью подсвиты является присутствие в ее разрезе пород светло-серой, почти белой окраски и прослоев белых, иногда с желтоватым оттенком аргиллитов.

Нижняя граница подсвиты условна и проводится по появлению среди серых и темно-серых пород светлой окраски.

Характерной особенностью пород подсвиты является интенсивная вторичная каолинизация, обусловливающая белесую окраску пород. Единичные в этой свите находки отпечатков растений определены Д. И. Ермолаевым как *Phoenicopsis angustifolia* Heer, *Coniopteris* sp. и *Cladophlebis* sp. Палинологический комплекс, выделенный из отложений этой подсвиты, характеризуется следующим составом: *Lycopodium tener* (Naum.) Sach., *Equisetitis tnortatus* Sach., *Osmunda cinnamometformis* Sach., *O. jurassica* K.-M., *Gleichenia laeta Bolch., Coniopteris mutabilis* (Naum.) Bolch., *Coniopteris* sp., *Cibotium junctum* K.-M., *Cheiropleuria compacta* Bolch., *Ch. incerta* (Bolch.) Vor., *Leiotriletes gleicheniaeformis* Bolch., *Camptotriletes tenellus* Naum., *Cycas elliptica* K.-M., *Ginkgo parva* (Naum.) Bolch., *G. typica* (Mal.) Bolch., *Podocarpus* sp., *Picea jurassica* K.-M.

В целом комплекс близок к ранее описанному по присаянской свите. Его отличительной особенностью является преобладание спор *Coniopteris, Leiotriletes* при наличии *Cheiropleuria*, а среди пыльцы голосемянных растений — гинкговых. Обращает внимание заметное участие пыльцы *Cycas*.

БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ОБОСНОВАНИЕ СТРАТИГРАФИИ И КОРРЕЛЯЦИЯ РАЗРЕЗОВ

Основой для корреляции юрских разрезов Саяно-Вилюйского прогиба и угленосных бассейнов юга платформы послужили данные палинологических исследований. Это не является случайным. Континентальные юрские отложения Восточной Сибири очень бедны фауной, остатки листовой флоры сравнительно однообразны почти на всей ее территории и местонахождения их сравнительно редки. Использование только остатков фауны и отпечатков растений для корреляции удаленных и разобщенных между собой разрезов не может служить основой для корреляции разрезов с необходимой детальностью. Между тем, споры и пыльца практически повсеместно присутствуют в юрских породах и могут быть использованы достаточно полно для любого района распространения юрских отложений. Необходимым условием для этого является достаточно точная привязка коррелятивных палинологических комплексов к стратиграфической шкале. На обосновании возможности такой привязки мы остановимся ниже.

Юрские отложения во всей обширной седиментационной области представлены различными фациями, имеют различные области питания и связаны с развитием не вполне однородных структурных единиц. Биостратиграфический материал также не вполне однозначен. Только на юге, в угленосных бассейнах для стратиграфического расчленения разрезов ис-

пользовались остатки пресноводной фауны, а флора изучалась комплексно, т. е. применялись как ихнофитологические, так и палинологические методы.

Выше отмечалось, что изучение палинологических комплексов из разрезов морских слоев на севере и северо-востоке платформы, а также из фациально замещающих их континентальных свит позволило выделить характерные коррелятивные признаки для отделов и подотделов. При сравнении с данными по югу Сибири выяснилось, что палинологические комплексы в Саяно-Вилюйском прогибе в разрезе юры изменяются в принципе так же, как в Западно-Сибирской низменности, в Кузбассе и Алтае, что позволило выделить для отделов и подотделов юры на этой территории характерные коррелятивные комплексы (см. табл. 5 и 6). Однако для составления палеогеографических карт оказалось необходимым сопоставление разрезов с выделением стратиграфических уровней, соответствующих одному-двум ярусам. Для этой цели мы постарались исключить влияние местных палеогеографических условий на состав палинологических комплексов.

Детальное изучение разреза Вилюйской синеклизы и платформенной части Приверхоянского прогиба позволило нам выделить эталонные спорово-пыльцевые комплексы почти из всех ярусов юрской системы и провести сопоставление континентальных и морских осадков. Однако для уверенности в правильности применения палинологического метода для корреляции удаленных разрезов, безусловно, расположенных в различных палеоклиматических зонах (удаленных друг от друга на 12—14° с. ш. и занимающих совершенно различное положение по отношению к морскому побережью того времени), мы прежде всего попытались выяснить зависимость состава спорово-пыльцевых комплексов от фациальной принадлежности осадков и местоположения разрезов по отношению к широтным поясам. На фиг. 8 отражено в круговых диаграммах участие основных компонентов палинологических комплексов в различных группах фаций основных стратиграфических единиц.

Изучая спорово-пыльцевые комплексы прибрежно-морских слоев, мы прежде всего можем выяснить характер изменений их состава в отдельных ярусах. При сравнении комплексов одного яруса, но из удаленных разрезов, можно выявить также значение географической широты. В этом отношении наиболее показательны осадки верхнего подъяруса плинсбаха и тоара. Нам удалось проследить изменения с юга на север спорово-пыльцевых комплексов в этих слоях на обширной территории от бассейна Малой Ботуобии и Сунтарской излучины Вилюя (в разрезах по Ыгыатте, Мархе, скважинам на междуречье Мархи и Тюкэна, в долинах Тюнга, Муны, Моторчуны) до Эйакита и Беенчимэ, Пура и Уджи. В этом отношении показательным можно считать сравнение данных по разрезам в долинах Беенчимэ и Чебыды, удаленных по широте на 16° и обнажающих осадки совершенно различных участков побережья средне- и позднелейасового морей. Данные по составу палинологических комплексов из разреза Беенчимэ отражают состав растительности побережья Арктического юрского моря, отделенного с юга от Вилюйского морского залива участками приподнятой суши. Таковыми были Оленекское поднятие и склоны Анабарского щита (района современного положения верховьев Мархи и Оленека), откуда в морские отложения поступали пластические материалы, а в их числе алмазы и пиропы. Пролив в Уджинской впадине не мог быть широким.

В верхнем подъярусе плинсбаха на р. Беенчимэ (установлен по находкам *Harpax* sp. sp., *Pseudomonotis tiungensis* Petr., *Myophoria*, взятых из тех же слоев, из которых были отобраны пробы на спорово-пыльцевой анализ) выдерживаются в основном те же соотношения основных компонентов комплекса, что и в более южных районах. Однако пыльца крупных

бенеттитов здесь почти отсутствует, а среди пыльцы хвойных больше пыльцевых зерен *Pinus*, чем *Picea*. Во всех этих разрезах мы сравниваем данные по одинаковым группам фаций. Береговые валы (представляющие скопления песка, галечника и расколотых раковин пелеципод) содержат больше пыльцы беннеттитов в южных разрезах (р. Чебыда), чем в северных (северный склон Оленекского поднятия). По спорам южные районы отличаются повышенным содержанием *Cibotium* и *Tripartina variabilis* Mal. На юге меньше пыльцы хвойных (во всех фациях), зато в ее составе больше примитивных групп. В качестве характерных форм, но встречающихся в долях процента, в береговых валах на юге и на севере следует отметить споры осмундовых. Однако эти отклонения довольно незначительны, и общий характер комплексов сохраняется постоянным в пределах всей изученной территории.

Соответственно и комплексы тоара несут некоторые следы влияния широтной зональности, но основные количественные соотношения компонентов выдерживаются довольно устойчиво. Наблюдается значительное различие в содержании пыльцы беннеттитов. В южных разрезах (по рекам Чебыда и Тонгуо) пыльца беннеттитов составляет значительную часть комплексов еще в тоаре и даже переходит в аален, тогда как на севере ее роль в тоарских комплексах много меньше, в аалене она практически исчезает, а наиболее постоянно присутствует только в плинсбахе, но в меньших количествах, чем на юге. Соответственно и в содержании спор *Coniopteris* замечаются различия между северными и южными разрезами. Преобладание спор *Coniopteris* в споровой части комплексов, характерное для средней юры, более четко проявляется на севере, где роль *Coniopteris* возрастает еще в тоаре, тогда как на юге, где состав спор более разнообразен, и в тоаре, и в аалене преобладание *Coniopteris* менее заметно. Отчетливо прослеживается увеличение содержания спор *Cibotium*. Что же касается влияния фаций, то следует отметить приуроченность пыльцы хвойных к береговым валам, насыщенным обломками раковин. Фациальная природа прибрежно-морских песков и алевритов выяснена нами не всегда достаточно полно, поэтому мы даже для одинаковых фаций выделяем иногда различные типы комплексов (см. фиг. 8). В целом же именно в морских слоях комплексы различных фаций более однородны, чем в континентальных. Таким образом, мы видим, что в зависимости от широтного положения разреза находится содержание остатков беннеттитов. *Coniopteris*, *Cibotium* и *Tripartina variabilis* Mal., а также древних примитивных хвойных в одновозрастных комплексах. Создается впечатление, что представители *Coniopteris* большое значение в составе растительности получают раньше на севере, чем на юге. Однако общие тенденции изменения состава комплексов в юрском периоде являются одинаковыми для всех изученных разрезов на северо-восточном побережье Сибирского материка.

При сопоставлении континентальных осадков с морскими по палинологическим данным выяснилась большая зависимость состава комплексов от фациальной природы осадка. Особенно детально изучена в этом отношении преляхская свита опорного разреза и переяславская и бородинская свиты на юго-западе платформы. Прежде всего, выясняется связь накопления пыльцы хвойных с русловыми и озерными фациями. В болотных и пролювиально-делювиальных ее меньше. Пыльца беннеттитов, наоборот, в преляхской свите приурочена к делювиально-пролювиальным фациям. Однако на юге платформы пыльцой беннеттитов богаты и болотные, и пойменные фации. Болотные фации преляхской свиты содержат много пыльцы гинкговых, которая для свиты в целом не характерна. Пролювиально-делювиальные и болотные фации содержат много спор диптеридиевых (мелких гладких треугольных спор с плотной экзиной). Споры *Camptotriletes cerebriformis* Naum., *C. tenellus* (Naum.) Sach., *Periplecotriletes*

amplectus Naum., *Chomotriletes triangularis* Bolch., *Ch. anogrammensis* К.-М. и *Selaginella sanguinolentiformis* Sach., которые мы, следуя Э. Н. Кара-Мурзе и Н. А. Первунинской, считаем, реликтами триасовой флоры, встречаются в небольших количествах почти во всех фациальных группах, однако их больше в делювиально-пролювиальных и некоторых болотных слоях. Точно так же пыльцевые зерна древних хвойных *Protopicea pergrandis* (Bolch.), *Podocarpites major* (Bolch.), *Protoconiferus lunarius* (Naum.) Sach. присутствуют практически во всех фациях, но содержание их резко возрастает в озерных болотных фациях. Выше по разрезу, в укугутской свите, в которой преобладают русловые фации, споры триасовых реликтов приурочены к пойменным фациям и прирусловым валам, а пыльца примитивных хвойных характеризует все слои. Эти группы можно считать руководящими для выделения нижнелейасовых осадков, так как выше по разрезу (в прибрежно-морских осадках плинсбаха) содержание их резко уменьшается и непостоянно. Такую же роль могли бы играть и крупные пыльцевые зерна беннеттитов (*Bennettites percarinatus* Bolch., *B. medius* Bolch.). Они также характерны для преляхской и укугутской свит, становятся редкими в плинсбахе и исчезают в тоаре. Однако мы должны учитывать зависимость распространения беннеттитов от широтной зональности. Кроме того, при сопоставлении удаленных разрезов следует считаться с тем, что на юге эти формы жили дольше. Но не только по распространению этих руководящих форм мы можем выяснить возраст осадков.

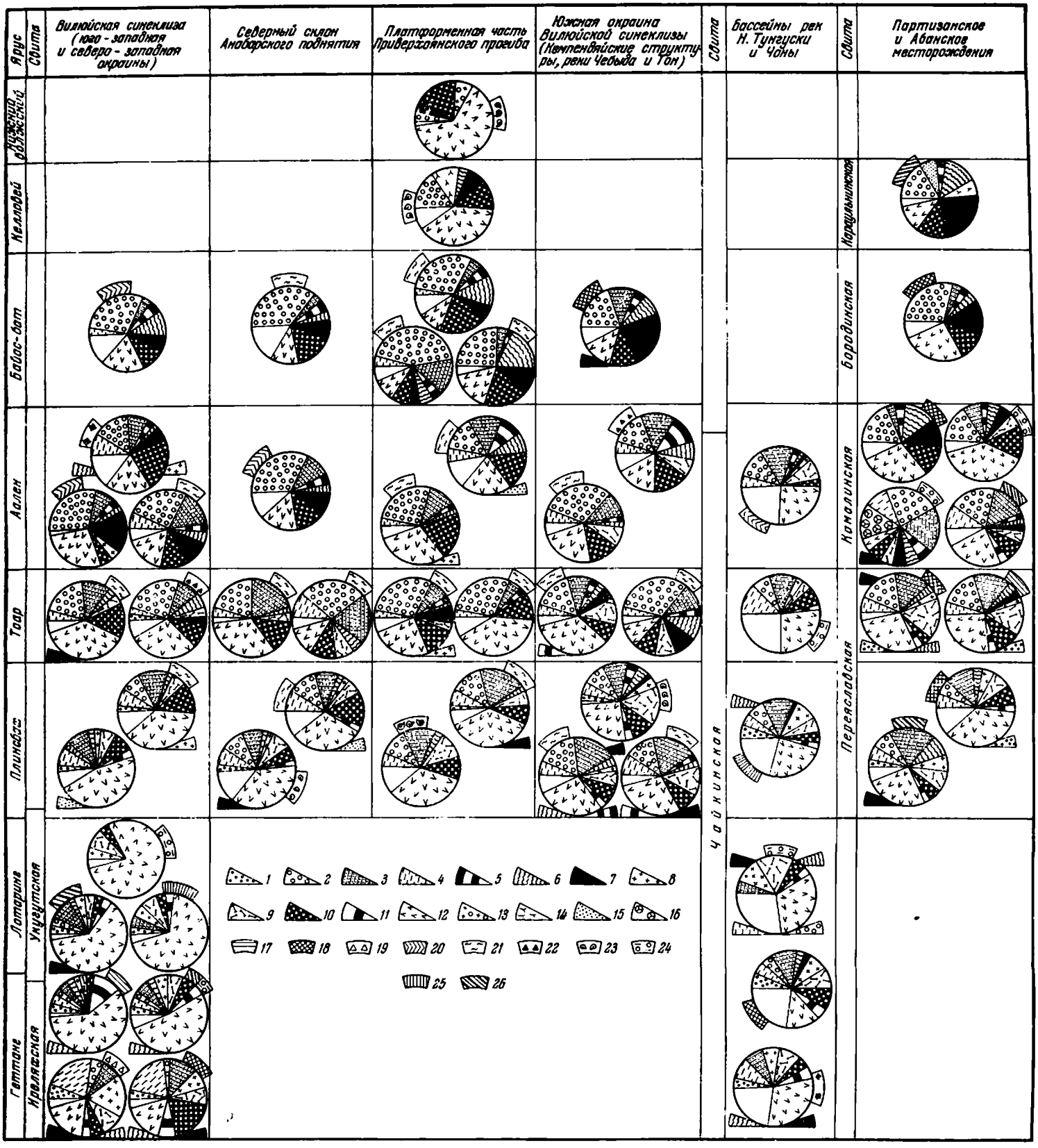
Нами отчетливо прослежено изменение характера растительности в укугутское время, когда доминирующую роль стали играть хвойные леса. Состав их близок к водораздельным лесам предыдущего этапа — ирелях-ского времени.

Однако территория, занятая ими, по-видимому, настолько возросла, что осадки огромной аллювиальной равнины этого времени почти не содержат палинологических комплексов иного типа. Пыльца хвойных составляет до 70—90% спектра, и только в редко встречающихся пойменных фациях мы находим споры и пыльцу растений иных фитоценозов. В этом случае вывод о возрасте осадков можно сделать не только на основании руководящих форм (т. е. остатков растений, имеющих узкий вертикальный диапазон), но и на основании данных о направлении изменения растительности, по количественным соотношениям компонентов палинологического комплекса.

В чайкинской свите, также преимущественно сложенной осадками русел, изменения спорово-пыльцевых комплексов и их связь с фациями вполне соответствуют наблюдавшимся в Вилюйской синеклизе закономерностям. Болотные и делювиальные фации, содержащие спорово-пыльцевые комплексы, близкие к ирелях-ским, встречены лишь в одной маломощной пачке в устье р. Чайки, а в целом комплексы нижней части свиты близки к укугутским. Русловые фации в нижней и верхней частях свиты неодинаковы по содержанию таких групп, как примитивные хвойные, беннеттиты, споры диптеридиевых и триасовых реликтов. Это позволяет отнести верхние горизонты русловых отложений к более высоким ярусам лейаса.

Изменение состава спорово-пыльцевых комплексов плинсбаха при переходе к морским осадкам проявляется в уменьшении роли древних хвойных, беннеттитов, в появлении значительного количества спор *Coniopteris*. Следует учитывать сказанное выше о различиях в связи с широтной зональностью.

Спорово-пыльцевые комплексы тоара отличаются увеличением роли *Coniopteris*, резким (на севере синеклизы) уменьшением содержания беннеттитов, а на юге синеклизы — уменьшением роли хвойных. Начиная с плинсбаха, увеличивается содержание гинкговых.

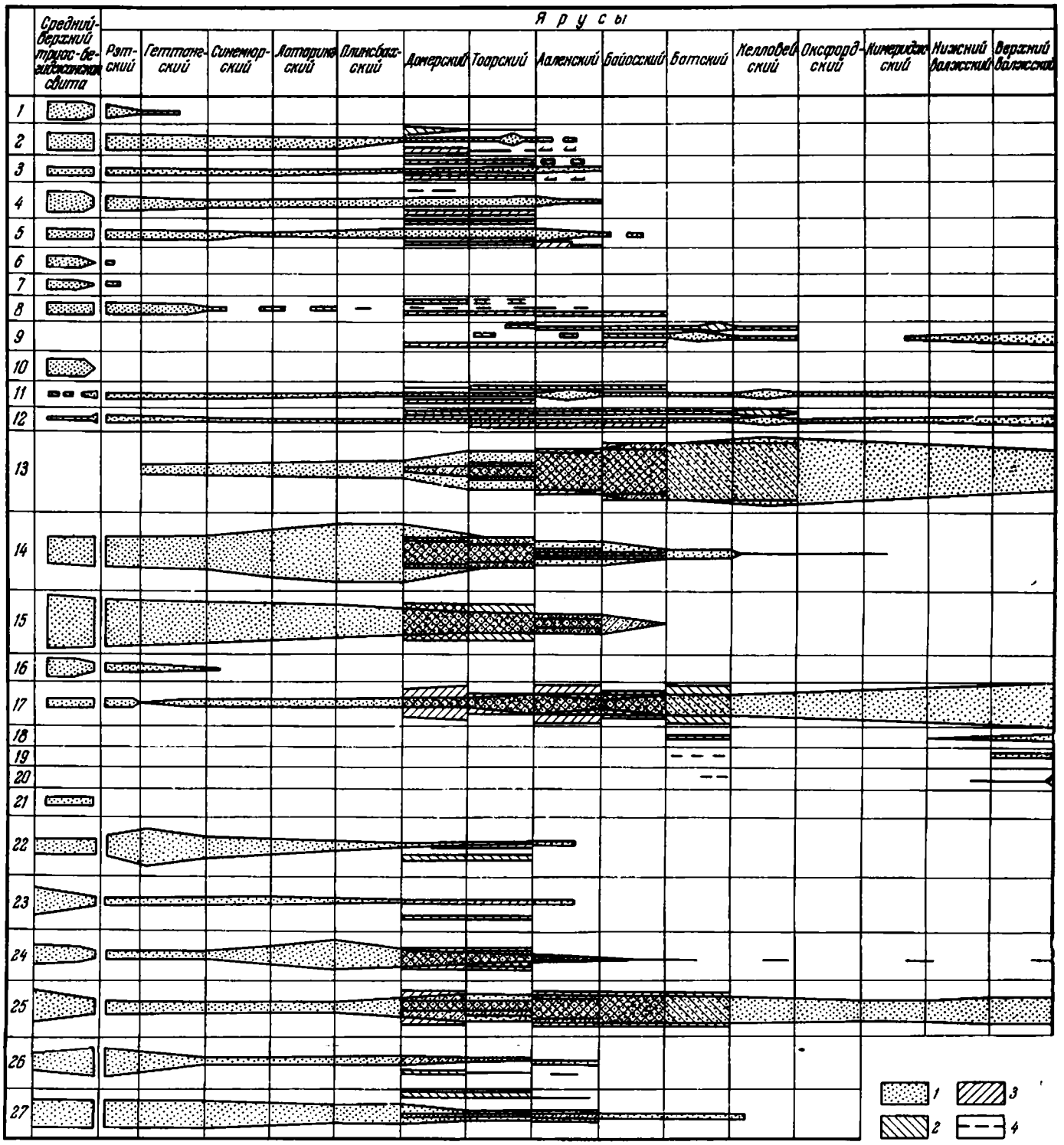


Фиг. 8. Диаграмма состава палинологических комплексов юрских отложений Сибирской платформы

Основные компоненты комплекса (в процентном содержании): *1* — триасовые реликты; *2* — *Coniopteris* sp. sp.; *3* — *Cheiropleuria* sp. sp.; *4* — Dipteridaceae; *5*— *Cibotium* sp.; *6*—*Tripartina variabilis* Mal.; *7*— Osmundaceae; *8* — *Bennettites medius* Bolch. + *B. percarinatus* Bolch.; *9* — *B. delucidus* Bolch.; *10*— Ginkgoales; *11* — примитивные хвойные; *12* — хвойные; *13* — Araucariaceae; *14* — *Gleichenia* sp. sp.; *15* — *Selaginella granata* Bolch.; *16*— *Equisetites* sp. sp.

Фации: *17* — озерные; *18* — болотные; *19* — пролювиально-аллювиальные; *20* — дельтовые; *21* — прибрежно-морские; *22* — лагунные; *23* — береговой вал; *24* — русловые; *25* — прирусловые; *26*— пойменные.

Треугольник вне круга обозначает характерные, но редко встречающиеся формы



Фиг. 9. Диаграмма распространения основных компонентов юрских палинологических комплексов Сибирской платформы

1— содержание спор и пыльцы в опорном разрезе; *2*— то же, в Иркутском бассейне; *3*— то же, в Рыбинской и Тасеевской впадинах; *4*— крайне редкое содержание спор и пыльцы

Цифры на диаграмме слева: *1* — *Camptotriletes triassicus* Mal.; *2* — *Camptotriletes cerebriformis* Naum.; *3*— *Camptotriletes tenellus* Naum.; *4*— *Periplecotriletes amplectus* К.-М.; *5*— *Chomotriletes anogrammensis* К.-М.; *6*— *Lophotriletes triassicus* Mal.; *7*— *Selaginella obtusosetosa* var. *triassica* (Lub.) К.-М.; *8* — *S. sanguinolentiformis* Sach.; *9*— *S. perfecta* (Naum.) Sach.; *10*—*Calamiaceae*: *11* — *Equisetites* sp. sp.; *12*— *Lycopodium* sp. sp.; *13* — *Coniopteris* sp. sp.; *14* — *Cheiropleuria* sp. sp.; *15* — *Dipteridaceae*; *16* — *Matonia* sp.; *17*— *Osmunda* sp. sp.; *18*— *Lygodium* sp. sp.; *19*— *Aneimia* sp. sp.; *20*—*Moria* sp. sp.; *21* —*Aletes-Asacites* К.-М.; *22*— *Bennettites medius* Bolch.; *23* — *B. percarinatus* Bolch.; *24* — *B. dilucidus* Bolch.; *25* — *Ginkgo* sp. sp.; *26* — *Protoconiferus pergrandis* Bolch. + *Podocarpites major* Bolch.; *27*— *Dipterella oblatinoides* Mal.

Комплексы аалена очень близки к тоарским. Несколько неожиданно в каолинитовых глинах, залегающих в основании разреза аалена, появляется древняя крупная пыльца беннеттитов. Можно отметить также, что для аалена в целом характерно присутствие спор *Cibotium*. Дельтовые фации в аалене (разрез по р. Тюнг) отличаются повышенным содержанием осмундовых. Широтная зональность на юге несколько сдвигает вверх границы вертикального распространения ряда форм (например, беннеттитов, см. выше); с этой же зональностью, по-видимому, связано появление также в южных районах больших количеств спор. Байос-батские спорово-пыльцевые комплексы из морских слоев отличаются сравнительным однообразием состава, преобладанием в них спор *Coniopteris* при подчиненном значении спор *Cheiropleuria*, высоким содержанием спор *Tripartina variabilis* Mal., *Cibotium junctum* К.-М., *Alsophila arquata* Bolch. и большим количеством пыльцы гинкго. В этих комплексах мало хвойных, так как водораздельные пространства материка в это время не размывались. Болотные фации этого возраста на юге Вилюйской синеклизы содержат много спор осмундовых, *Coniopteris*, *Cheiropleuria* и пыльцы *Ginkgo* sp.

Отложения келловея (сборы О. К. Смирновой, ею же установлен руководящий комплекс фауны в этих слоях) характеризуются появлением в значительном количестве спор глейхений и изменениями в видовом составе хвойных и гинковых. Наиболее полно изучались породы самой прибрежной фации, отложившиеся в момент интенсивного размыва материка (пиропсодержащие слои). Детальность изучения палеопалинологии верхнеюрских отложений невелика, и в разрезе нижневолжского яруса палинологические комплексы изучены только из алмазоносных слоев. Они характеризуются высоким содержанием пыльцы хвойных, гинковых и араукариевых.

Рассматриваемая схема отражает зависимость общего характера палинологических комплексов от стратиграфического положения слоев, их фациальной природы и от широтного расположения разрезов. Однако в диаграмму включены только такие компоненты комплексов, которые составляют больше 1—3%. В виде секторов около круговой диаграммы помещены так называемые характерные виды, соответствующие группам спор и пыльцы, которые встречаются в большинстве анализов из проб определенного горизонта и фаций, но в незначительных количествах. Эти данные получены не по всем фациальным и стратиграфическим единицам. По-видимому, далеко не всегда отнесение некоторых форм к характерным связано с какой-либо закономерностью. Часто мы и не выделяем их, так как состав спектров чрезвычайно разнообразен и формы не повторяются. Однако присутствие небольших количеств спор осмундовых в болотных фациях иреляхской свиты и в прибрежных алевритах тоара является очень устойчивым.

На диаграммах, основанных на процентном содержании, мы показали основной состав палинологических комплексов. Справа в таблице (см. фиг. 8) изображены палинологические комплексы чайкинской и чонской свит. На диаграмме отчетливо проявилась близость комплексов из нижней части чайкинской свиты к комплексам иреляхской и укугутской свит (к комплексам фаций переотложенной коры, болотных и некоторых русловых). Большая часть чайкинских комплексов соответствует морским осадкам восточных разрезов, а чонская свита близка к аалену (таково и ее положение в разрезе у горы Мархаи — они залегают на лагунных отложениях регрессивной фазы тоарской трансгрессии). Сравнение удаленных разрезов Канской и Рыбинской впадин более затруднительно. Однако и здесь намечается та же закономерность выпадения в течение ранней и средней юры теплолюбивых форм, но этот процесс смягчался более южным положением разрезов. Точно так же возрастание роли *Coniopteris* прослеживается в комплексах переяславской, камалинской и бородинской

свит вполне отчетливо. Руководящая роль этих признаков при корреляции разрезов и в определении возраста континентальных толщ путем сопоставления их палинологических характеристик с данными по детально изученному опорному разрезу морских слоев вытекает из всего изложенного материала.

Однако при сопоставлении разрезов мы использовали довольно крупные группы компонентов спорово-пыльцевых комплексов. Если же рассматривать распространение отдельных видов в разрезах различных участков платформы, то выяснится также очень близкая к вышеизложенной картина.

Мы используем ранее выделенные виды по спорам и пыльце, виды спор и пыльцы (искусственные или формальные виды), не разделяя их при стратиграфических исследованиях. Используя описания видов Э. Н. Кара-Мурзы, Н. А. Болховитиной, Г. Р. Романовской, Н. С. Сахановой и Л. Н. Гутовой, мы в процессе исследований вносим определенные дополнения в данные об их вертикальном распространении. К дискуссии о применении терминов «род», «вид», «искусственный или формальный вид или род», «род и вид по органу» мы не имеем возможности обратиться, так как тематика монографии не соответствует изложению наших взглядов (Гутова, Одинцова, 1964). Мы можем отметить, что выяснение закономерностей распределения рассеянных спор и пыльцы в связи с возрастом породы, приуроченность комплексов органических остатков к определенным фациям дают материал и для решения вопроса о систематической принадлежности этих спор или пыльцевых зерен, о соответствии возрастного диапазона палинологических остатков времени существования вымерших и не известных для нас видов растений; выяснение условий захоронения палинологических комплексов может дать некоторые данные об экологических особенностях продуцировавших споры и пыльцу растений и об их участии в определенных подразделениях растительного покрова. Если же возрастные границы распространения какой-либо группы палинологических остатков, описанной под любым номенклатурным термином, расплывчаты, связь их с определенными условиями осадконакопления не может быть установлена и ареал распространения не увязывается ни с климатическими зонами, ни с единицами флористического районирования, то естественнее всего предположить, что такой вид выделен неудачно, а принятые для его выделения особенности морфологии оболочек генеративных клеток не имеют систематического значения. В первом же случае мы можем считать попытку выделения вида растений по спорам удачной, а принятые морфологические признаки оболочек — отражающими генетическую природу растения.

Данные спорово-пыльцевых анализов довольно трудно использовать для составления диаграмм, применяемых палеонтологами при изучении эволюции определенных групп. Фигура 9 отражает участие отдельных видов в палинологических комплексах опорного разреза (север Саяно-Вилюйского прогиба и Вилюйская синеклиза). Однако за основу взято не число видов рода или разновидностей, как это делают при составлении таких диаграмм палеонтологии, и не только процентное содержание в комплексах, как принято у палинологов, а процентное содержание спор и пыльцы исследуемых видов в отдельных анализах. Тем самым мы учитывали и количество анализов, в которых этот вид встречен хотя бы единично. Приняв в определенном масштабе наибольшую ширину колонки, соответствующей 10%, мы не увеличивали ее при более высоких содержаниях, а считали равной ей и откладывали такую же по ширине полоску при определении этого вида более чем в половине исследованных проб. Если же вид встречается в 75% проб при любом процентном содержании этого компонента, ширина полоски увеличивалась на $^1/_3$. Единичные определения вида, но в 15% анализов, отражались линией, а единичные определе-

ния в очень редких пробах — пунктиром. Такой анализ полученных материалов мы провели по всему Саяно-Вилюйскому прогибу. Данные по Иркутскому бассейну приведены с приблизительной оценкой частоты встречаемости. Диаграммы по Иркутскому и Канскому бассейнам мы совместили с контурами диаграмм по опорному разрезу, используя различную штриховку. Из диаграмм выясняется, что общая закономерность распространения исследованных видов одинакова на севере и на юге платформы, что подтверждает принятую нами схему корреляции разрезов.

Использовав наши небогатые данные по бегиджанской свите верхнего триаса, мы выяснили, что большинство видов, характерных для этой свиты, не распространяется выше, за исключением *Camptotriletes cerebriformis* Naum., *C. tenellus* Naum., *Periplecotriletes amplectus* К.-М., *Chomotriletes anogrammensis* К.-М., *Selaginella sanguinolentiformis* Sach., *Matonia* sp. В преляхской свите большинство видов уже является общим с лейасовыми, однако частота встречаемости их иная, чем в более молодых осадках.

На фиг. 9 вполне определенно отразилась роль видов и родов с очень широким вертикальным распространением и проявились особенности вертикального распространения так называемых руководящих видов. К ним мы относим: *Camptotriletes cerebriformis* Naum., *Periplecotriletes amplectus* К.-М., *Selaginella sanguinolentiformis* Sach., *Bennettites percarinatus* Bolch., *B. medius* Bolch., *Protopicea pergrandis* (Bolch.) Sach., *Dipterella oblatinoides* Mal.

Используя данные как видового состава спорово-пыльцевых комплексов, так и процентных соотношений его основных компонентов и частоты встречаемости, мы пришли к выводу, что можно составить представление о характерных коррелятивных особенностях палинологических комплексов в отложениях отделов, подотделов и даже ярусов. Однако при описании коррелятивных особенностей признаков палинологических комплексов следует учитывать широтное положение разрезов, фациальный состав осадков, направленность изменений климата на определенных участках платформы в течение юрского периода. Корреляция по палинологическим данным более успешна при сопоставлении разрезов одной или близких смежных структурно-фациальных зон. При сопоставлении удаленных разрезов требуется выяснение всего комплекса изменений условий осадконакопления и существования растительности для правильной интерпретации различий в составе комплексов спор и пыльцы.

Как отмечалось выше, нам удалось сравнить полученные данные с материалами исследователей, работающих в Западно-Сибирской низменности и в Кузбассе. Составленная совместно с Н. С. Сахаповой, В. И. Ильиной и другими унифицированная схема вполне отражает наши представления о коррелятивных признаках палинологических комплексов (см. табл. 5).

При составлении палеогеографических карт мы выделили следующие стратиграфические уровни: рэт — нижний лейас, средний — верхний лейас, средняя и верхняя юра. Наиболее сложно оказалось выделение в составе лейаса для всей территории юрского осадконакопления двух стратиграфических комплексов на юге и в центре платформы. Если на северо-востоке Саяно-Вилюйского прогиба можно выделить даже аналоги ярусов, то в центральной части платформы, где проявляется влияние несколько иного состава флоры южных угленосных бассейнов, нам удалось обосновать только отделение нижнелейасовых осадков от средне-верхнелейасовых. Согласованное решение об общих коррелятивных признаках нижне- и средне-верхнелейасовых комплексов с комплексами из Кузбасса и Западно-Сибирской низменности подтвердило наши предположения. Нами определены следующие коррелятивные особенности раннелейасовых палинологических комплексов южной и центральной частей Сибирской платформы. Состав комплексов в опорном разрезе описан выше, при изложении ма-

териалов по иреляхской укугутской свитам. Для них характерно высокое содержание беннеттитов, присутствие крупных зерен пыльцы с грубой экзиной (*Bennettites medius* Bolch. и *B. percarinatus* Bolch.).

В составе пыльцы хвойных значительную роль играют крупные пыльцевые зерна *Protopicea pergrandis* (Bolch.), *Protopicea cerina* Bolch. и *Podocarpites major* (Bolch.), а также примитивная пыльца *Protoconiferus funarius* Naum. и *Dipterella oblatinoides* Mal. Для болотных фаций и переотложенной коры выветривания установлено значительное содержание спор *Cheiropleuria*, диптеридиевых, а также триасовых реликтов. Такие же комплексы удалось выделить из углисто-каолинитовых алевритов, песков и глин в основании разреза у устья Большой Чайки у порога Оропи и у зимовья Кунгур по р. Тетее (Нижняя Тунгуска), а также в верховьях р. Омут (Ольдуи-Берячинская впадина). В соответствии с этим мы считаем, что нижние части разрезов в Приангарье вскрывают еще нижнелейасовые осадки. Однако на долю нижнего лейаса падает самая незначительная мощность нижней части осадочной толщи в этом районе.

Перейдем к некоторым морфологическим особенностям наиболее характерных для раннего лейаса групп спор и пыльцы. Мы изучали распространение видов, уже известных науке, поэтому полного описания найденных остатков в настоящей главе не приводим, ограничившись только небольшими замечаниями по поводу синонимики и уточнением тех морфологических особенностей этих спор, которые наиболее отчетливо прослеживаются при массовых определениях. В составе спор папоротникообразных растений к группе триасовых реликтов мы относим несколько видов.

Среди них, прежде всего, следует указать споры *Camptotriletes cerebriformis* Naum. Приходится констатировать, что эти споры различные исследователи называют неодинаково. К этому виду относятся довольно крупные (45—60 μ) споры с длинной трехлучевой щелью разверзания (равной $^2/_3$, $^3/_4$ и даже всему радиусу споры). Однако иногда лучи щели разверзания не видны, так как закрыты скульптурой на поверхности споры. Поверхность споры покрыта невысокими плоскими извилистыми валиками, образующими характерный «мозговой» рисунок. Образованы ли эти валики только верхним слоем экзины или в их формировании принимает участие и перисиорий, плотно прилегающий к телу споры, выяснить трудно. Однако при наблюдениях над разорванными экземплярами и за последовательностью мацерации можно установить, что при последовательном отторжении верхних слоев обнажающиеся более глубокие слои также имеют «мозговой» рисунок. Оптический разрез указывает на значительную толщину оболочки, наружная поверхность которой имеет характерный рельеф. Лучи часто кажутся окаймленными, однако выступов оболочки вдоль лучей не наблюдается. Так же как и по краю споры, вдоль лучей мы видим оптический разрез оболочки. Щель разверзания бывает и открытой. В этом случае видно, что лучи не имеют оторочки. Толщина оболочки составляет около 5 μ. Цвет спор темно-коричневый, иногда, при длительной мацерации — светло-коричневый и желтый. Э. Н. Кара-Мурза споры такого строения относит к *Periplecotriletes obducta* (Mal.) var. *multitorta* К.-М. (тип спор *Exinella obducta* Mal. var. *typica*). Автором вида В. С. Малявкиной (1953) последний описан из рэтских отложений Эмбенского района. Изображение и описание В. С. Малявкиной отражает особенности морфологии этих спор только в общих чертах, однако мы можем основываться на знакомстве с голотипом вида второго автора — Э. Н. Кара-Мурзы. Относя этот вид к иному роду искусственной классификации и выделив новый вариетет, Э. Н. Кара-Мурза проследила распространение этих спор в осадках среднего, верхнего триаса и раннего лейаса арктического побережья Сибири и привела его изображение (1960). Однако изображение споры этого вида не вполне удовлетворительно, рисунок несколько утрирует характерную «мозговидную» скульптуру

поверхности споры. Ознакомившись с коллекцией автора вариетета и и сравнив арктические споры с близкими к ним спорами Вилюйской синеклизы, мы пришли к выводу о широком распространении таких спор в верхнетриасовых и нижнеюрских осадках Сибирской платформы. Н. С. Саханова сравнила такие же споры из юры Рыбинской впадины с коллекцией голотипов С. Н. Наумовой, обосновав этим выделение их в качестве *Camptotriletes cerebriformis* (Naum.) Sach. М. М. Одинцова и Л. Н. Гутова при изучении спор севера и юга платформы пришли к выводу об идентичности в видовом отношении спор, описанных под этими названиями.

Как мы уже говорили (Гутова, Одинцова, 1964), описания многих видов требуют уточнения не только в отношении выявления морфологических особенностей оболочек спор, но и в разработке синонимики, так как многие виды были неоднократно описаны под разными названиями. В отношении описываемых характерных спор мы предлагаем считать эти названия синонимами и употребляем *Camptotriletes cerebriformis* (Naum.) Sach.

Наиболее часто наблюдаемые особенности вертикального распространения этой группы отражают длительность существования вида растений, полный облик которых нам пока не известен. Однако мы не вполне уверены в том, что имеем дело с остатками одного вида. Возможно, эти споры принадлежат близким видам, сменившим друг друга при эволюционном развитии группы в течение относительно короткого срока или замещавшим друг друга в соседних климатических зонах. Общим же у них, помимо большого сходства морфологии оболочек спор, являлась длительность существования (средний — поздний триас — ранний лейас, очень редко до позднего лейаса). Расцвет этого вида происходил, по-видимому, в триасе. В отложениях среднего триаса этот вид встречается в большем количестве экземпляров, чем в лейасе. Вероятно, триасовые формы могут дать возможность выделения вариететов.

Следует отметить, что из верхнего триаса Тургайского прогиба Г. М. Романовской (1963) выделен очень близкий вид *Camptotriletes vermiformis* Rom. Споры этого вида отличаются несколько большими размерами и более грубыми валиками.

К триасовым реликтам мы относим и такие споры, как *Camptotriletes anogrammensis* К.-М., характеризующиеся размерами от 35 до 45 μ, скульптурой экзины в виде концентрически расположенных валиков, иногда переплетающихся по углам округло-треугольной споры. Этот вид понимается всеми исследователями почти однозначно. Мы можем только заметить, что иногда валики распадаются на отдельные участки, между ними появляются анастомозы, и вся поверхность приобретает грубоячеистый характер. Споры, представляющие крайние уклонения, в этом отношении не похожи на обычные (Кара-Мурза, 1954, 1960), однако нами наблюдались постепенные переходы (при большом количестве экземпляров в одной пробе), иногда разные стороны одной споры отличались по скульптуре экзины. Мы считаем, что внутри вида возможна изменчивость этого признака, поэтому выделенный Н. А. Болховитиной вид *C. curvus* (1956), отличающийся именно этим признаком, должен быть включен в состав вида *C. anogrammensis* К.-М. Следует отметить, что в южной части Сибирской платформы *C. anogrammensis* К.-М. существовал несколько дольше, чем на севере платформы, встречаясь и в среднеюрских комплексах. Н. С. Саханова этот вид относит к искусственному роду *Chomotriletes*, определяя как *Periplecotriletes* более грубые споры с массивными валиками. Ознакомившись со спорами Канского бассейна и Рыбинской впадины, мы пришли к выводу, что эти названия однозначны.

Споры *Periplecotriletes amplectus* (Waltz.) var. *tajmyrensis* К.-М. (автор вида указывает на его сходство с *Filicitriletes intricatus* Lub., т. е. с верхнепалеозойской формой) также характеризуются наличием перепле-

тающихся валиков, но расположенных беспорядочно, а не концентрически. Очертания их также округло-треугольные.

Эти два последних вида по скульптуре экзины близки к спорам схизейных и иногда определяются как *Aneimites, Schizaeaceae, Aneimia* sp. при массовых определениях спор из верхнетриасовых и нижнелейасовых слоев. Не предрешая систематической принадлежности этих спор, пока следует отметить близость их к роду *Aneimites* K.-M. et Rom., описанному в 1963 г. Г. М. Романовской. Вполне возможно, что следует пересмотреть родовое определение, но это не является нашей задачей. Пока мы лишь уточняем синонимику, не производя переопределения огромного числа выделенных экземпляров.

При стратиграфических сопоставлениях лейасовых осадков мы относим к группе триасовых реликтов и экземпляры, определенные только как *Camptotriletes* sp., *Periplecotriletes* sp. и *Chomotriletes* sp., считая, что в эти группы попадают споры указанных выше видов, но плохой сохранности, или близких видов, имевших такой же возрастной диапазон существования.

Очень характерными для нижнелейасовых осадков являются споры *Selaginella sanguinolentiformis* Sach. Кара-Мурза называет их *Hymenozonotriletes lycopodialeformis* K.-M. (1960). К этому виду относятся крупные споры с широкой пленчатой оторочкой со сложными выростами на арее, дистальная же сторона споры имеет бугорчатую скульптуру. Нам удалось встретить их в бегиджанской свите и проследить распространение на юге и севере платформы в слоях раннего, среднего и позднего лейаса. Они исчезают в Вилюйской синеклизе несколько раньше, чем в Канском бассейне, но в Иркутском они не характерны даже для черемховской свиты. В иреляхской свите они встречаются лишь в болотных фациях и линзах пролювия.

Споры *Chomotriletes triangularis* Bolch. в общем также характерны для наиболее древних лейасовых осадков. Однако вертикальное их распространение не ограничено нижним лейасом. В отдельных пробах в Вилюйской синеклизе они попадаются даже в слоях тоара и аалена, но постоянно присутствуют только в нижнеюрских осадках. В ирелякской свите и нижних слоях чайкинской они обнаружены в значительных количествах. В Канской и Рыбинской депрессиях эти споры встречаются в средней юре. Определяют эти споры палинологи вполне однозначно. *Hymenozonotriletes bicycla* (Mal.) Sach. чаще встречается в более древних юрских отложениях, но присутствует и выше по разрезу, в отложениях тоара — аалена, а в Рыбинской депрессии — и в среднеюрской камалинской свите. Однако только в углях ирелякской свиты содержание этих спор иногда достигает 30—40%, в более молодых слоях Саяно-Вилюйского прогиба они встречаются спорадически и в небольших количествах.

Очень трудной для определения группой являются мелкие гладкие треугольные и округло-треугольные споры, в изобилии встречающиеся в осадках раннего и среднего лейаса. В течение позднего лейаса и аалена их роль в комплексах несколько уменьшается, а к байос — бату они становятся крайне редкими. Э. Н. Кара-Мурза (1960) такие споры назвала *Phlebopteris* aff. *exornatus* Bolch. (тип спор рэтских *Auritulina gleicheniaceae* Mal.), указав, что они напоминают по облику меловые споры *Gleichenia*. Однако Н. А. Болховитина (1956) под названием *Phlebopteris exornatus* объединила значительно более крупные (50—62 μ) и округлые споры, установив их сходство со спорами *Phlebopteris polypodioides* Brong., выделенными в 1953 г. Т. А. Спиктель и А. Ф. Николаевой из ископаемого спорангия (Болховитина, 1953). Таким образом, Н. А. Болховитина уверенно относила выделенные ею споры к семейству матониевых. С другой стороны, В. С. Малявкина (1953) споры типа *Auritulina* считает спорами вымерших диптериниевых или глейхениевых (наиболее мелкие).

Э. Н. Кара-Мурза имела в виду мелкие споры, по-видимому, их размеры и послужили основанием к определению с указанием *affinis*, т. е. к выделению иного, но близкого вида. Н. С. Саханова такие раннеюрские споры относит к *Gleichenia*. Н. А. Болховитина в 1953 г. очень близкие споры из лейасовых отложений Казахстана и Центральных областей СССР отнесла к *Hausmannia*.

Морфология описываемых спор очень проста, но по размерам, очертаниям и присутствию складочки, окружающей щель, описываемую группу можно подразделить на отдельные виды. Общими признаками для них являются треугольные очертания и значительная упругость не очень толстой экзины. При раскрытой щели споры имеют округло-треугольные очертания, и складка почти исчезает, сохраняясь обычно у окончания щели, но стенки спор часто западают. Если споры становятся треугольными с вогнутыми сторонами или приобретают трехлопастные очертания, складка проявляется отчетливее.

Возрастной диапазон распространения таких спор совпадает в общих чертах с распространением многих видов диптеридиевых. Род *Clathropteris* на Сибирской платформе и в Западно-Сибирской низменности характерен для верхнелейасовых отложений (Тесленко, 1961), а виды родов *Dictyophyllum* и *Hausmannia* в Европейской провинции являются в основном позднетриасовыми и лейасовыми формами.

Некоторые виды *Hausmannia* существовали в течение всего юрского периода, но расцвет рода также падает на раннюю юру. В работе Э. Копытовой, М. И. Брик и А. И. Турутановой-Кетовой приводятся изображения и описания спор, выделенных из спорангиев. Морфологические особенности спор этих видов очень близки к морфологии описываемой группы рассеянных спор. Очень важной являлась способность спор *Dictyophyllum* из спорангия терять тонкие острые шипики, покрывающие зрелые споры. Таким образом, эти споры могут или нести на поверхности экзины тонкие шипики, или быть гладкими. В отложениях верхнего плинсбаха мы наблюдали мелкие треугольные споры, напоминающие споры *Dictyophyllum* с шипиками. Иногда на таких спорах можно было проследить исчезновение шипиков на отдельных участках экзины, а в некоторых случаях шипики присутствовали только на одной стороне споры. Споры вымерших представителей диптеридиевых однородны и в целом соответствуют морфологическим особенностям описываемой группы, отличаясь в основном размерами. Однако все известные споры вымерших родов этого семейства — мелкие (до 40 μ) треугольные и округло-треугольные, часто имеют трехлопастные очертания, а бедность их оболочек морфологическими признаками затрудняет выделение родов и видов. С большой долей условности мы сближаем описываемую группу спор с семейством диптеридиевых, выделяя виды в составе родов *Hausmannia, Dictyophyllum* и *Clathropteris* только при полном сходстве определяемых экземпляров с выделенными из спорангиев спорами. Для корреляции разрезов мы условно относим к этому семейству лейасовые споры, определенные другими исследователями под указанными выше названиями.

В составе пыльцы для наиболее древних осадков характерны крупные пыльцевые зерна беннеттитов. Среди них особенно интересно распространение *Bennettites percarinatus* Bolch., *B. medius* Bolch. и *B. orbicularis* Bolch. По нашим наблюдениям эти пыльцевые зерна широко распространены в бегиджанской свите, в иреляхской они имеют меньшее распространение, но все же составляют больше 8% и встречены более чем в половине проб. В морских отложениях плинсбаха отдельные пыльцевые зерна этих видов еще сохраняются, а выше, в тоарe они совсем исчезают.

Коррелятивная роль описанных выше групп наиболее отчетливо проявляется при сравнении палинологических комплексов нижнелейасовых свит Сибирской платформы и соседних территорий. Мы уже отмечали

(Одинцова, 1962), что спорово-пыльцевые комплексы преляхской свиты имеют общие черты с комплексами чайдахской и немцевской свит Арктического побережья Сибири, возраст которых соответствует рэту и раннему лейасу. По данным Э. Н. Кара-Мурзы к общим признакам арктических свит относится высокое содержание спор нескольких видов *Camptotriletes*, появление комплексов с преобладанием спор *Phlebopteris* aff. *exornatus* Bolch. (= *Dipteridaceae*), *Periplecotriletes amplectus* (Waltz) var. *tajmyrensis* К.-М., высокое содержание пыльцы беннеттитовых (8—10%) и гинкговых (5—10%). В нижнелейасовых отложениях Анабарской губы Э. Н. Кара-Мурза отмечает появление спор диптеридиевых и высокое содержание *Leiotriletes microdiscus* К.-М. (= *Cheiropleuria compacta* Bolch.). Споры древних *Periplecotriletes, Camptotriletes* и *Chomotriletes* теряют доминирующее положение, но составляют все же иногда до 9% всех экземпляров. Резко возрастает роль пыльцы беннеттитов.

Таким образом, при решении вопроса о возрасте этих свит Э. Н. Кара-Мурза выделила именно те особенности состава палинологических комплексов, которые и мы считаем коррелятивными. Из их сопоставления видно, что нижние слои преляхской свиты имеют больше общих черт с чайдахской свитой, а верхняя часть разреза и укугутская свита ближе всего к нижнему лейасу. Среднелейасовые палинологические комплексы характеризуются увеличением роли спор *Coniopteris* и диптеридиевых при высоком содержании спор *Cheiropleuria*. Группа триасовых реликтов еще продолжает встречаться в большинстве проб, но в незначительных количествах. В составе этой группы большую роль играет *Camptotriletes tenellus* Naum., тогда как *C. cerebriformis* Naum., *Chomotriletes triangularis* Bolch. и *Chomotriletes anogrammensis* К.-М. встречаются реже. Древние *Periplecotriletes amplectus* К.-М. продолжают еще встречаться, но только в 20—25% проб. Пыльца беннеттитов составляет 12—15%, содержание пыльцы гинкговых возрастает до 10%. Древние хвойные определены в 50% всех проб, но единично.

Позднелейасовые спорово-пыльцевые комплексы отличаются заметным увеличением роли спор *Coniopteris*, уменьшением содержания спор диптеридиевых, значительным уменьшением содержания пыльцы беннеттитов (до 8%), повышением роли гинкговых (до 12—15%), дальнейшим понижением значения древних хвойных. Таким образом, в изменениях состава палинологических комплексов вверх по разрезу морских слоев прослеживается единая тенденция к постепенному преобразованию комплексов за счет исчезновения позднетриасовых элементов. В целом состав комплексов делается более однообразным, среди спор появляются доминирующие группы, которые составляют до 40% всех экземпляров. Уменьшается разнообразие видов и в составе хвойных. Группа пыльцы древних хвойных становится малозаметной и практически исчезает (встречены в 10% всех проб). Зависимость состава палинологических комплексов от палеогеографических условий мы рассмотрим ниже. Здесь же отметим, что в морских осадках позднего лейаса — тоара еще сохраняется видовое разнообразие в группе *Cheiropleuria*, и количество экземпляров этих спор еще велико, однако споры *Coniopteris* уже занимают следующее место по количеству экземпляров (до 12%), споры же диптеридиевых составляют всего 5—8%. Количественно в комплексах доминируют пыльцевые зерна хвойных и гинкговых, споры *Coniopteris* и *Cheiropleuris*. *Camptotriletes tenellus* Naum. встречены в пяти пробах в единичных экземплярах, а *Chomotriletes anogrammensis* (К.-М. Sach.) — в 11. Изменяется состав пыльцы беннеттитов, среди них преобладают *Bennettites dilucidus* Bolch. Среди пыльцы хвойных много представителей древних видов, близких к *Pinus* (раннелейасовые хвойные чаще имели пыльцу, близкую к пыльце *Picea*). Пыльца древних хвойных *Protopicea pergrandis* Bolch. и *Dipterella oblatinoides* Mal. встречена в виде единичных зерен в 12 пробах из 420.

Континентальные осадки, сопоставляемые с тоарскими морскими слоями, характеризуются теми же соотношениями основных компонентов палинологических комплексов и той же последовательностью их изменений при переходе от нижележащих слоев среднего лейаса. Однако в составе пыльцы хвойных в них также много древних *Picea*, как и в раннем и среднем лейасе, несколько больше спор *Lycopodium* и *Osmunda*. В них иногда повышается содержание пыльцы гинкговых (переяславская свита) и появляются своеобразные зерна из группы *Aletes* (*A. nimius* Bolch.), отсутствующие в прибрежно-морских осадках. Очень показательным является сравнение полученных нами данных с материалами В. И. Ильиной (1964). Детально изучив разрезы юрских отложений Кузбасса и Северо-Восточного Казахстана, она выделяет такие же стратиграфические уровни в лейасовых разрезах, как и мы.

Основной чертой раннелейасовых спорово-пыльцевых комплексов Западного Казахстана В. И. Ильина считает присутствие большого количества пыльцы древних хвойных, которая представлена такими формами, как *Dipterella oblatinoides* Mal., *Protopicea incerta* Bolch., *Paleoconiferus asaccatus* Bolch., *Pseudopinus pergrandis* Bolch. Содержание пыльцы беннеттитовых колеблется от 5 до 10%. Среди спор ведущее место занимают осмундовые, сравнительно часто отмечаются споры *Pteris congregata* (Bolch.) Sach., Lycopodiaceae, Marattiacea, гораздо реже — *Selaginella sanguinolentiformis* Sach., *Camptotriletes cerebriformis* Naum. и *Chomotriletes anogrammensis* К.-М. Этот комплекс отличается от раннелейасовых комплексов Сибирской платформы только присутствием спор мараттиевых и меньшим содержанием пыльцы беннеттитов. Для кузбасских раннелейасовых комплексов характерны те же признаки: крупная пыльца хвойных тех же видов, споры *Camptotriletes cerebriformis* Naum. и *C. tenellus* Naum., но пыльцы беннеттитов уже много, и она представлена видами (*Bennettites percarinatus* Bolch., *B. medius* Bolch., *B. orbicularis* Bolch.), которые и на Сибирской платформе характерны для раннего лейаса. В отличие от комплексов Сибирской платформы, в Кузбассе много спор осмундовых и плауновых.

При выделении средне-верхнелейасовых отложений В. И. Ильина (1964, стр. 130) также прослеживает однотипное изменение состава комплексов: «Увеличение количества спор рода *Coniopteris* при одновременном сокращении содержания пыльцы древних хвойных и беннеттитовых», по ее мнению, придает комплексу более молодой облик, и его можно считать характерным для верхнелейасовых отложений. В. И. Ильина сопоставила аналогичные изменения палинологических комплексов в различных бассейнах Западного Казахстана и Караганды (по данным В. А. Полухиной, Г. М. Романовской). Таким образом, выясняется, что в составе палинологических комплексов на границе раннего и среднего лейаса происходят вполне закономерные изменения не только на Сибирской платформе, но и у южных границ Сибирской флористической провинции. Эти данные подтверждают правильность принятых нами коррелятивных признаков в составе палинологических комплексов.

Спорово-пыльцевые комплексы аалена очень близки к комплексам тоара. В них также преобладает пыльца сосновых и гинкговых, споры *Cheiropleuria* sp. и *Coniopteris* sp. Среди ааленских палинологических комплексов спорадически появляются отдельные комплексы, содержащие 5—6% пыльцы беннеттитов, однако в целом для яруса характерно резкое уменьшение роли этих пыльцевых зерен (они или отсутствуют, или встречаются единично, или составляют 1—2%), пыльца гинкговых составляет до 20%, чаще — 12—16%. Непостоянно в комплексах аалена содержание спор *Osmunda*, *Lycopodium* и *Selaginella*. Споры диптеридиевых становятся очень редкими, а *Camptotriletes cerebriformis* Naum. и *Periplecotriletes amplectus* К.-М. отсутствуют. *Camptotriletes anogrammen-*

sis К.-М. встречается в очень редких пробах, так же как и *Chomotriletes triangularis* Bolch., *Hymenozonotriletes bicycla* (Mal.) встречаются несколько чаще. В морских фациях повышается содержание спор *Tripartina variabilis* Mal. В континентальных фациях, сопоставляемых с ааленом, значительно больше пыльцы хвойных, меньше спор папоротникообразных, из них больше спор *Coniopteris* и осмундовых, меньше *Cheiropleuria*.

При сравнении с характеристикой отложений аалена Нордвикского района, приведенной Э. Н. Кара-Мурзой, выясняется, что в этом районе больше спор *Coniopteris*, но меньше спор *Cheiropleuria*, разнообразнее, чем в комплексах Сибирской платформы, споры осмундовых и плаунов.

В целом в Нордвикском районе спорово-пыльцевая характеристика ааленских слоев отражает те же процессы преобразования растительных группировок, которые привели к распространению в Сибирской флористической провинции однообразной флоры, типичной для средней юры.

В Западно-Сибирской низменности, в Казахстане и в Кузбассе отложения собственно аалена не выделяются, однако В. И. Ильина отмечает, что наиболее древним из исследованных среднеюрских слоев свойственны некоторые черты лейасовых комплексов (повышенное содержание пыльцы хвойных и беннеттитов, больше спор *Cheiropleuria*). В отложениях байоса — бата изменения состава спорово-пыльцевых комплексов проявляются более отчетливо. В составе комплексов резко преобладают споры *Coniopteris* (до 30%), пыльца хвойных (до 40%, чаще 20%) и гинковых (12—30%). Триасовые реликтовые формы совсем не встречаются. Среди пыльцы хвойных много мелких форм типа *Podocarpus*. В континентальных аналогах морских байос-батских слоев много спор осмундовых, плаунов и своеобразных спор *Selaginella* [*S. perfecta* (Bolch.) Naum., *S. densa* Bolch.]. Палинологические комплексы байос-батских слоев Вилюйской синеклизы вполне соответствуют приведенной В. И. Ильиной (1964) характеристике среднеюрских комплексов Казахстана и Кузбасса, а также комплексов тюменской свиты Западно-Сибирской низменности.

В Канско-Тасеевской депрессии в среднеюрских осадках уже наблюдается пыльца *Classopollis*, т. е. появляются первые признаки аридизации климата. Верхнеюрские отложения на территории Саяно-Вилюйского прогиба пользуются очень ограниченным распространением. Описание спорово-пыльцевых комплексов этих отложений и сопоставление их с комплексами соседних регионов нами уже проводилось выше. Здесь же мы отметим, что и в верхнеюрских отложениях большую роль продолжают играть споры *Coniopteris* и *Cheiropleuria*, но уже появляются споры *Gleichenia* и сем. Schizaeaceae, а в составе хвойных обнаруживаются своеобразные пыльцевые зерна *Quadraculina* sp.

Таким образом, в наших исследованиях выяснилась возможность применения палинологического метода для расчленения юрских осадков Сибирской платформы до отдела и подотдела, а также корреляции удаленных разрезов. Полностью учитывая выводы палеоботаников, изучавших макроскопические остатки растений, и основываясь на этих данных, мы попытались проследить некоторые уровни изохронности осадков в разрезах платформы. Однако при корреляции разрезов большую роль играют именно палинологические материалы, так как они характеризуют практически все разрезы и почти все слои. Большим преимуществом спор и пыльцы, которые мы наиболее полно использовали, оказывается частое совместное нахождение их с морской фауной. Недостатком же этого метода является сложность лабораторной обработки проб и мелкие размеры объектов, затрудняющие их хранение и возможность сравнения голотипов и топотипов, обмен коллекциями и т. д. Неразработанность вопросов таксономии и номенклатуры рассеянных спор, безусловно, отразилась и на наших выводах.

Нами сделана попытка привлечь для биостратиграфических исследо-

ваний и сравнительно новые объекты изучения — мегаспоры. Так как они крупнее микроспор, то выделение их и изучение отдельных экземпляров значительно легче.

При проведении палинологических исследований по обычной методике не удается изучить состав мегаспор. Однако их изучение может оказать значительную помощь при биостратиграфических исследованиях. Работы Дийкстра (Dijkstra, 1949, 1951, 1961), посвященные мегаспорам меловых отложений, содержат указания на стратиграфическую роль некоторых видов, что позволяет надеяться на выявление и в юрских отложениях форм с узким вертикальным диапазоном. Работы И. З. Фаддеевой по Казахстану свидетельствуют о наличии таких форм в юрских отложениях. Мегаспоры, распространение которых мы изучали, принадлежат к новым видам, поэтому в настоящей работе приводим их описание и изображение.

Несмотря на то, что мегаспоры известны уже более 100 лет, изучение ископаемых мегаспор для стратиграфических целей только еще начинает применяться различными биостратиграфами Советского Союза. В литературе очень редко встречаются описания юрских мегаспор; большинство работ, в основном зарубежных, посвящено изучению карбоновых и меловых мегаспор, но известен ряд работ иностранных авторов и по исследованию юрских мегаспор (Selling, 1945; Jung, 1958, 1960; Kendall, 1941, и др.).

На территории Советского Союза первый опыт по изучению мегаспор из юрских отложений принадлежит И. З. Фадеевой (1960). Она выделила и описала мегаспоры юры Западного Казахстана.

В настоящее время более подробно разработана классификация мегаспор палеозойского возраста. Новая схема классификации мегаспор А. М. Ищенко и Е. В. Семеновой (1962) является крупным шагом вперед по пути их изучения. Так как описания мезозойских мегаспор в литературе встречаются довольно редко, мы провели сравнение мезозойских мегаспор с палеозойскими. Все мегаспоры неопределенного систематического положения с трехлучевой щелью разверзания относятся к классу *Trilets* (Reinsch, 1884). Мегаспоры могут быть с оторочкой или без оторочки. На основании этого признака выделяются группы *Azonotriletes* Luber (1935 г.) и *Zonotriletes* Waltz (1935 г.).

Мегаспоры нашей коллекции по классификации А. М. Ищенко и Е. В. Семеновой относятся к мегаспорам неопределенного генетического положения, к классу *Triletes* и группе *Azonotriletes*. Дальнейшее определение выделенных нами мегаспор по данной классификации невозможно, так как А. М. Ищенко и Е. В. Семенова основывают определение более дробных таксонов на таких признаках, которые не прослеживаются на описанных нами юрских мегаспорах. Поэтому определение мегаспор велось по ранее принятой для мезозойских мегаспор искусственной системе. Указанные выше иностранные авторы и И. З. Фаддеева придают названию *Triletes* номенклатурное значение формального рода. В этом отношении мы следуем их примеру.

Ниже приводится характеристика выделенных юрских мегаспор, которые относятся к 14 видам группы (формального рода) *Triletes* и описываются впервые. Коллекция описанных мегаспор хранится в лаборатории осадочных формаций и месторождений ИЗК СО АН СССР (Институт земной коры Сибирского отделения АН СССР).

Triletes arquensus sp. nov.

Табл. XIV, *3*

Голотип — ИЗК СО АН СССР, преп. 174. Мало-Ботуобинский район, нижняя юра.

Описание. Размеры экваториального диаметра колеблются от 500

до 825 μ (десять измерений). Многие оболочки мегаспор сильно смяты и сплющены в различных направлениях. Тело мегаспоры было, по-видимому, округлых очертаний. Щель разверзания трехлучевая, длина лучей составляет от $^2/_3$ до $^1/_2$ радиуса споры. У сильно смятых форм щель разверзания плохо заметна. Поверхность мегаспоры морщинистая и имеет сетчатую структуру. Ячейки сетки от 20 до 78 μ. Большая часть мегаспор покрыта волосоподобными выростами длиной 75—625 μ, которые на поверхности оболочки чаще всего располагаются пучками и реже в одиночку. Встречены единичные экземпляры, которые не имеют волосоподобных выростов. Цвет светло-коричневый.

Сравнение. Мегаспоры *T. arquensus* sp. nov. похожи на *T. oligocanthus* sp. nov., но отличаются от указанного вида сетчатой структурой оболочки и отсутствием шипов.

Местонахождение и геологический возраст. Мало-Ботуобинский район, скв. 574, глубина 56 *м*, ирелляхская свита.

Материал. 32 экземпляра плохой сохранности за счет смятия. У части экземпляров разрушена скульптура экзины. Много фрагментов. На отдельных особях можно проследить характерные признаки вида, на некоторых фрагментах сохранились длинные волосоподобные выросты и сетчатая скульптура оболочки, а щель разверзания и очертания тела прослеживаются на более крупных фрагментах. За голотип принят целый экземпляр.

Triletes oligocanthus sp. nov.

Табл. XIV, *2*

Голотип — ИЗК СО АН СССР, преп. 174. Мало-Ботуобинский район, нижняя юра.

Описание. Размеры экваториального диаметра колеблются от 450 до 675 μ. Мегаспоры сплющены в различных направлениях. Тело округлое в очертании. Щель разверзания трехлучевая, равная радиусу тела мегаспоры. Часто встречаются сильно смятые экземпляры, и на таких формах щель разверзания плохо заметна. Экзина гладкая с редкими маленькими шипиками и волосоподобными выростами длиной от 100 до 400 μ, которые располагаются пучками и в одиночку. Цвет светло-коричневый.

Сравнение. Мегаспоры *T. oligocanthus* sp. nov. похожи на *T. arquensus* sp. nov., но отличаются от них наличием шипиков на экзине и отсутствием сетчатости.

Местонахождение и геологический возраст. Мало-Ботуобинский район, ирелляхская свита, Канский угольный бассейн, переяславская свита.

Материал. 24 экземпляра плохой сохранности встречены в Мало-Ботуобинском районе в ирелляхской свите (скв. 674, глубина 59 и 56 *м*). Два экземпляра плохой сохранности обнаружены в Канском угольном бассейне, на Абанском участке в переяславской свите (скв. 417, глубина 241 *м*). Кроме этого, найдено много фрагментов.

Плохая сохранность *T. oligocanthus* sp. nov. обусловлена тем, что мегаспоры имеют тонкую и хрупкую оболочку, которая обычно сильно смята. У таких экземпляров все характерные признаки вида проследить нельзя. Форма тела, щель разверзания видны у целых экземпляров или у наиболее крупных фрагментов. Волосоподобные выросты и шипики прослеживаются как на крупных, так и на мелких фрагментах. Отдельные признаки позволяют относить выделенные экземпляры к виду *T. oligocanthus* sp. nov.

Triletes canicus sp. nov.

Табл. XV, *2*

Голотип — ИЗК СО АН СССР, преп. 70. Канский угольный бассейн, нижняя юра.

Описание. Размер экваториального диаметра 600 μ. Мегаспора уплощена в дорзо-вентральном направлении. Тело округлое в очертании. Щель разверзания трехлучевая, лучи щели прямые, короткие, равны $^2/_3$ радиуса мегаспоры. Поверхность шиповатая. Наиболее длинные шипы располагаются по краю тела. Дистальная сторона скорее бугорчатая, чем шиповатая. Отсутствует ясно выраженная арея, цвет коричневый.

Сравнение. Описываемый вид не похож ни на один известный нам вид.

Местонахождение и геологический возраст. Канский угольный бассейн, участок Переяславский, переяславская свита, скв. 1670, глубина 219 *м*.

Материал. Три экземпляра неполной сохранности. Один экземпляр растрескался и частично обломан, но на нем видна щель. Два экземпляра сильно смяты, кроме этого, структура экзины плохо просматривается из-за значительной минерализации оболочки, но все же на отдельных участках поверхности можно проследить особенности вида.

Triletes dipapillotus sp. nov.

Табл. XV, *3а*, *3б*

Голотип — ИЗК СО АН СССР, преп. 292. Мало-Ботуобинский район, нижняя юра.

Описание. Размеры экваториального диаметра колеблются от 300 до 700 μ. Тело уплощено в дорзо-вентральном направлении, округлых очертаний. Щель разверзания трехлучевая, длина лучей почти равна радиусу. Арея большая, занимает почти целиком проксимальную сторону и окаймлена невысоким валиком, образованным из скульптурных элементов оболочки. Экзина бугорчатая, бугорки оканчиваются волосоподобными, раздваивающимися на концах выростами длиной 30—70 μ. Бугорки в некоторых местах соединяются и создают впечатление сетчатости. Цвет — бурый.

Сравнение. *T. dipapillatus* sp. nov. не похож ни на один известный нам вид.

Местонахождение и геологический возраст. Мало-Ботуобинский район, иреляхская свита, Канский угольный бассейн, переяславская свита.

Материал. 14 экземпляров средней и плохой сохранности встречены в Мало-Ботуобинском районе в иреляхской свите (скв. 674, глубина 63 *м*). Один экземпляр средней сохранности обнаружен в Канском угольном бассейне, на Абанском участке в переяславской свите (скв. 417, глубина 241 *м*).

Triletes psilatus sp. nov.

Табл. XIII, *4*

Голотип — ИЗК СО АН СССР, преп. 135. Канский угольный бассейн, нижняя юра.

Описание. Размеры экваториального диаметра колеблются от 300 до 575 μ (20 измерений). Мегаспоры сплющены в дорзо-вентральном направлении и имеют округлые очертания. Щель разверзания трехлучевая, длина лучей равна $^1/_3$ или $^1/_2$ радиуса мегаспоры. Отдельные экземпляры имеют более длинные лучи, достигающие $^2/_3$ радиуса. Концы лучей более широкие и приподнятые над поверхностью тела мегаспоры. Экзина слабо гранулированная, почти гладкая. В отраженном свете мегаспоры коричневого цвета.

Сравнение. Мегаспоры с длинными лучами похожи на *Triletes discoides* Dijkstra (Dijkstra, 1951, табл. II, фиг. 15), но отличаются тем, что не имеют ясно ограниченной ареи.

Местонахождение и геологический возраст. Канский угольный бассейн, переяславская свита, Мало-Ботуобинский район, ирелляхская свита.

Материал. 90 экземпляров хорошей и средней сохранности встречены в Канском угольном бассейне, на участке Бородино в переяславской свите (скв. 1312, глубина 181 *м*); на участке Переяславском в переяславской свите (скв. 1670, интервал 216,5—239 *м*). Семь экземпляров средней сохранности найдены в Мало-Ботуобинском районе, на участке Глубокий — Таборный в ирелляхской свите (скв. 132 глубина 15 и 25 *м*) и на участке Пятачок в ирелляхской свите (скв. 202, глубина 70 *м*).

Triletes cryptoreticulatus sp. nov.

Табл. XIII, *3*

Голотип — ИЗК СО АН СССР, преп. 87. Канский угольный бассейн, средняя юра.

Описание. Размеры экваториального диаметра колеблются от 375 до 650 μ. Большинство мегаспор сплющено в дорзо-вентральном направлении, отдельные мегаспоры сплющены по полярной оси. В очертании мегаспоры округлые, щель разверзания трехлучевая, лучи щели приподнятые над телом в виде гребней и равны $^2/_3$ радиуса мегаспоры. Арея не имеет ясной, четкой границы. Оболочка сетчатая, ячейки сетки 7—15 μ в диаметре. На арее располагаются более крупные ячейки, поверхность тела, находящаяся за границей ареи, покрыта мелкими ячейками. Дистальная сторона мелкосетчатая. На отдельных экземплярах сетчатость мало заметна или совсем не видна. Цвет светло-коричневый.

Сравнение. Мегаспоры данного вида похожи на мегаспоры *Triletes rimosus* Fadeeva (1960), но отличаются более длинными лучами щели разверзания, равными радиусу мегаспоры, и скульптурой оболочки.

Местонахождение и геологический возраст. Канский угольный бассейн, камалинская свита.

Материал. 446 экземпляров хорошей и средней сохранности встречены в Канском угольном бассейне, на участке Бородино в камалинской свите (скв. 1336, глубина 118,7 *м*).

Triletes paradoxus sp. nov.

Табл. XV, *1*

Голотип — ИЗК СО АН СССР, преп. 174. Мало-Ботуобинский район, нижняя юра.

Описание. Размер экваториального диаметра 375—500 μ (два измерения). Тело сплющено в боковом направлении, округлых очертаний, щель разверзания трехлучевая, длина лучей равна $^2/_3$ радиуса. Лучи и арея покрыты волосоподобными и пленчатыми выростами длиной до 200—250 μ. Остальная поверхность споры бугорчатая. Форма бугорков варьирует от округлых до заостренных. Бугорки оканчиваются короткими волосками длиной 30—50 μ. Цвет — светло-коричневый.

Сравнение. Мегаспоры *Triletes paradoxus* sp. nov. не похожи ни на один известный нам вид.

Местонахождение и геологический возраст. Мало-Ботуобинский район, ирелляхская свита.

Материал. Два экземпляра средней сохранности найдены в Мало-Ботуобинском районе в ирелляхской свите (скв. 674, глубина 56 и 63 *м*).

Triletes cubornatus sp. nov.

Табл. XIV, *4*

Голотип — ИЗК СО АН СССР, преп. 120. Канский угольный бассейн, нижняя юра.

Описание. Экваториальный диаметр колеблется от 395 до 571 μ. Мегаспора округлая в очертании, уплощенная в дорзо-вентральном направлении. Щель разверзания трехлучевая. Длина лучей равна $^2/_3$ радиуса, арея вогнутая. Экзина бородавчатая. Цвет — темно-коричневый.

Сравнение. Мегаспоры *T. cubornatus* sp. nov. не похожи ни на один известный нам вид.

Местонахождение и геологический возраст. Канский угольный бассейн, переяславская свита.

Материал. Пять экземпляров средней сохранности встречены в Канском угольном бассейне, на участке Переяславском в переяславской свите (скв. 1670, глубина 239,4 *м*).

Triletes heteropolarus sp. nov.

Табл. XIV, *1а*, *1б*

Голотип — ИЗК СО АН СССР, преп. 96. Канский угольный бассейн, нижняя юра.

Описание. Размеры экваториального диаметра колеблются от 600 до 775 μ (семь измерений). Мегаспоры уплощены обычно в дорзо-вентральном направлении и имеют округлые очертания. Щель разверзания трехлучевая. Длина лучей почти равна радиусу, арея большая, занимает почти всю проксимальную сторону мегаспоры и окаймлена невысоким валиком, соединяющим концы лучей. Валик образован за счет определенного расположения скульптурных элементов экзины. На проксимальной стороне в области арей оболочка мегаспоры сетчатая с неравномерными ячейками. Диаметр ячеек колеблется между 25 и 60μ. Дистальная сторона бугорчатая, бугорки округлые или уплощенные. Цвет от коричневого до темно-коричневого.

Сравнение. Мегаспоры *T. heteropolarus* похожи на мегаспоры *Horstisporites semireticulatus* Jung. (Jung, 1960), но отличаются от *Horstisporites semireticulatus* более крупными размерами и имеют на дистальной стороне не сетчатую экзину, а бугорчатую.

Местонахождение и геологический возраст. Канский угольный бассейн, переяславская свита, Мало-Ботуобинский район, иреляхская свита.

Материал. Девять экземпляров средней и плохой сохранности обнаружены в Канском угольном бассейне, на Абанском участке в переяславской свите (скв. 417, глубина 241 *м*). Семь экземпляров средней сохранности встречены в Мало-Ботуобинском районе в ирелях ской свите (скв. 674, глубина 59 *м*; скв. 682, глубина 53,8 *м*).

Triletes botuobicus sp. nov.

Табл. XIII, *2*

Голотип — ИЗК СО АН СССР, преп. 207. Мало-Ботуобинский район, нижняя юра.

Описание. Экваториальный диаметр 650 μ. Мегаспора округлая в очертании, щель разверзания трехлучевая, длина лучей равна $^2/_3$ радиуса. Щель разверзания покрыта волосковидными выростами. Арея вогнутая отчетливо очерченная, с шероховатой поверхностью или с неясной ячеистостью. Остальная часть мегаспоры бугорчатая. Бугорки представляют собой уплощенные выросты экзины. Цвет коричневый.

Сравнение. Мегаспоры *T. botuobicus* sp. nov. не похожи ни на один из известных нам видов.

Местонахождение и геологический возраст. Ботуобинский район, ирелях ская свита.

Материал. Два экземпляра средней сохранности встречены в Мало-Ботуобинском районе в ирелях ской свите (скв. 674, глубина 59 *м*).

Triletes equidstantus sp. nov.

Табл. XIII, *1а, 1б*

Голотип — ИЗК СО АН СССР, преп. 87. Канский угольный бассейн, средняя юра.

Описание. Размеры экваториального диаметра колеблются от 480 до 1000 μ (30 измерений). Мегаспоры сплющены обычно в дорзо-вентральном направлении, часть их сплющена вдоль полярной оси. Тело мегаспоры округлых очертаний. Лучи щели обычно составляют $^3/_4$ радиуса, некоторые мегаспоры имеют короткие лучи, которые едва достигают $^1/_2$ радиуса. Арея хорошо выражена. Размер ареи варьирует и зависит от длины лучей. Щель и арея бывают плоскими или приподнятыми в виде пирамиды. Арея отделяется от остальной поверхности мегаспоры волнистым валиком. Цвет от желтовато-коричневого до темно-коричневого, почти черного. Экзина гладкая, кожистая, блестящая, но встречены единичные экземпляры, поверхность которых на отдельных участках покрыта скульптурой в виде оспин. Это говорит о том, что гладкость экзины является вторичной и что отсутствие скульптуры на большинстве мегаспор — результат различных механических воздействий.

Сравнение. Мегаспоры *T. equidstantus* sp. nov. не похожи ни на один известный нам вид.

Местонахождение и геологический возраст. Канский угольный бассейн, переяславская, камалинская, бородинская и абанская свиты. Мало-Ботуобинский район, иреляхская и укугутская свиты.

Материал. 227 экземпляров хорошей и средней сохранности встречены в Рыбинской и Канско-Тасеевской впадинах в переяславской, камалинской и бородинской свитах (скважины 1336, 1312, 1670, 16), 37 экземпляров обнаружены в Мало-Ботуобинском районе в иреляхской и укугутской свитах (скважины 202, 132 и 674).

Triletes crustatus sp. nov.

Табл. XV, *4а, 4б*

Голотип — ИЗК СО АН СССР, преп. 87. Канский угольный бассейн, средняя юра.

Описание. Размеры экваториального диаметра колеблются от 225 до 325 μ (семь измерений). Мегаспоры сплющены в дорзо-вентральном направлении. Тело мегаспор в очертании от округлых до треугольно-округлых форм. Проксимальная сторона выпуклая, а дистальная вогнутая. Щель разверзания трехлучевая, лучи щели высокие, приподнятые над телом в виде гребней, длинные, равные, радиусу мегаспоры. Отсутствует ясно выраженная арема. Цвет — красновато-коричневатый. Поверхность ясно гранулированная.

Сравнение. Мегаспоры *Triletes crustatus* sp. nov. похожи на *Triletes subdetoides* (Dijkstra, 1951), *Triletes obolus* (Dijkstra, 1951) и на *Triletes occulatatus* (Dijkstra, 1951). Первые отличаются от *T. crustatus* sp. nov. более треугольным очертанием тела и ясно выраженной контактовой поверхностью. Вторые, наоборот, более округлые и плоские. *T. occulatatus* отличаются от описываемого вида скульптурными украшениями экзины.

Местонахождение и геологический возраст. Канский угольный бассейн, камалинская свита.

Материал. 18 экземпляров хорошей сохранности встречены в Канском угольном бассейне на участке Бородино в камалинской свите (скв. 1836, глубина 118,7 *м*).

Triletes heterogillatus sp. nov.

Табл. XIII, *5*

Голотип — ИЗК СО АН СССР, преп. 130. Канский угольный бассейн, нижняя юра.

Описание. Мегаспоры больших размеров. Величина экваториального диаметра колеблется от 1125 до 1875 μ. Мегаспоры сплющены в дорзо-вентральном направлении. Тело округлых очертаний. Щель разверзания трехлучевая, длина лучей составляет $^2/_3$ радиуса. Арея ясно очерченная с гладкой поверхностью. Проксимальная сторона, находящаяся за границей арей, и дистальная покрыта короткими редкими шипами. Оболочка мегаспор тонкая и хрупкая с вмятинами от песчинок. Цвет от светло-коричневого до темно-коричневого.

Местонахождение и геологический возраст. Канский угольный бассейн, переяславская свита.

Материал. 34 экземпляра средней и хорошей сохранности найдены в Канском угольном бассейне на участке Бородино в переяславской свите (скв. 1336, глубина 430 *м*).

Triletes subreticulatus sp. nov.

Табл. XV, *5*

Голотип — ИЗК СО АН СССР, преп. 149. Канский угольный бассейн, средняя юра.

Описание. Мегаспоры сплющены в дорзо-вентральном направлении и имеют округлые очертания. Размеры экваториального диаметра колеблются от 300 до 375 μ (восемь измерений). Экзина сетчатая, местами сетка неясная и переходит из ячеек в бугорки. Ячейки сетки достигают 15—25 μ в диаметре. Щель разверзания трехлучевая, плохо заметная из-за скульптуры оболочки. Длина лучей равна $^2/_3$ радиуса споры, арея не выделяется. Цвет темно-бурый.

Сравнение. Данная форма не похожа ни на один известный нам вид.

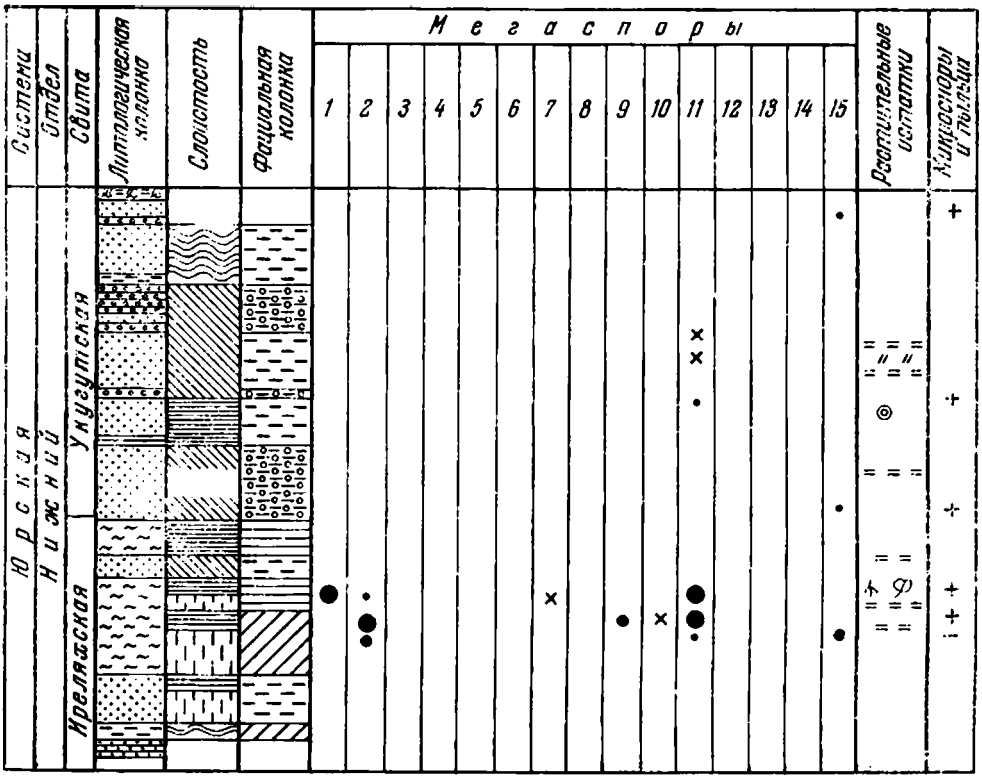
Местонахождение и геологический возраст. Канский угольный бассейн, абанская свита.

Материал. 17 экземпляров хорошей и средней сохранности встречены в Канском угольном бассейне, на Абанском участке в абанской свите (скв. 541, глубина 151 *м*).

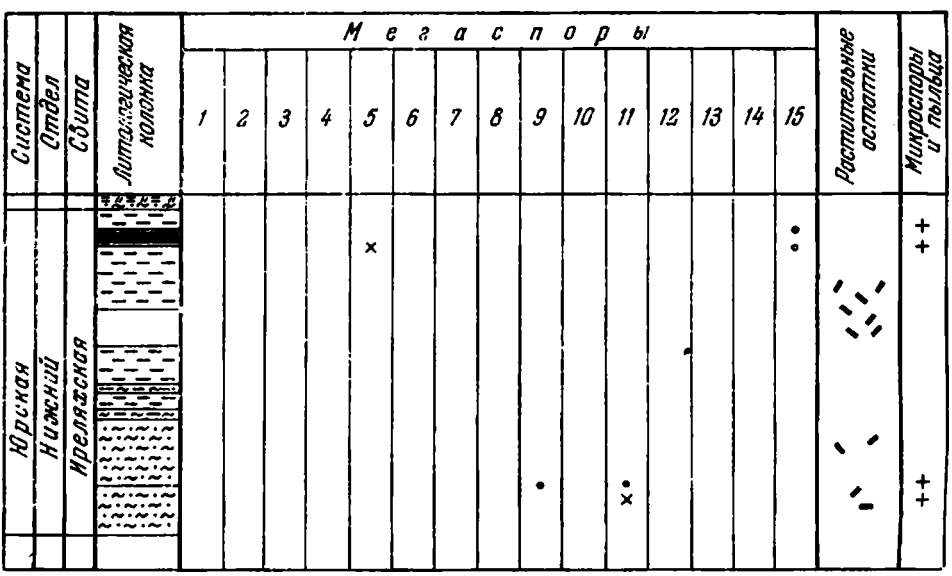
Распределение мегаспор

При изучении юрских разрезов Рыбинской и Канско-Тасеевской впадин мы проследили распределение мегаспор в основных стратиграфических подразделениях разреза и в основных группах фаций. Для сопоставления были изучены и образцы из Мало-Ботуобинского района (бассейн р. Вилюй) и из Канско-Рыбинского бассейна. Больше всего мегаспор было выделено из болотных и пойменных фаций переяславской, камалинской и ирелякской свит.

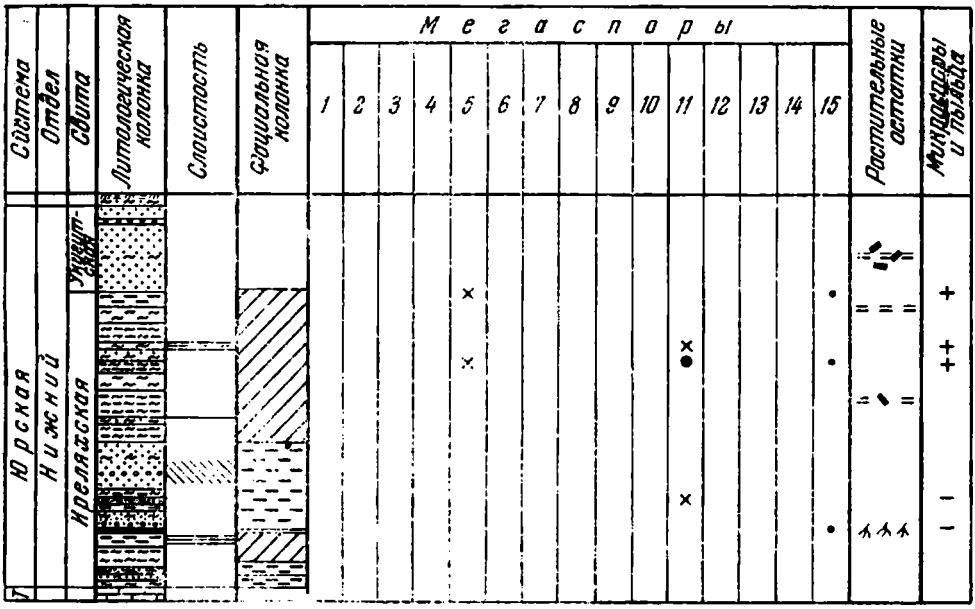
В Мало-Ботуобинском районе мегаспоры обнаружены в нижнем лейасе — в ирелякской и укугутской свитах. Наибольшее количество мегаспор обнаружено в отложениях ирелякской свиты (табл. 10, фиг. 10—12). Здесь выделено семь видов мегаспор: *Triletes arquensus* sp. nov., *T. oligocanthus* sp. nov., *T. psilatus* sp. nov., *T. paradoxus* sp. nov., *T. heteropolarus* sp. nov., *T. botuobicus* sp. nov., *T. equidstantus* sp. nov. Из них виды *Triletes botuobicus* sp. nov., *T. arquensus* sp. nov., *T. paradoxus* sp. nov. могут



Фиг. 10. Разрез по скв. 674 (глубина 77 м). Условные обозначения к литологической и фациальной колонкам и слоистости см. на фиг. 2, условные обозначения к мегаспорам, растительным остаткам, микроспорам и пыльце — на фиг. 13



Фиг. 11. Разрез по скв. 202 (глубина 40 м). Условные обозначения к литологической колонке см. на фиг. 2, условные обозначения к мегаспорам, растительным остаткам, микроспорам и пыльце — на фиг. 13



Фиг. 12. Разрез по скв. 132 (глубина 56 *м*). Условные обозначения к литологической и фациальной колонкам и слоистости см. на фиг. 2, условные обозначения к мегаспорам, растительным остаткам, микроспорам и пыльце — на фиг. 13

быть отнесены к разряду руководящих форм для ирельяхской свиты, так как они не встречаются выше по разрезу.

Как видно из колонок скважин и табл. 10 наиболее богатой фацией в ирельяхской свите является пойменная как в количественном отношении, так и по видовому разнообразию мегаспор.

Доминантами (т. е. видами, которые часто и в большом количестве встречаются в данном слое) для пойменной фации этого района являются *Triletes equidstantus* sp. nov. и *T. oligocanthus* sp. nov., а характерными видами (которые встречаются только в определенных слоях) — *Triletes heleropolarus* sp. nov., *T. oligocanthus* sp. nov. и *T. botuobicus* sp. nov.

Значительное количество и разнообразие мегаспор встречено в небольшом прослое озерных осадков в верхней части пойменных слоев, выше которых появляются русловые осадки нового ритма. В этом прослое озерных отложений встречены в большом количестве мегаспоры *T. arquensus,* не обнаруженные в иных фациях и свойственные, по-видимому, только для озерной фации ирельяхской свиты. Болотная и русловая фации ирельяхской свиты оказались бедными мегаспорами и по количеству экземпляров, и по видовому составу. В укугутской свите найден один вид *Triletes equidstantus* sp. nov., который имеет широкое стратиграфическое распространение.

Мегаспоры, выделенные из осадков Рыбинской и Канско-Тасеевской депрессий, приурочены в основном к болотным и пойменным фациям переяславской и камалинской свит. В переяславской свите обнаружено восемь видов мегаспор: *Triletes equidstantus* sp. nov., *T. psilatus* sp. nov., *T. cubornatus* sp. nov., *T. heteropolarus* sp. nov., *T. dipapillatus* sp. nov., *T. oligocanthus* sp. nov., *T. heterogillatus* sp. nov., *T. canicus* sp. nov.

Вид *Triletes equidstantus* sp. nov., встречается выше по разрезу и в фациальном отношении имеет довольно широкое распространение (см. табл. 13 и 14). Вид *Triletes psilatus* sp. nov. распространен и в камалинской свите. Виды *Triletes cubornatus* sp. nov., *T. heteropolarus* sp. nov., *T. canicus* sp. nov., *T. dipapillatus* sp. nov., *T. oligocanthus* sp. nov., *T. heterogil-*

Таблица 10

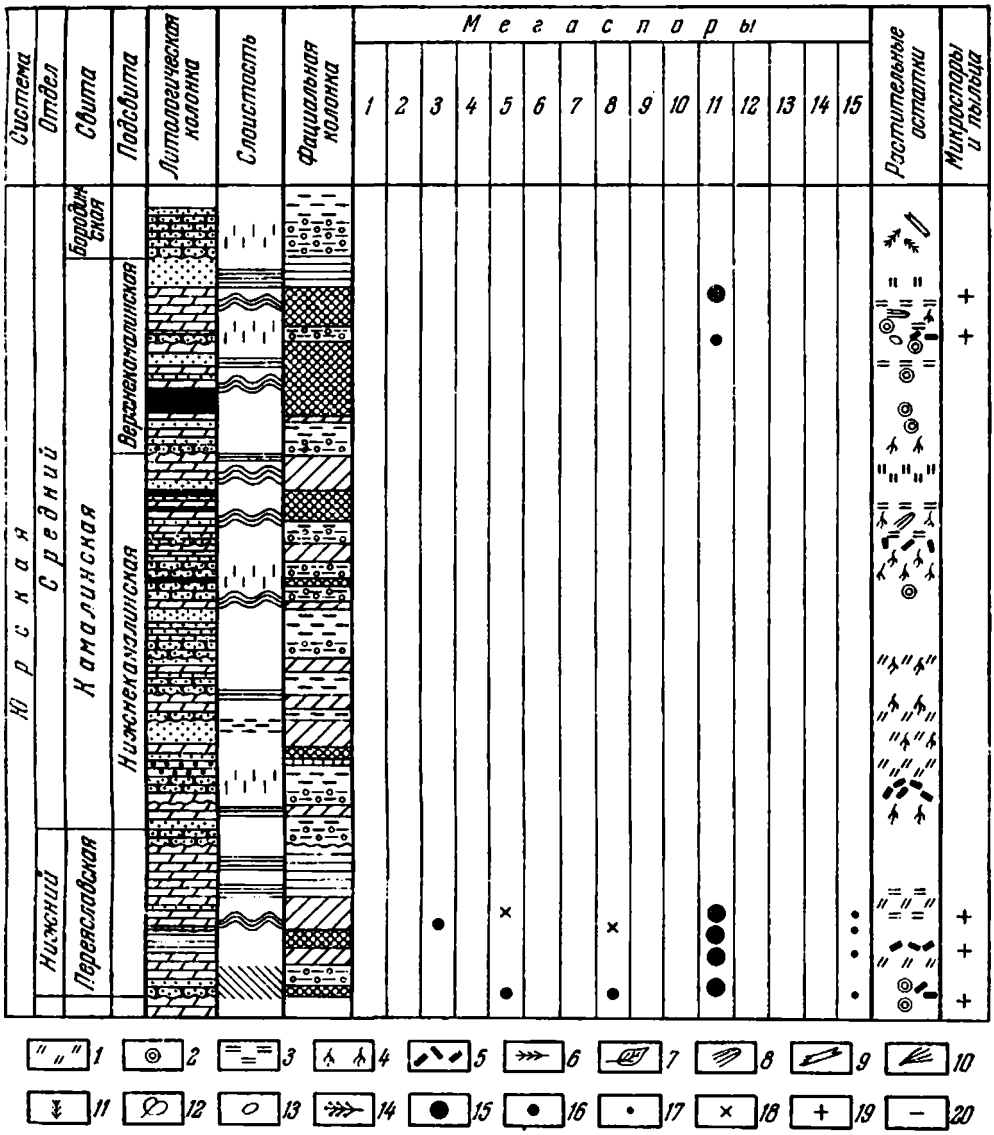
Распределение мегаспор в юрских осадках Мало-Ботуобинского района

Свита	Фация			
	болотная	пойменная	озерная	русловая
Укугутская				*Triletes equidstantus* sp. nov. и неопределимые формы
Иреляхская	*Triletes equidstantus* sp. nov.	Доминанты: *Triletes equidstantus* sp. nov., *T. oligocanthus* sp. nov. Характерные: *T. heteropolarus* sp. nov., *T. oligocanthus* sp. nov., *T. botuobicus* sp. nov., *T. psilatus* sp. nov.; много неопределимых форм	Доминанты: *Triletes equidstantus* sp. nov., *T. arquensus* sp. nov. Характерные: *T. arquensus* sp. nov., *T. oligocanthus* sp. nov., *T. paradoxus* sp. nov.	Доминанты: *Triletes equidstantus* sp. nov., редко *Triletes heteropolarus* sp. nov.

Таблица 11

Распределение мегаспор в юрских осадках Рыбинской и Канско-Тасеевской депрессий

Свита	Фация			
	болотная	пойменная	русловая	прирусловой вал
Абанская		Редко: *Triletes equidstantus* sp. nov.	Доминанты: *T. subreticulatus* sp. nov. и неопределимые формы. Характерные: *subreticulatus* sp. nov.	
Бородинская	Редко: неопределимые формы	Редко: *Triletes equidstantus* sp. nov.		
Камалинская	Доминанты: *Triletes equidstantus* sp. nov., *T. psilatus* sp. nov. Редко: неопределимые формы	Доминанты: *Triletes equidstantus* sp. nov. Характерные: *T. cryptoreticulatus* sp. nov., *T. crustatus* sp. nov. Редко: *T. psilatus* sp. nov.		
Переяславская	Доминанты: *Triletes equidstantus* sp. nov. *T. psilatus* sp. nov. Характерные: *Triletes cubornatus* sp. nov.	Доминанты: *Triletes equidstantus* sp. nov., *T. heteropolarus* sp. nov. Характерные: *T. heteropolarus* sp. nov., *T. dipapilatus* sp. nov., *T. oligocanthus* sp. nov., *T. canicus* sp. nov.		Доминанты: *Triletes heterogillatus* sp. nov. Характерные: *Triletes heterogillatus* sp. nov.



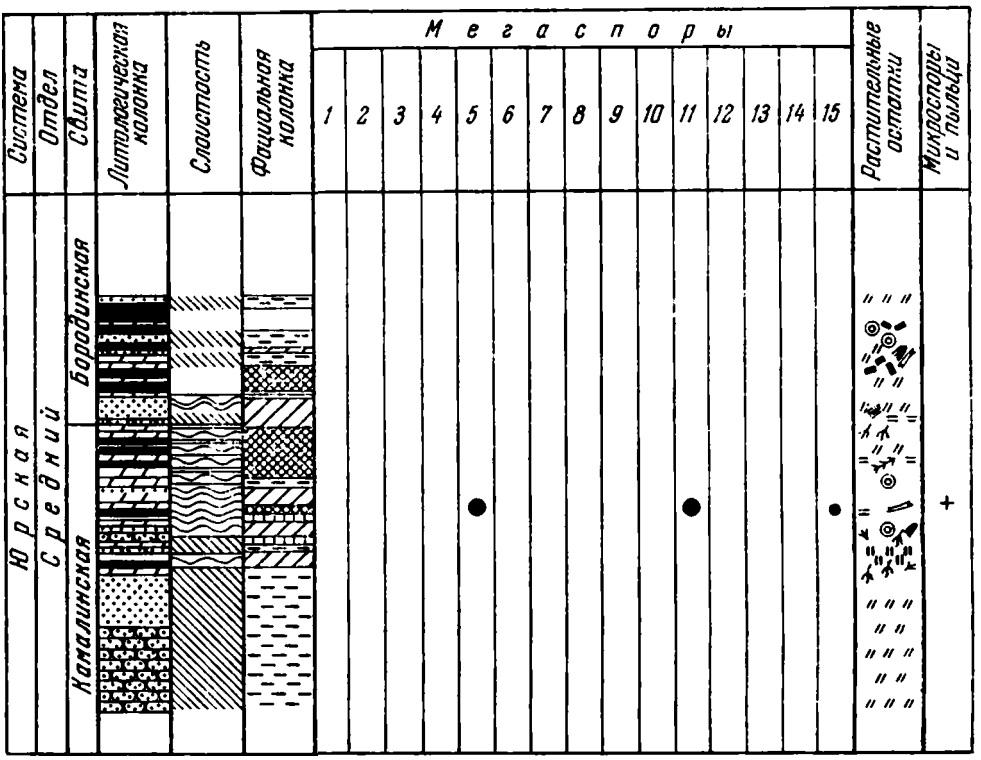
Фиг. 13. Разрез по скв. 1670 (глубина 240 *м*).

Условные обозначения к мегаспорам, растительным остаткам, микроспорам и пыльце к фигурам 10—17, 41

1 - мелкий детрит; *2*— обломки стволов; *3*— скопления тонких стеблей; *4*— остатки корневой системы; *5*— обугленные обломки древесины; *6*— отпечатки стеблей; *7*— отпечатки неопределимых листьев; *8*— отпечатки листьев Phoenicopsis; *9*— отпечатки листьев Pityophyllum; *10*— отпечатки листьев *Czekanowskia*; *11* — отпечатки стволов хвощей; *12* — семена *Pityospermum*; *13* — семена *Samaropsis*; *14*— отпечатки сегментов *Coniopteris*. Количество экземпляров мегаспор: *15*— много; *16*— значительно; *17* — мало; *18*— единично; *19*— обильные комплексы микроспор и пыльцы; *20*— микроспоры и пыльца отсутствуют.

Условные обозначения к литологической и фациальной колонкам и слоистости см. на фиг. 2

Мегаспоры (цифры на схеме к фигурам 10—17): *1*— *Triletes arquensus* sp. nov.; *2* - *Toligocanthus* sp. nov.; *3*— *T. canicus* sp. nov.; *4*— *T. dipapillatus* sp. nov.; *5* - *T. psilatus* sp. nov.; *6*—*T. criptoreticulatus* sp. nov.; *7*— *T. paradoxus* sp. nov.; *8*— *T. cuornatus* sp. nov.; *9*—*T. heteropolarus* sp. nov.; *10*— *T. botuobicus* sp. nov.; *11*— *T. equidistantus* sp. nov.; *12*— *T. crustatus* sp. nov.; *13*— *T. heterogillatus* sp. nov.; *14*— *T. subreticulatus* sp. nov.; *15* — неопределенные мегиспоры



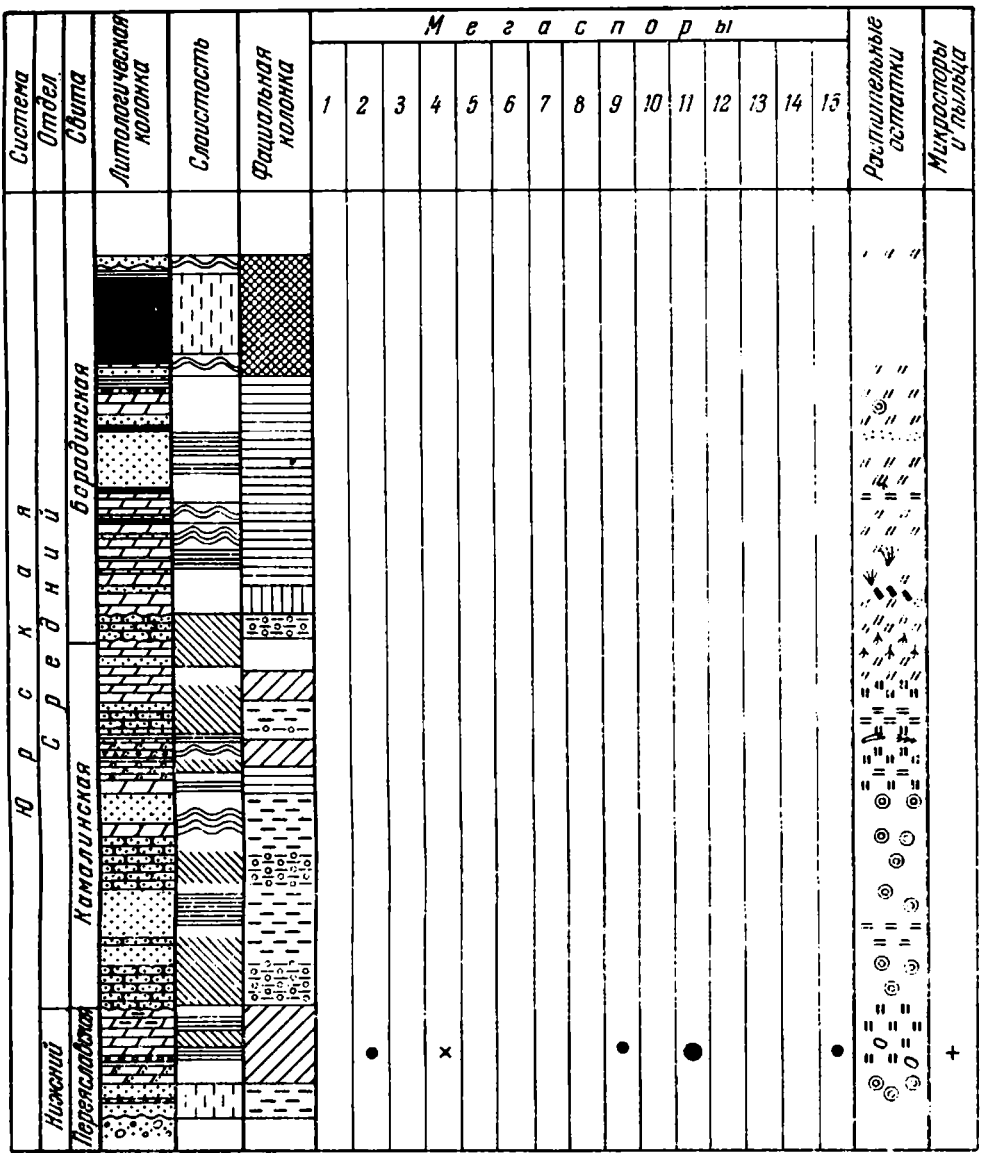
Фиг. 14. Разрез по скв. 1312 (глубина 120—140 *м*).

Условные обозначения к литологической и фациальной колонкам и слоистости см. на фиг. 2, условные обозначения к мегаспорам, растительным остаткам, микроспорам и пыльце — на фиг. 13

latus sp. nov. можно считать руководящими для переяславской свиты данного района, так как они не встречены выше по разрезу в камалинской и бородинской свитах, а более древние слои лейаса в Канско-Тасеевской и Рыбинской впадине отсутствуют. Развитые на севере Саяно-Вилюйского прогиба более древние, чем переяславская свита, нижнелейасовые осадки преляхской и укугутской свит содержат мегаспоры двух видов из перечисленных выше (*Triletes heteropolarus* sp. nov., *T. ologocanthus* sp. nov.), которые, таким образом, можно считать характерными для всего лейаса. *Triletes cubornatus* sp. nov., *T. dipapillatus* sp. nov., *T. canicus* sp. nov., *T. heterogillatus* sp. nov. не встречены в преляхской и укугутской свитах. Возможно, они приурочены только к более молодым лейасовым осадкам, соответствующим по возрасту переяславской свите.

В фациальном отношении мегаспоры распространяются следующим образом. Самый богатый комплекс мегаспор получен из пойменных фаций (табл. 11, фиг. 13—17). Доминантами в этих фациях являются виды *Triletes equidstantus* sp. nov. и *T. heteropolarus* sp. nov., характерными видами — *T. heteropolarus* sp. nov., *T. dipapillatus* sp. nov., *T. oligocanthus* sp. nov. и *T. canicus* sp. nov. Для болотной фации доминанты — *Triletes equidstantus* sp. nov. и *T. psilatus* sp. nov., характерные виды — *Triletes cubornatus* sp. nov. В прирусловом вале были обнаружены только мегаспоры *Triletes heterogillatus* sp. nov. в большом количестве и хорошей сохранности. Следует отметить, что мегаспоры вообще не считались характерными для русловых отложений, поэтому обнаружение очень своеобразной группы, приуроченной к осадкам быстро протекавших вод, является новым в области изучения мегаспор.

Комплекс мегаспор камалинской свиты представлен видами: *Triletes*



Фиг. 15. Разрез по скв. 417

Условные обозначения к литологической и фациальной колонкам и слоистости см. на фиг. 2, условные обозначения к мегаспорам, растительным остаткам, микроспорам и пыльце — на фиг. 13

equidstantus sp. nov., *T. criptoreticulatus* sp. nov., *T. crustatus* sp. nov., *T. psilatus* sp. nov. Руководящими видами, возможно, являются *Triletes criptoreticulatus* sp. nov. и *T. crustatus* sp. nov. Мегаспоры в основном распределились в болотной и пойменной фациях.

Из бородинской свиты нам удалось выделить один вид мегаспор — *Triletes equidstantus* sp. nov.

Из отложений абанской свиты описаны два вида: *Triletes equidstantus* sp. nov. и *T. subreticulatus* sp. nov. Мегаспоры *Triletes subreticulatus* sp. nov. были выделены в большом количестве из маломощного прослоя русловых отложений с обильным растительным детритом на плоскостях наслоения. Вид *Triletes subreticulatus* sp. nov., по-видимому, можно сви-

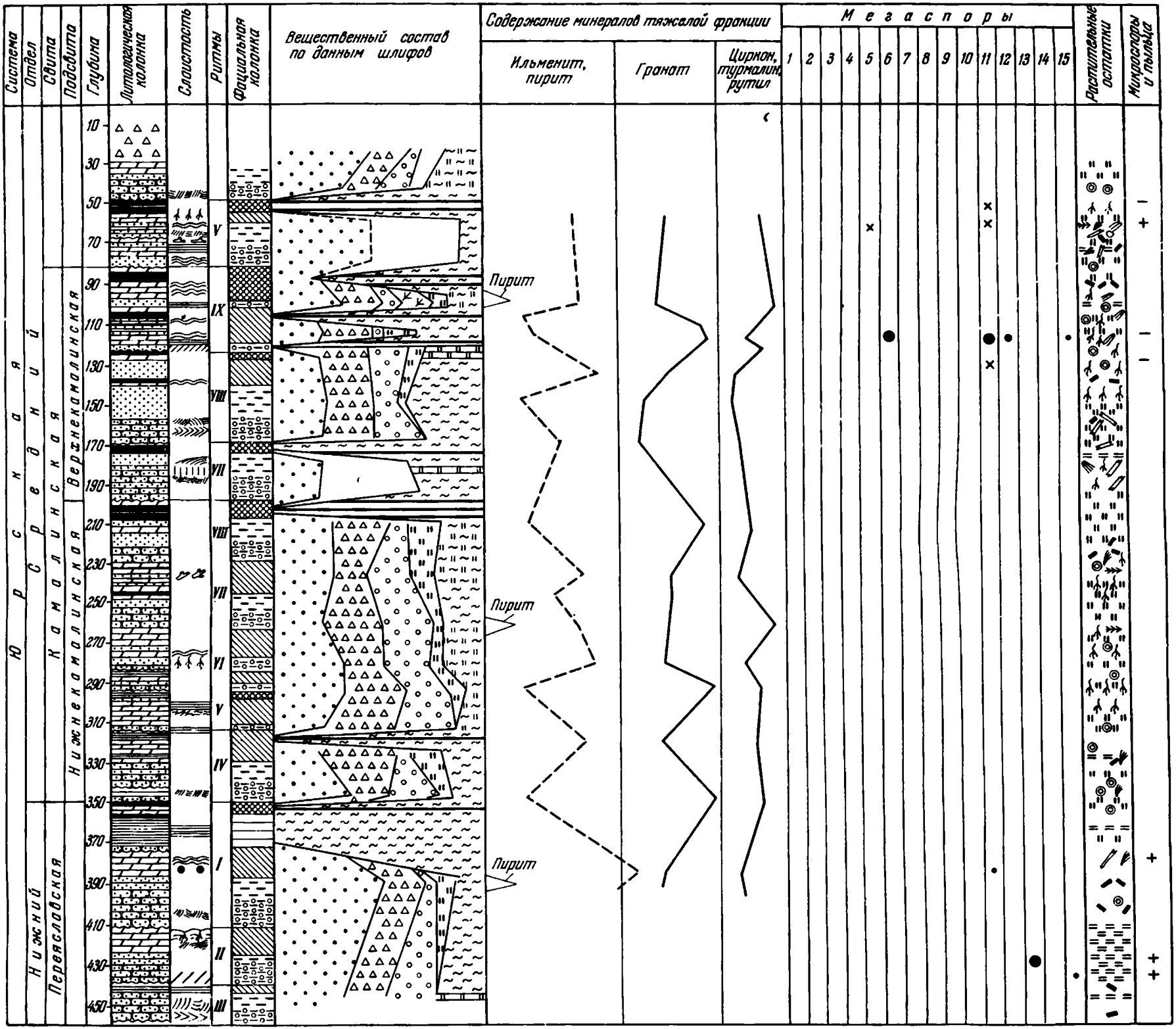
тать руководящим для абанской свиты, так как он не встречен в других свитах описываемого района. Если провести сравнение между нижней юрой Канского бассейна и Мало-Ботуобинского района, то можно сказать, что по видовому составу мегаспор эти осадки, наряду с общими чертами, имеют и некоторые отличия. В Рыбинской впадине и Канском бассейне обнаружено семь видов мегаспор, а в Мало-Ботуобинском районе — восемь видов, причем виды *Triletes psilatus* sp. nov., *T. equidstatus* sp. nov., *T. heteropolarus* sp. nov., *T. oligocanthus* sp. nov. являются общими для нижней юры обоих районов. Виды *Triletes botuobicus* sp. nov., *T. arquensus* sp. nov., *T. paradoxus* sp. nov. встречаются только в ирелляхской свите, а виды *Triletes dipapillatus* sp. nov. и *T. canicus* sp. nov. — только в переяславской. Из четырех общих видов два (*Triletes equidstantus* sp. nov. и *T. psilatus* sp. nov.) встречаются по всему разрезу юры и два (*T. heteropolarus* sp. nov., *T. oligocanthus* sp. nov.) — только в переяславской и в ирелляхской свитах; их можно считать руководящими для лейаса в целом. Три вида, обнаруженные только в ирелляхской свите (перечисленные выше), по-видимому, могут считаться руководящими для нижнего лейаса, но для полной уверенности потребуются дополнительные исследования. Мегаспоры, присутствующие только в переяславской свите (*Triletes dipapillatus* sp. nov., *T. canicus* sp. nov.), но не встреченные в более древней, ирелляхской, возможно, приурочены к средне-верхнелейасовым осадкам. Среднеюрскими являются, по-видимому, *Triletes criptoreticulatus* sp. nov. и *T. crustatus* sp. nov.

В фациальном отношении наиболее богаты мегаспорами пойменные и болотные отложения.

Наши выводы по корреляции разрезов Сибирской платформы и Западно-Сибирской низменности могут быть представлены следующим образом (фиг. 18).

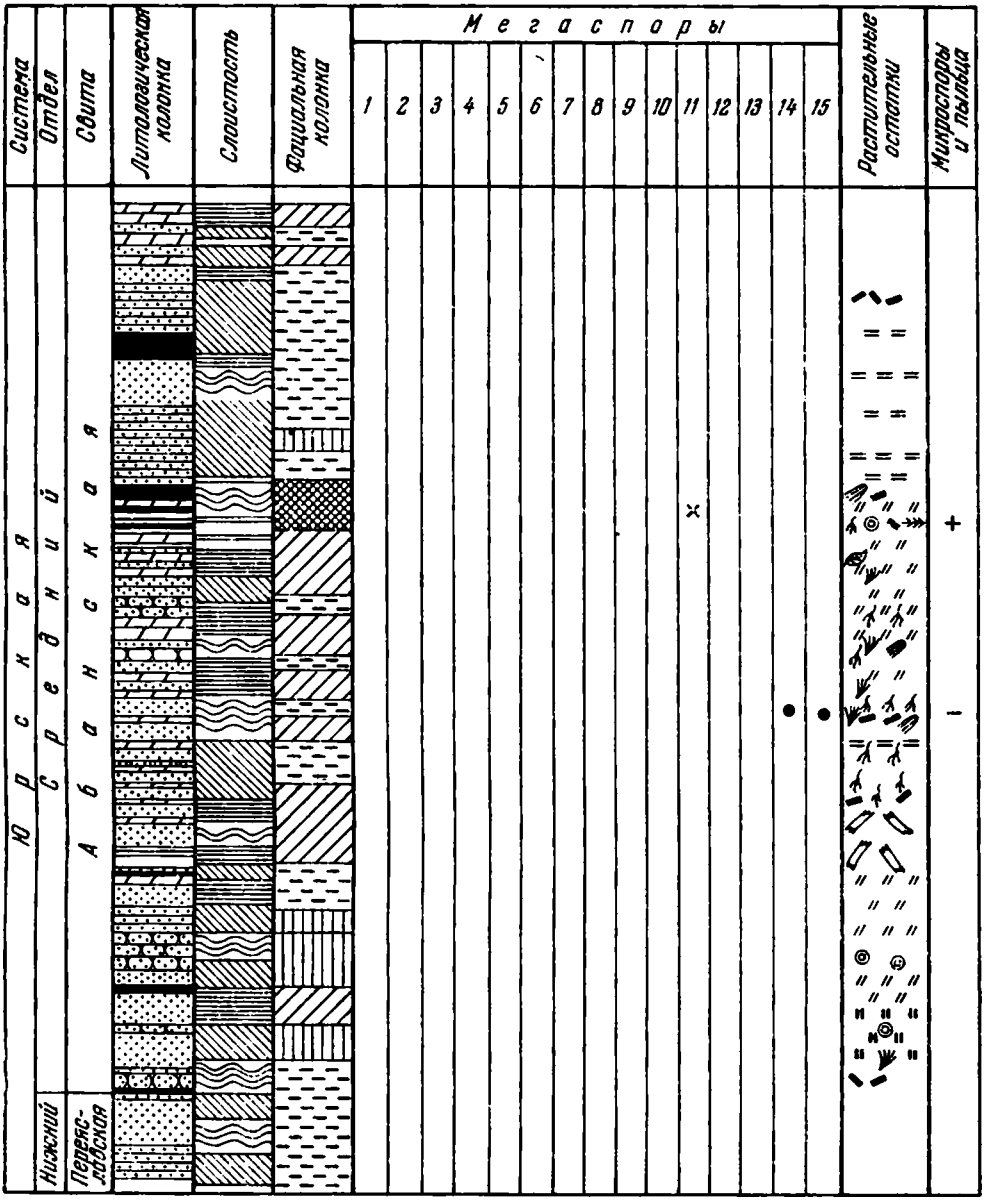
Наиболее древние мезозойские осадки в Вилюйской синеклизе — осадки бегиджанской и табасындинской свит — не имеют аналогов в Саяно-Вилюйском прогибе и южных угленосных бассейнах платформы. Только в Чулымо-Енисейском районе вне пределов платформы, но у ее юго-западных границ выделяется близкая по возрасту чичкаюльская свита, а в Западно-Сибирской низменности — омская свита рэт-лейаса. Палинологические комплексы этих свит близки к комплексам бегиджанской свиты и имеют некоторые общие черты с комплексами ирелляхской свиты, но отличаются от последних меньшим содержанием общих лейасовых форм и присутствием пыльцы *Striatopinites striatopodocarpites*, совершенно отсутвующей в ирелляхской свите. В этих свитах много пыльцы гинкговых, меньше — пыльцы беннеттитов. В бегиджанской свите содержание этих групп почти такое же, в более молодой, ирелляхской, пыльцы беннеттитов больше, чем пыльцы гинкговых. Общими группами в верхнетриасовых свитах (бегиджанской, чичкаюльской и омской) и ирелляхской свите (J_1) являются *Chomotriletes anogrammensus* К.-М., *Stenozonotriletes, Cheiropleuria*. Ирелляхская свита нами уже детально охарактеризована. Возрастные и полные фациальные аналоги ее на территории Канско-Вилюйского прогиба и южных угленосных бассейнов не установлены. Однако в нижних слоях чайкинской свиты (оронская пачка в бассейне Нижней Тунгуски) встречаются спорово-пыльцевые комплексы, близкие к ирелляхским. В них содержится большое количество пыльцы беннеттитов, представленных *Bennettites percarinatus* Bolch., спор триасовых реликтов и пыльцы древних хвойных. Однако такие спорово-пыльцевые комплексы встречены только в самых нижних слоях пачки, а выше по разрезу они не прослеживаются.

В Западно-Сибирской низменности, как мы уже говорили, некоторые общие черты с ирелляхскими имеют верхнетриасовые спорово-пыльцевые комплексы омской и чичкаюльской свит, а на Арктическом побережье Сибири — комплексы чайдахской свиты. При вполне определенно наме-



Фиг. 16. Разрез по скв. 1336.

Условные обозначения к литологической и фациальной колонкам, слоистости и вещественному составу см. на фиг. 2, условные обозначения мегаспорам, растительным остаткам, микроспорам и пыльце—на фиг. 13



Фиг. 17. Разрез по скв. 541 (глубина 245 м).

Условные обозначения к литологической и фациальной колонкам и слоистости см. на фиг. 2, условные обозначения к мегаспорам, растительным остаткам, микроспорам и пыльце — на фиг. 13

тившейся приемственности в изменении комплексов выясняется более молодой облик флоры преляхской свиты. Комплекс растительных остатков из укугутской свиты нами уже описывался. Стратиграфическим аналогом укугутской свиты можно считать ерминскую пачку чайкинской свиты в бассейне Нижней Тунгуски. Возможно, что в бассейне Тэтэрэ и на правобережье Ангары еще присутствуют слои ерминской пачки в основании разреза. Характерное для укугутской и чайкинской свит обилие пыльцы хвойных, особенно сосновых, как мы уже говорили, связано с преобладанием русловых фаций и перестройкой рельефа в раннем лейасе и отражает господство хвойных лесов в растительном покрове. В со-

ставе пыльцы сосновых преобладает пыльца вымерших групп, близких к *Picea*. Пыльцы древних хвойных несколько меньше, чем в иреляхской свите, однако такая пыльца встречается в большей части анализов и составляет 1—2, иногда до 5%. Пыльца беннеттитов (*Bennettites percarinatus* Bolch., *B. dilucidus* Bolch.) занимает следующее место по процентному содержанию за пыльцой сосновых. Первый вид встречается чаще, чем второй. Споры папоротникообразных в укугутской и чайкинской свитах встречаются редко, но все же можно установить количественное доминирование спор *Cheiropleuria*, а также отметить присутствие спор триасовых реликтов.

Далее на юго-запад, вдоль оси Саяно-Вилюйского прогиба мы не встретили возрастных аналогов нижнелейасовых свит Вилюйской синеклизы. Только на юге Мурской впадины, на водоразделе рек Муры и Чуны появляются комплексы, близкие к нижнелейасовым по высокому содержанию пыльцы древних хвойных (5%) и *Bennettites percarinatus* Bolch. (12%). Нижнелейасовый возраст карабулинской свиты нами не может быть обоснован, так как большая часть ее разреза палинологически не изучалась, а из известных нам материалов только указанные выше пробы могут быть сопоставлены с нижним лейасом. Наши данные по разрезу в долине р. Муры и материалы И. И. Табачниковой по скважинам на междуречье Карабулы и Ангары, скорее всего, свидетельствуют о том, что формирование нижних слоев юрского разреза, т. е. карабулинской свиты, соответствовало плинсбаху. Морские слои плинсбаха и тоара палинологически не вполне однородны. Выше мы уже приводили палинологическую характеристику каждого яруса в отдельности, здесь же отметим общие черты, отличающие их от более древних.

1. Повышается содержание спор папоротникообразных (в целом), что связано, возможно, с увеличением влажности климата и площадей распространения болот.

2. Увеличивается содержание спор *Coniopteris* при значительном участии в комплексах спор *Dipteridaceae*.

3. Уменьшается процент пыльцы беннеттитов, увеличивается содержание пыльцы гинкговых.

4. Пыльца древних хвойных продолжает встречаться в отдельных анализах, но содержание их выражается в сотых долях процента. Следует отметить, что в большинстве проб эти пыльцевые зерна отсутствуют.

5. Споры триасовых реликтов в большинстве анализов отсутствуют.

Морским слоям тоара в бассейне р. Нижней Тунгуски соответствует еремаканская пачка чайкинской свиты. Характерные черты палинологических комплексов этой пачки вполне соответствуют описанным выше корреляционным признакам тоарских слоев, но отличаются несколько большей ролью пыльцы хвойных, что связано с аллювиальным генезисом осадков.

В Приангарье в слоях чайкинской свиты Д. И. Ермолаев определил комплекс отпечатков флоры с *Neocalamites pinitoides* Chachl., характерный, по его заключению, для отложений верхнего лейаса. Палинологические комплексы юрских отложений (чайкинской свиты) в нижней части разреза в Эдучанской впадине близки к среднему лейасу (нижняя конгломератовая и нижняя глинистая пачки), так как в них еще высоко содержание спор диптеридиевых и часто встречается пыльца древних хвойных, а споры триасовых реликтов все еще обнаруживаются в отдельных пробах. Из верхней части нижней глинистой пачки и из песчано-алевритовых прослоев в верхней конгломератовой пачке на западе Тушамской впадины выделен более молодой комплекс, близкий к тоарскому. Древние хвойные и растения, производившие споры своеобразной группы триасовых реликтов, к этому времени стали уже редкими в составе растительности водоразделов и долин. Пыльца беннеттитов составляет до 8% палинологических комплексов.

Заключение Д. И. Ермолаева о возрасте слоев, содержащих определенную им флору, вполне соответствует нашим выводам о позднелейасовом возрасте песков с галькой, алевритов и глин, слагающих большую часть разреза чайкинской свиты в Приангарье.

Далее на юго-запад в пределах Мурской впадины отложения карабулинской свиты почти не охарактеризованы спорами и пыльцой. По нашим данным, палинологические комплексы в разрезе по долине Муры, на междуречье Карабулы и Ангары представлены в основном пыльцой сосновых беннеттитов (8—12%), гинкговых (8—10%), спорами диптеридиевых (5—6%), *Coniopteris* (4—8%), *Cheiropleuria* (10—12%). Пыльца древних хвойных и споры триасовых реликтов еще продолжают встречаться в пробах, хотя и в виде единичных экземпляров. Таким образом, комплексы спор и пыльцы этой свиты обладают большей частью коррелятивных признаков палинологических комплексов морских лейасовых отложений Вилюйской синеклизы.

Переяславская свита не вполне однородна по палинологическим комплексам. Наиболее древними являются комплексы спор и пыльцы из Саяно-Партизанского месторождения (по данным Сахановой, 1957). В них высок процент пыльцы древних хвойных, довольно часто встречаются споры, близкие к тем, которые мы относим к триасовым реликтам. В собственно Рыбинской и Канско-Тасеевской впадинах в переяславской свите преобладают споры разнообразных *Cheiropleuria*. Н. С. Саханова называет их *Pteris congregata* (Bolch.) Sach. Меньшую роль играют мелкие гладкие споры, по-видимому, относящиеся к диптеридиевым папоротникам. Споры *Coniopteris* составляют до 10% комплекса. Пыльца беннеттитов в среднем составляет 10—12%, но содержание ее колеблется от 4—5 до 30%. Пыльца гинкговых в среднем составляет 5—8% в комплексе, иногда до 25%. Споры *Camptotriletes cerebriformis* Naum. и *C. tenellus* Naum. присутствуют единично в отдельных пробах. Пыльца древних хвойных встречается в большинстве комплексов, но содержание ее невысоко (от долей процента до 3—4%). Таким образом, переяславская свита также близка к морским лейасовым слоям Вилюйской синеклизы.

Флористические остатки переяславской свиты представлены, по А. В. Аксарину, крупнолистными *Cladophlebis*, разнообразными гинкговыми и редкими *Neocalamites, Coniopteris hymenophylloides* и *Clathropteris meniscioides*. А. В. Аксарин считает флору переяславской свиты лейасовой.

В Западно-Сибирской низменности средне-верхнелейасовые слои представлены макаровской свитой.

По данным В. И. Ильиной (1964), в палинологических комплексах этих слоев преобладает пыльца голосемянных растений, среди которой присутствуют пыльцевые зерна и *Bennettites*. Встречаются споры триасовых реликтов. Характерно для спорового комплекса макаровской свиты значительное содержание спор *Osmunda, Coniopteris, Cheiropleuria, Cibotium, Lycopodium crassus* К.-М.

На севере Западно-Сибирской низменности, в Усть-Енисейской впадине макаровская свита замещается прибрежно-морскими отложениями плисбаха и тоара с фауной *Harpax, Pseudomonotis deleta, P. substriata, Inoceramus* (*Mytiloides*) *quenstedti*.

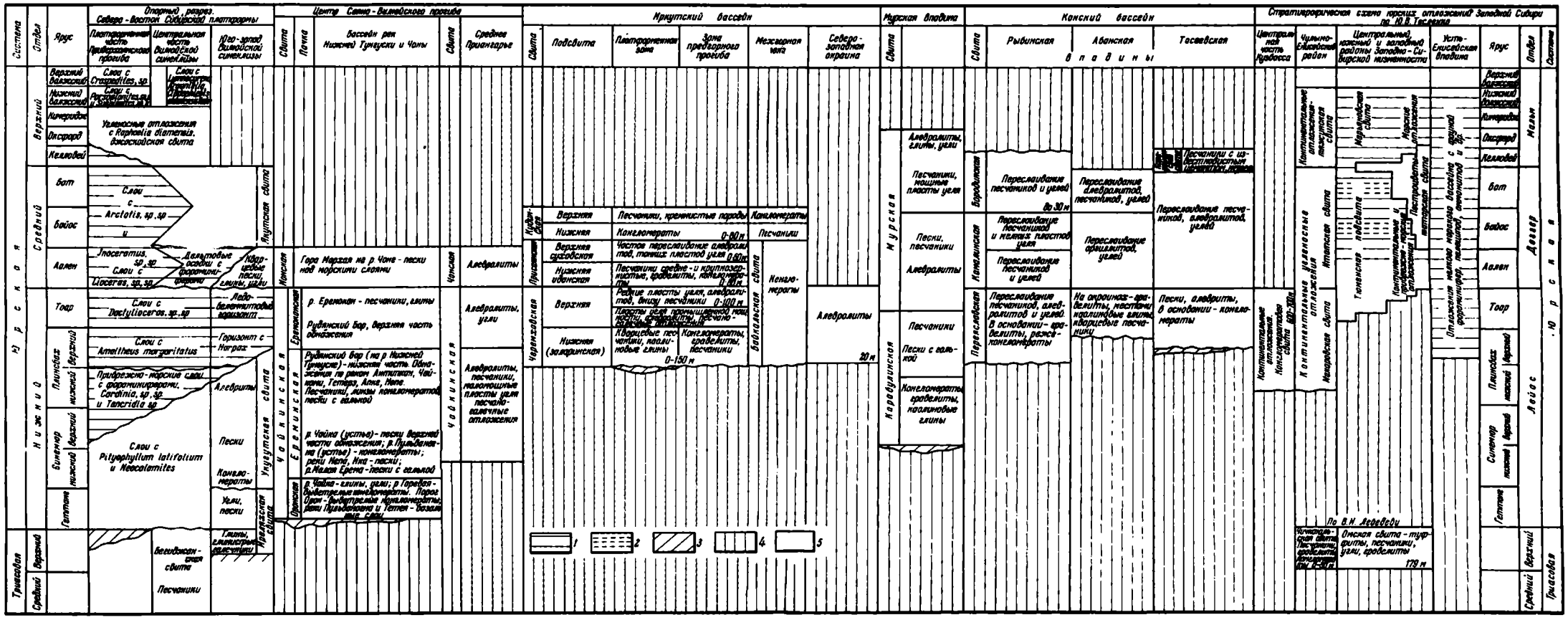
В отложениях макаровской свиты определен комплекс пресноводной фауны, включающей некоторые общие роды и виды с фауной черемховской свиты. Это прежде всего *Ferganoconcha sibirica, F. subcentralis, Sibiriconcha* sp., *Najadites krasnojarskiensis* (одна находка). Интересно отметить, что в списке фауны макаровской свиты приводятся такие формы, как *Cyrena, Tutuella, Unio*, хотя и в виде единичных находок. На Карапцайском месторождении в Черемховском бассейне было также определено несколько видов из этих родов.

В Иркутском бассейне по палинологическим материалам пока не установлено присутствие возрастных аналогов нижнелейасовых свит (ирелях-ской и укугутской) Вилюйской синеклизы. Наиболее древние слои юрского разреза в Иркутском бассейне можно сопоставить со среднелейасовыми осадками опорного разреза. Черемховская свита в целом нами сопоставляется с прибрежно-морскими средне-верхнелейасовыми слоями Вилюйской синеклизы на основании следующих данных. В нижней подсвите (заларинской) черемховской свиты известны отпечатки растений, но состав их, обычный для юрских отложений бассейна, не позволяет уточнить возраст подсвиты. Единственная находка пресноводной фауны (*Najadites* sp.) была сделана в кварцевых песчаниках около Тунуна. Большинство видов рода *Najadites* распространены в триасовых отложениях, только один вид известен из средне-верхнелейасовых отложений макаровской свиты. Для палинологических комплексов заларинской подсвиты характерно преобладание пыльцы гинкговых и спор диптеридиевых папоротников. Пыльца беннеттитов (*Bennettites dilucidus* Bolch., *B. percarinatus* Bolch.) содержится в значительном количестве. В верхней части подсвиты много спор *Osmunda*. Присутствуют споры *Cheiropleuria*, споры триасовых реликтов (*Camptotriletes*, *Chomotriletes*, *Hymenozonotriletes*) встречены не во всех пробах, но их содержание в отдельных комплексах достигает 2%. Древние хвойные, представленные *Protopicea pergrandis* (Bolch.) Sach., *Dipterella oblatinoides* Mal., *Podocarpites major* Bolch., *Podocarpites permagna*, *Quadraeculina* sp., присутствуют в виде единичных пыльцевых зерен. Эти комплексы близки к среднелейасовым.

Для палинологических комплексов верхней подсвиты черемховской свиты характерно высокое содержание пыльцы семейства сосновых, несколько меньшее — подокарпусовых. Много пыльцы беннеттитов (10—15%). Пыльцы гинкговых меньше, но эта группа еще сохраняется в числе преобладающих в комплексе. Появляются споры *Coniopteris*, очень велико содержание спор *Cheiropleuria*, спор диптеридиевых несколько меньше, чем в нижней (заларинской) подсвите. Споры из групп *Camptotriletes* и *Chomotriletes* встречаются крайне редко и в незначительном количестве. Древние хвойные представлены в виде единичных пыльцевых зерен. Эти палинологические комплексы близки к тоарским Вилюйской синеклизы. Из этих отложений известно значительное число местонахождений флоры и фауны. В составе фауны — пелециподы (характерно обилие *Ferganoconcha* sp.), насекомые и рыбы. В верхней части свиты прослеживается характерный по составу фауны усть-балейский горизонт. Г. Р. Колоспицына (1962) отмечает, что большинство видов насекомых лейасовые, но уже появляются и среднеюрские. В спорово-пыльцевых комплексах усть-балейского горизонта значительно участие *Coniopteris*, уменьшается значение беннеттитов, реликтовых форм папоротникообразных и хвойных. Эти комплексы близки к палинологической характеристике тоара, и в то же время в них появляются признаки аалена.

Сопоставление черемховской свиты с переяславской по палинологическим материалам позволяет прийти к выводу, что в составе переяславской свиты нет аналогов усть-балейского горизонта. Однако в камалинской свите лишь некоторые палинологические комплексы (диаграмма Пб см. на фиг. 7) имеют промежуточный характер, неся признаки ранней и средней юры (сохраняют значительную роль в комплексе беннеттиты и диптеридиевые, но уже появляются споры *Coniopteris*, возрастает роль пыльцы гинкговых, но еще не исчезли древние хвойные). В целом отложения камалинской свиты характеризуются более молодым спорово-пыльцевым комплексом.

Отложения аалена в Вилюйской синеклизе и в Приверхоянском прогибе определяются по присутствию фауны аммонитов *Leioceras* и появлению пелеципод *Arctotis lenaensis* Lahusen. Спорово-пыльцевые комплексы аалена характеризуются высоким содержанием спор *Cheiropleuria* и почти



Фиг. 18. Схема корреляции юрских отложений Саяно-Вилюйского прогиба и прилегающих территорий

1 — морские отложения; 2 — переслаивание морских и континентальных отложений; 3 — кора выветривания; 4 — отложения отсутствуют; 5 — континентальные отложения

равным содержанием спор *Coniopteris*. Споры семейства диптеридиевых еще присутствуют в комплексах аалена. Среди пыльцы голосемянных преобладает в основном пыльца сосновых и гинкговых, пыльцы беннеттитов почти столько же, сколько и в тоарe (5—8%). Пыльца древних хвойных еще встречается в отдельных анализах. Одновозрастные морским ааленские слои континентальных отложений чонской свиты отличаются несколько большим содержанием спор *Osmunda, Lycopodium*, большим участием пыльцы хвойных, а в составе этой группы — повышением значения *Podocarpus* и *Pinus*.

В Мурской депрессии и в Приангарье (Тушамская впадина) выделены аналогичные комплексы спор и пыльцы. В Мурской депрессии в нижней части мурской свиты из косослоистых песчаников с углистыми примазками выделен среднеюрский спорово-пыльцевой комплекс, еще несущий некоторые черты лейасовых: спор *Cheiropleuria* около 8%, тогда как спор *Coniopteris* уже 12%, много гинкговых, но беннеттиты составляют 6%. Этот комплекс мы считаем ааленским, относя начало накопления осадков мурской свиты к самому раннему веку средней юры.

Далее на юго-запад мы не можем выделить аналогии нижнего яруса средней юры. Сопоставляя среднеюрские свиты угленосных отложений юга платформы со среднеюрскими морскими осадками, мы обнаруживаем в континентальных толщах палинологические особенности ааленских и байос-батских слоев.

Отложения байоса-бата, представленные в Вилюйской синеклизе и Приверхоянском прогибе морскими фациями, установлены по присутствию *Arctotis* и *Inoceramus*. Спорово-пыльцевые комплексы характеризуются значительным количественным преобладанием спор *Coniopteris*, в них несколько меньше спор *Cibotium jinctuh* К.-М. и *Alsophola arquata* Bolch., разнообразны виды в составе рода *Osmunda*. Споры *Cheiropleuria* продолжают еще встречаться в большинстве проб, составляя 5—10%. Пыльцы голосемянных содержится меньше, чем спор папоротникообразных. Среди пыльцы преобладают гинкговые и хвойные, пыльца беннеттитов почти исчезает, так же как и споры диптеридиевых. В континентальных отложениях (якутская свита) больше осмундовых, меньше спор *Cheiropleuria* и пыльцы хвойных.

На юге платформы разрез среднеюрских отложений наиболее полно представлен в Канско-Тасеевской и Рыбинской впадинах, где к средней юре относят камалинскую и бородинскую свиты. В комплексах камалинской свиты много спор *Coniopteris, Osmunda*, а спор *Cheiropleuria* меньше, чем спор первых двух родов. Пыльца беннеттитов постепенно вверх по разрезу исчезает из комплексов, но в нижних слоях ее содержание иногда достигает 5—6%, в целом же по свите — 1—2%. В камалинской свите уже появляются *Aletes verrucosus* Sach. и *A. mariformis* Sach., в значительных количествах встречающиеся в вышележащей бородинской свите. В Тасеевской впадине появляется маломощный прослой с высоким содержанием пыльцы *Classopollis* — формального рода, к которому относят пыльцу ксерофильных хвойных. Однако в целом для камалинской свиты эта пыльца не характерна, и обильно встречающиеся в этой свите пыльцевые зерна хвойных принадлежат древнейшим представителям сосновых, близким к елям и соснам.

В бородинской свите много спор папоротникообразных. Преобладают споры *Osmunda, Coniopteris, Thyrsopteris* sp., много *Aletes mariformis* Naum. и *A. verrucosus* Sach. Характерны споры *Selaginella perfecta* Sach. и *Dicksonia densa* Sach. Корреляция с морскими разрезами затруднена из-за отсутствия в последних *Selaginella perfecta* Sach. и *Dickonia densa* Sach. и из-за незначительной роли видов *Aletes*. Однако отчетливо наметившееся преобладание *Coniopteris*, исчезновение пыльцы беннеттитов

проявилось на севере платформы в байосе. Аналогом байос-батских слоев мы и считаем, всего вероятнее, бородинскую свиту.

В Иркутском бассейне присаянская и кудинская свиты очень близки по палинологическим комплексам. Для них характерно высокое содержание спор *Coniopteris* и пыльцы гинкговых. В нижней части разреза еще присутствует пыльца беннеттитов, которая исчезает вверх по разрезу свит. Содержание спор *Osmunda* колеблется, но иногда очень велико. Споры *Cheiropleuria* постоянно присутствуют в комплексах. В нижней части разреза еще сохраняются споры из группы «триасовых реликтов» — *Camptotriletes tenellus* Naum. и *Chomotriletes anogrammensis* К.-М. Эти черты палинологических комплексов не позволяют считать присаянскую и кудинскую свиты аналогами обеих среднеюрских свит Рыбинской впадины; по-видимому, они соответствуют начальным этапам среднеюрской седиментации. В этих отложениях обнаружена фауна *Ferganoconcha*, а среди отпечатков преобладают *Coniopteris maakiana* (Heer), *C. clavipis* (Heer), *C. burejensis* Zal., *Raphaelia* sp., но единично встречается и *Clathropteris* sp., характерный для лейасовых флор. Состав отпечатков также не позволяет поднимать возраст свит до конца средней юры, свидетельствуя, как и палинологические данные, о некоторой близости флоры из этих свит к лейасовой.

В Западно-Сибирской низменности аналогом байос-батских слоев является итатская свита. Возраст свиты установлен по замещению ею морских слоев с байос-батской фауной. В итатской свите присутствует пресноводная фауна, представленная родами *Unio*, *Cyrena*, *Pisidium*, *Acyrena*, *Ferganoconcha*, *Kija*, *Tutuella*, *Sibiriconcha*.

Палинологический комплекс отличается преобладанием спор папоротникообразных, а среди них — *Coniopteris* sp., *Osmundaceae*, *Leiotriletes*, появлением пыльцы *Classopollis* (Маркова, 1962). Верхнеюрские комплексы из Тасеевской и Мурской впадин и их сопоставление с Западно-Сибирскими нами уже описаны. Так как на Сибирской платформе эти отложения пользуются очень ограниченным распространением, то на корреляции этих разрезов нет необходимости специально останавливаться.

Таким образом, нам представляется, что возраст базальных слоев юры на Сибирской платформе неодинаков, наиболее древние осадки распространены на северо-востоке и относятся к нижнему лейасу. На большей площади юрского осадконакопления седиментация началась в среднем и верхнем лейасе. Среднеюрские слои полнее представлены на юго-западе платформы, площадь их уменьшается в центральной части платформы. Верхнеюрские отложения в Саяно-Вилюйском прогибе встречены только в Тасеевской и Мурской впадинах. Такая корреляция разрезов позволяет предполагать, что размыв юрских отложений в центральной части депрессии происходил после отложения среднеюрских осадков, сохранившихся еще в Тунгусской впадине.

Глава четвертая

ТЕКТОНИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Юрские отложения на юге и в центре Сибирской платформы сформировались в условиях одной обширной провинции внутриконтинентальных равнин, но детали геотектонической обстановки в отдельных ее частях существенно различались между собой. Эти различия существовали и перед началом накопления юрских осадков, и в процессе их формирования, и позже, когда дислокации, связанные с послеюрским тектогенезом, привели к тектоническим деформациям юрских пород.

Если попытаться произвести геотектоническое районирование провинции юрского внутриконтинентального осадконакопления, то по особенностям тектонического режима должны быть выделены (фиг. 19):

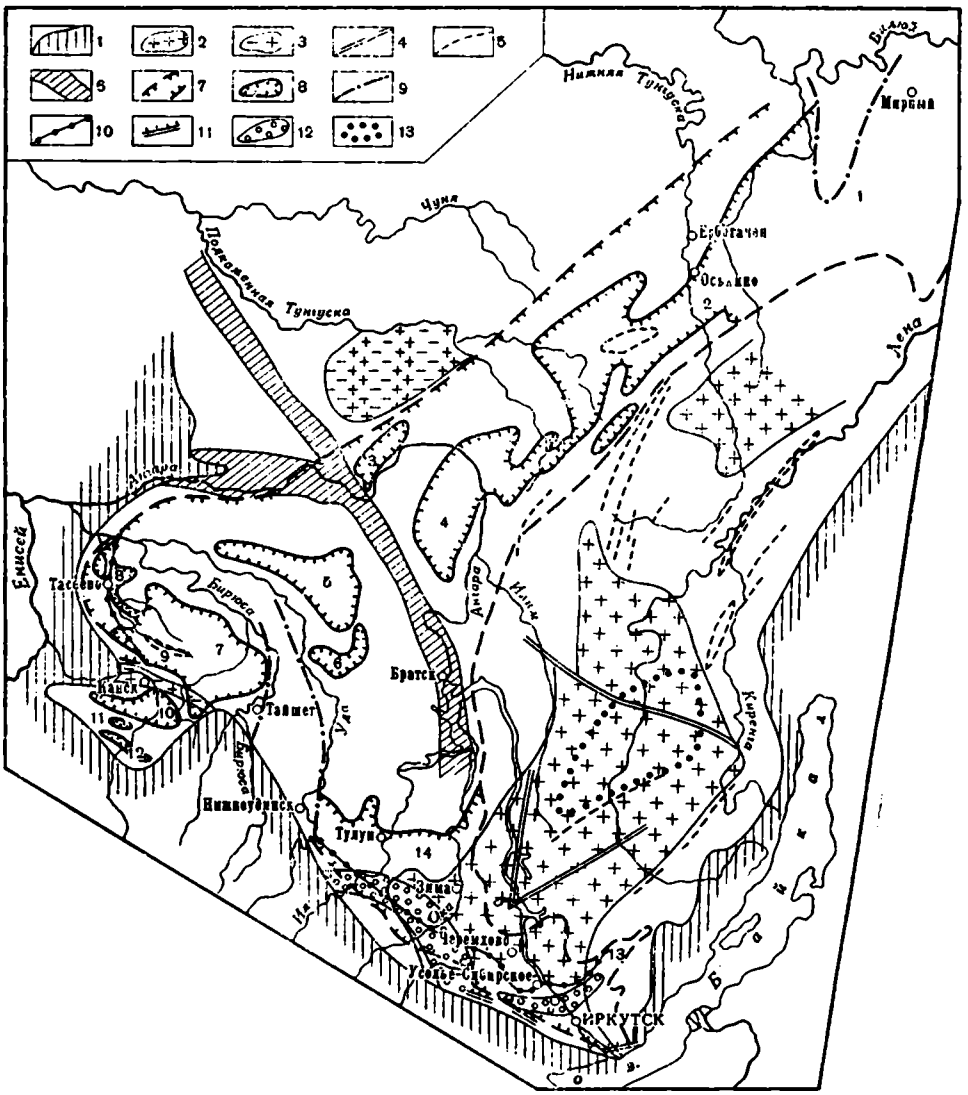
1. Иркутский бассейн и Рыбинская впадина — предгорные прогибы с относительно высокой интенсивностью колебательных движений в ходе осадконакопления и дислоцированностью юрских пород в процессе позднемезозойского тектогенеза.

2. Канский бассейн — обширная окраинная внутриконтинентальная впадина, отличающаяся от Иркутского бассейна и Рыбинской впадины более спокойным тектоническим режимом и менее резко выраженным горным обрамлением.

3. Саяно-Вилюйский прогиб — сложная депрессия, состоящая из серии относительно мелких впадин и разделяющих их поднятий, соединяющая Канский бассейн и юго-западную периферию Вилюйской впадины.

4. Вилюйская впадина — внутриплатформенный прогиб, являющийся продолжением в глубь Сибирской платформы Приверхоянского краевого прогиба.

Каждая из этих геотектонических структур развивалась дифференцированно и в своем развитии была связана с различными элементами периферии Сибирской платформы и смежных с ней складчатых и геосинклинальных областей. Заложение и структурное развитие Иркутского и Канского бассейнов связано с формированием сводовых поднятий на месте современных горных сооружений Байкальской горной области и Восточно-Саянского нагорья, а также Енисейского кряжа; развитие Вилюйской впадины связано с жизнью Приверхоянского краевого прогиба и, следовательно, с заложением и становлением Верхоянской складчатой системы, а депрессия Саяно-Вилюйского прогиба формировалась в процессе геотектонического развития внутренних районов платформы. Тем не менее, несмотря на различные структурные особенности выделенных районов, их генетические связи и тектонический режим, распространенные в них юрские отложения образуют единую провинцию, обладающую многими общими чертами: вполне отчетливо выраженным единством разреза, фациальных характеристик, геологической истории. Анализ палеогеографии



Фиг. 19. Тектоническая карта-схема Саяно-Вилюйского прогиба

1— зона современного поднятия краевых антеклиз Сибирской платформы; *2*— восточный пояс глыбового тектогенеза и относительно стабильные, предположительно архейские массивы фундамента; *3*— подземные выступы докембрийского фундамента; *4* — погребенные разломы фундамента; *5*— складки и разрывы в палеозойском осадочном чехле; *6*— зона ангарских дислокаций, обновленная мезозойскими движениями; *7*— внешний контур Саяно-Вилюйского мезозойского прогиба; *8* — контуры отдельных впадин, выполненных юрскими отложениями; *9*— предгорные прогибы; *10*— послеюрские валообразные поднятия; *11*— послеюрские разломы; *12*— контур максимального неотектонического поднятия в кайнозое; *13* — наложенные кайнозойские впадины.

Впадины (цифры на карте): *1*— Вилюйская; *2*— Чоно-Тунгусская; *3*— Кежемская; *4*— Ангарская сложная депрессия; *5*— Мурская; *6*— Ольдун-Берягинская; *7*— Абанская; *8*— Северно-Тасеевская; *9*— Улюкольско-Канские; *10*— Ирша-Бородинская; *11*— Балайская; *12*— Саяно-Партизанская; *13*— Прибайкальская; *14*— Иркутский бассейн

юрского периода и истории структурного развития юга и центральной части Сибирской платформы в юрском периоде достаточно отчетливо, по нашему мнению, показывает взаимосвязь развития отдельных районов в общей геологической истории этой части платформы.

Юрские отложения на рассматриваемой территории распространены в районах, резко различающихся по степени промышленного освоения, доступности и геологической изученности. Если Иркутский и Канский

бассейны принадлежат к числу старых горнопромышленных районов, то юрские отложения Вилюйской впадины привлекли внимание исследователей лишь в послевоенный период, в связи с развитием в западной Якутии алмазодобывающей промышленности, а широкое развитие юрских отложений в Саяно-Вилюйском прогибе было выявлено только в последние 5—8 лет. Поэтому как общие вопросы геологии юрских отложений, так и в особенности вопросы их тектоники изучены и освещены с различной детальностью в отдельных участках южной и центральной частей Сибирской платформы.

Совершенно очевидно, что резкие различия в степени геологической изученности отдельных частей рассматриваемой нами юрской провинции, наряду с тектонической разнородностью выделяемых нами внутри нее структурно-фациальных районов, значительно усложняют стоящую перед нами задачу — дать обобщенную структурно-тектоническую характеристику юрской континентальной формации южной и центральной частей Сибирской платформы.

Для решения этой задачи необходимо последовательно рассмотреть следующие вопросы: 1) тектоническое строение доюрского фундамента, сложившееся к началу юрского цикла седиментации, и рельеф ложа юрских отложений; 2) тектонические движения, проходившие параллельно с осадконакоплением в юрских бассейнах, влияние этих движений на седиментацию и структуры, возникшие в юрских отложениях в результате этих движений; 3) структуры, созданные в юрских отложениях тектоническими напряжениями после формирования юрской осадочной толщи; 4) явления неотектоники и влияние неотектонических движений на современное распространение и условия залегания юрских пород.

Южная и центральная части Сибирской платформы уже к началу юрского периода в течение длительного времени существовали в условиях континентального режима. Каледонский тектогенез сформировал на большей части внутреннего поля Иркутского амфитеатра складки в нижнепалеозойских породах: сравнительно мягкие и расплывчатые в Присаянье и Приангарье, более четко выраженные, линейные в Прибайкальской части внутреннего поля. С каледонским тектогенезом связано и заложение своеобразных гребневидных складок — узких вытянутых антиклиналей, захватывающих надсоленосную толщу нижнепалеозойских пород, не имеющих корней в подсоленосных породах.

По-видимому, после силурийского периода юг Иркутского амфитеатра вступил в эпоху длительного континентального режима, поскольку в этой части юрской провинции отложения юры залегают на равновозрастных отложениях нижнего палеозоя. Северо-западная часть Иркутского амфитеатра — Присаянье и Канский бассейн имела несколько иную историю. В девонском периоде образовалась серия впадин: Рыбинская, сформированная как наложенная структура по краю Сибирской платформы и разъединившая, начиная с девонского периода, Енисейский кряж и Восточный Саян, впадины, обрамляющие Иркутский амфитеатр, и Канская.

Распространение девонских отложений в основании юры установлено в Присаянье вплоть до долины р. Уды и М. М. Одинцов (1962б) на этом основании выделяет девонский Присаянский прогиб. Девонские отложения, выполняющие его, охвачены дислокациями в районе станции Камышет, где они образуют несколько резких антиклинальных складок северо-восточного простирания. Юрские отложения в районе станции Камышет залегают горизонтально на поверхности размыва на складчатых девонских отложениях.

На севере Иркутского амфитеатра в конце палеозоя, как известно, была заложена структура Тунгусского бассейна, выполненного континентальными угленосными и пирокластическими отложениями. В каменноугольное, пермское и триасовое время в осадочный чехол Сибирской плат-

формы внедрялись траппы. В пределах Иркутского амфитеатра траппы образовали преимущественно гипабиссальные интрузивы в виде горизонтально залегающих силлов среди морских осадков нижнего палеозоя, дискордантных интрузий, неправильных лакколитов, реже штоков среди континентальных и туфогенных, почти не слоистых отложений верхнего палеозоя и триаса.

Верхнепалеозойские и триасовые отложения также дислоцированы в отдельных участках, и взаимоотношения между дислоцированными породами Тунгусского комплекса и перекрывающими их юрскими отложениями не всегда удается точно определить. Точно так же различно ведут себя юрские отложения относительно траповых массивов. В некоторых случаях они перекрывают крупные траповые силлы, имея в основании мощную кору выветривания траппов (район городов Тулуна и Нижнеудинска). В других случаях юрские отложения выполняют эрозионные впадины между отпрепарированными доюрской эрозией траповыми массивами, что особенно часто наблюдалось нами в бассейне р. Нижней Тунгуски. Широкое распространение в породах Тунгусского комплекса имеют дизъюнктивные нарушения с различной амплитудой вертикального перемещения. Так как юрские отложения в некоторых случаях также захвачены подобными нарушениями, то представляется необходимым разделить доюрские и послеюрские нарушения, что часто оказывается весьма сложной задачей. В Иркутском амфитеатре и на юге Тунгусского бассейна юрские отложения, по-видимому, не прорываются траппами. Послеюрский возраст траппов, как указывает Гоньшакова, возможен для северных районов Сибирской платформы.

Из сказанного следует, что формирование структуры доюрского фундамента в пределеах рассматриваемой части Сибирской платформы было достаточно сложным. В то время, как на юге Иркутского амфитеатра каледонский тектогенез уже сформировал структуру осадочного чехла, на северо-западе и севере амфитеатра еще продолжалось отложение осадков, развивалась интенсивная вулканическая деятельность, тектонические напряжения разрешались как колебательными движениями, так и смятием и разрывами пород осадочного чехла. Сложная мозаика разнообразных и разновозрастных структур осадочного чехла, сформированная к концу триасового периода, с началом юры стала закрываться покровом континентальных юрских отложений, образующихся в различных условиях рельефа.

Рельеф провинции юрской седиментации в общем может быть охарактеризован следующими чертами. Внутренее поле Иркутского амфитеатра к концу юрского периода, по-видимому, представляло собой систему обширных равнин в сочетании с не очень высокими платообразными возвышенностями. Эта обширная равнинная страна обрамлялась горными сооружениями, располагавшимися на месте современных Восточно-Саянского, Северо-Байкальского нагорий и Енисейского кряжа. Как видно, уже в юрском периоде мы встречаем распределение ландшафтов на юге Средней Сибири, очень близкое к современному. О том, что эта картина отвечает действительности, свидетельствуют многие факты. Широкое распространение конгломератовых фаций в виде конусов выноса в составе юрских отложений в Присаянье и вдоль окраин Енисейского кряжа в Канском бассейне, установленное А. В. Ильюхиной (1961, 1963), конгломератовый состав Прибайкальской юры, широкое распространение гальки метаморфических пород Байкало-Патомского нагорья в отложениях нижней юры в Вилюйской впадине (укугутская свита), наконец, минеральный состав тяжелой фракции юрских отложений, в частности их золотоносность, — все это убедительно свидетельствует об энергичном размыве в течение юры районов современных нагорий. При этом, так же как и теперь, более высокие горные сооружения располагались в области

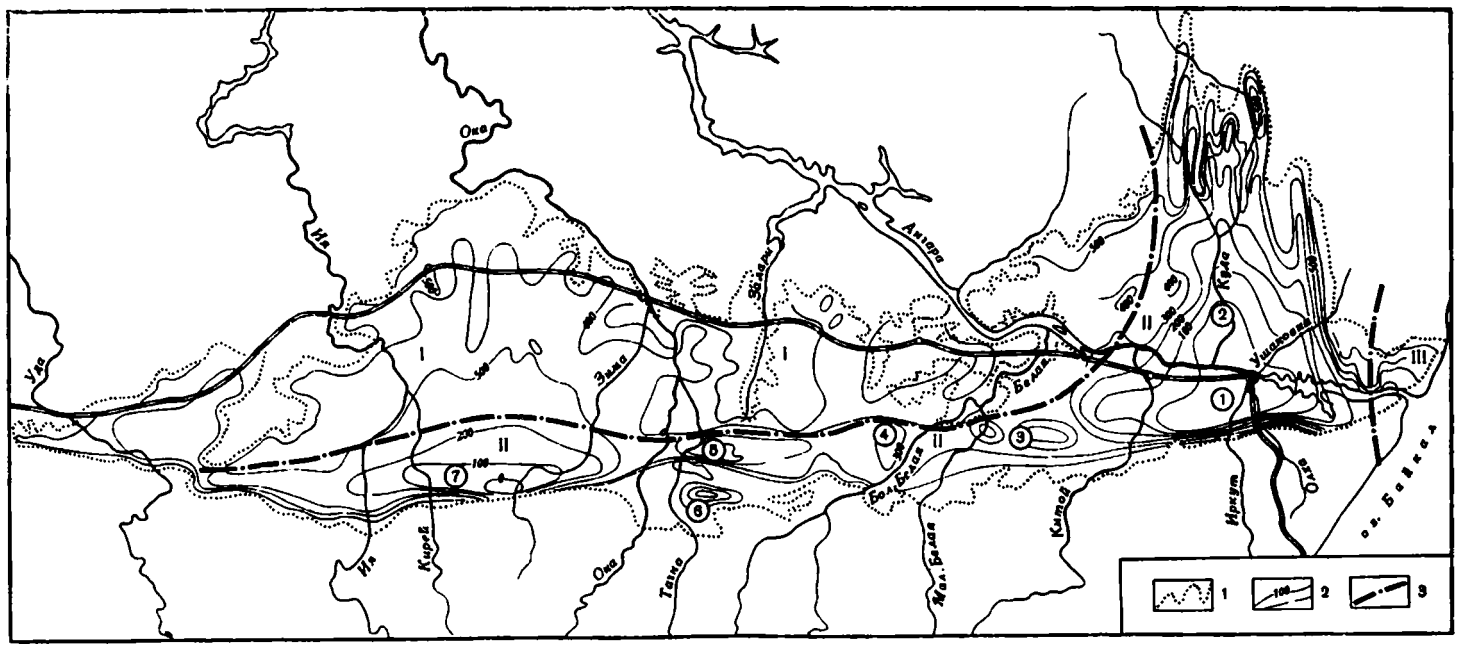
Восточно-Саянского и Байкальского нагорий, а менее высокие горы занимали территорию современного Енисейского кряжа. Что касается рельефа внутреннего поля Иркутского амфитеатра, то при общем для него характере равнин и плоских возвышенностей рельеф отдельных частей обширной провинции юрской седиментации отличался многими специфическими чертами.

Рассмотрим последовательно эти особенности отдельных структурно-фациальных районов накопления юрских осадков, начиная с Иркутского бассейна.

Как отмечается большинством исследователей (Стругов, 1955; Деев, 1962; и др.), для Иркутского бассейна характерно асимметричное строение депрессии с двумя довольно глубокими предгорными прогибами — Присаянским северо-западной ориентировки и Прибайкальским, вытянутым в северо-восточном направлении. Глубина опускания доюрского фундамента в месте сочленения этих двух прогибов — несколько севернее Иркутска — достигает 600 *м* (50 *м* ниже уровня моря; Стругов, 1955), тогда как вне предгорных прогибов поверхность ложа юрских отложений имеет отметки от 400 до 500 *м* над уровнем моря. Столь глубокие и узкие впадины, вплотную примыкающие к горным сооружениям и ориентированные параллельно границам сочленения гор с прилегающей равниной, имеют явно тектоническое происхождение. Формирование их, вероятно, проходило одновременно со вздыманием горных сооружений и заполнением предгорных прогибов осадками. Интересно выяснить особенности рельефа этих предгорных депрессий — нарушалась ли монотонность предгорных впадин какими-либо положительными его формами? В известной мере ответ на этот вопрос дают карты распространения базальных конгломератов юры, опубликованные М. Н. Виничeнко, В. А. Борисовым и др. (1963). Эти карты показывают, что базальные конгломераты не образуют сплошного покрова, но окружают участки возвышенного рельефа, которые оставались свободными от галечного покрова и на которых базальные горизонты юры представлены породами иного типа, в первую очередь образованиями коры выветривания — каолинами, каолиново-кремнистыми брекчиями или кварцевыми песками. Тип отложений в этом случае определяется, в первую очередь, составом пород основания юрской толщи. Такие участки пологих поднятий доюрского рельефа занимают современные долины р. Китой и нижнего течения р. Белой, междуречье рек Белой и Тагны в Присаянье, а также район г. Тулуна в северо-западной части Иркутского бассейна. То, что эти положительные формы раннеюрского рельефа имели характер плоских возвышенностей, доказывается широким развитием на них обширных карстовых понижений и воронок, позднее погребенных под сериями юрских осадков, а также развитием на них отложений юрских кор выветривания.

Присаянский предгорный прогиб представляет собой сложную систему впадин, разделенных поднятиями различной амплитуды. Большинство исследователей выделяют внутри него Иркутскую, Арансахойскую, Голуметскую, Новометелкинскую, Чернореченскую и Кирейско-Зиминскую впадины (фиг. 20). По-видимому, будучи заложенными одновременно с началом седиментационного цикла, эти впадины продолжали свое развитие и в процессе юрского осадконакопления, являясь конседиментационными. Для них в общем характерно асимметричное строение. Борта впадин, обращенные к Восточно-Саянскому сводовому поднятию, являются более крутыми. Ю. П. Деевым (1962) установлено, что юрские отложения образуют контакты примыкания к более крутым Присаянским бортам впадин.

В Прибайкальском краевом прогибе в настоящее время может быть выделена лишь одна впадина — Кудинская. Но следует полагать, что северо-восточнее нее, за пределами современного контура сплошного рас-



Фиг. 20. Схема тектонического районирования Иркутского бассейна (по данным С. А. Кашика).

1 — контуры бассейна; *2* — изогипсы ложа юрских отложений; *3* — границы предгорных прогибов. Цифры на карте: *I* — платформенная зона бассейна; *II* — Прибайкало-Присаянский прогиб. Впадины (цифры на карте в кружках): *1* — Иркутская, *2* — Кудинская, *3* — Арансохойская, *4* — Голуметская, *5* — Новометелкинская, *6* — Черноречинская, *7* — Кирей-Зимнинская; *III* — Ангарская межгорная впадина.

пространения юрских отложений существовали ныне уничтоженные эрозией впадины, выполненные юрскими осадками. Об этом свидетельствуют установленные в результате геологосъемочных работ последних лет небольшие пятна юрских пород в Прибайкалье. Ранее такое предположение высказывалось Н. А. Флоренсовым (1960), позже — М. А. Жарковым и Г. А. Кузнецовым (1964). Морфологически Кудинская впадина характеризуется развитием в ней узких линейных гребневидных антиклиналей, сложенных нижнепалеозойскими породами, расчленяющими впадину на субпараллельные долинообразные углубления, заполненные юрскими и третичными отложениями.

Вне пределов предгорных прогибов рельеф в области накопления юрских отложений представлял собой плоскую равнину, на которой нет возможности выделить отдельные формы рельефа.

Следует упомянуть о том, что между Присаянской и Прибайкальской частями Иркутского бассейна находилась разделяющая их область положительного рельефа, которая, по нашему мнению, не являлась никогда в юрском периоде областью седиментации. Эта область положительного рельефа отделяет Прибайкальский предгорный прогиб от депрессии Саяно-Вилюйского прогиба. Она совпадает с восточным поясом глыбового тектогенеза, выделенного нами в кристаллическом фундаменте Иркутского амфитеатра (Одинцов и др., 1962), и Верхоленским щитообразным поднятием — неотектонической структурой, выделяемой Н. А. Логачевым (Логачев, Ломоносова, Климанова, 1964).

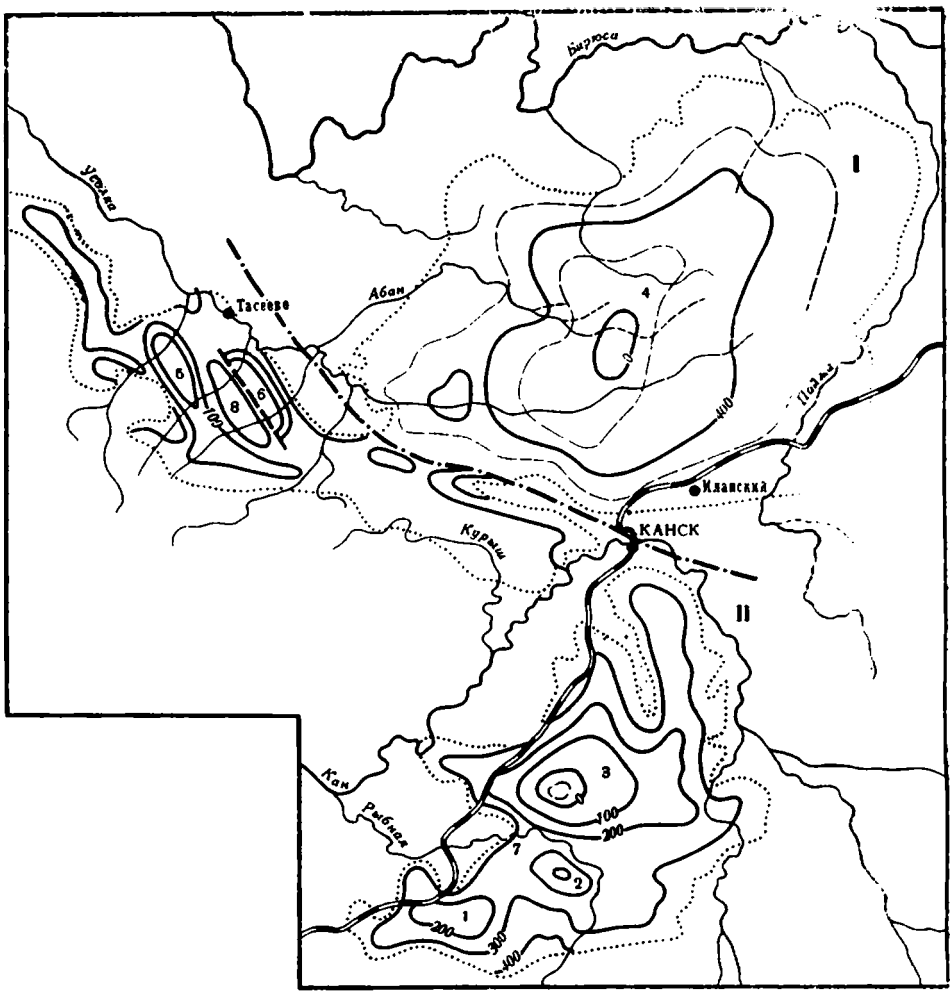
Доюрский и раннеюрский рельеф Канского бассейна по своему происхождению и формам был в некоторой степени близок рельефу Иркутского бассейна, но в деталях, по-видимому, несколько отличался от последнего.

Сложную систему депрессий, сформировавшуюся к началу юрского периода в западной части Иркутского амфитеатра, М. К. Коровин (1932) назвал Канским буроугольным бассейном, но отдельные части этого бассейна имели и различную историю развития, и различную морфологию. В. Т. Мордовский и В. И. Дитмар (1956), М. А. Жарков (1963) и другие исследователи выделяют следующие структурные элементы внутри Канского бассейна: Рыбинскую впадину, включающую в себя Саяно-Партизанский прогиб и локальные синклинальные структуры — Бородинскую, Балайскую, Рождественскую; подземный выступ Саяно-Енисейского моста, отделяющего Рыбинскую впадину от депрессий, расположенных севернее, и среди последних — Тайнинскую, Абанскую, Северо-Тасеевскую впадины. Рельеф доюрского основания в Рыбинской впадине, по-видимому, имеет тектоническое происхождение, поскольку сама впадина развивалась, начиная с девона, в верхнем палеозое и мезозое как сложная система грабенов. Амплитуда движений отдельных блоков по вертикали достигает внутри впадины более 1500 *м*, максимальное опускание подошвы юрских отложений достигает 500—550 *м*. Несомненно, при формировании доюрского рельефа действовали и экзогенные факторы рельефообразования — эрозия и денудация, но они накладывались на тектонический рельеф (фиг. 21).

Строение Рыбинской впадины осложнено антиклинальным поднятием Уярского вала, отделяющим Бородинскую мульду от Балайской. Вал, сложенный девонскими породами, имеет асимметричное строение с более крутым северо-восточным крылом.

Саяно-Енисейский мост, игравший при заложении Рыбинской впадины роль структурного ограничения, в ходе юрского седиментационного цикла оказался в значительной степени перекрытым юрскими осадками, утратив, таким образом, свое первоначальное значение.

Несколько иная обстановка имела место в той части бассейна, которая располагается севернее Саяно-Енисейского моста. В отличие от Рыбинской впадины предъюрский рельеф развивается здесь без участия раз-



Фиг. 21. Схема тектонического районирования Рыбинской и Канско-Тасеевской впадин (по данным С. А. Кашика).

I— платформенная зона бассейна; *II*— зона предгорных прогибов. Впадины: *1*— Байкальская; *2*— Переяславская, *3*— Бородинская, *4*— Абанская, *5*— Усольская, *6* – Караульнинская; валы: *7*— Уярский, *8* – Троицко-Михайловский

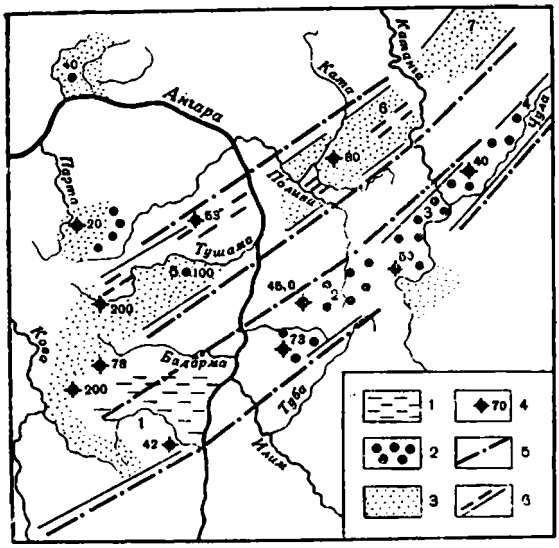
рывной тектоники, в результате действия эрозионно-денудационных процессов, развившихся на фоне сравнительно пологих поднятий и опусканий больших участков поверхности земли. При этом отмечается резкое несоответствие формирующегося мезозойского рельефа с тектоническим планом нижележащих отложений. Эрозионные впадины юрского времени зачастую располагаются в сводовых частях нижнепалеозойских структур.

Подошва юрских отложений в современной структуре Канского бассейна в наиболее глубоких прогибах опущена на 500 *м* (Северо-Тасеевская впадина) и на 300 *м* (Абанская впадина). Рельеф, в условиях которого начиналось накопление юрских осадков в Канском бассейне, по-видимому, представлял собой слабохолмистую равнину с преобладанием на поверхности ее денудационных процессов. О слабости расчлененности рельефа говорит, между прочим, то обстоятельство, что трапповые массивы в большинстве случаев не были отпрепарированы эрозией к началу юрского цикла седиментации. Структура, несколько приближаю-

щаяся по форме к предгорному прогибу или рву, возникла в Северо-Тасеевской впадине, вдоль края Енисейского кряжа. Однако этот прогиб был меньше по размерам Присаянского прогиба Иркутского бассейна и развивался менее интенсивно. Система впадин Канского бассейна соединялась с Иркутским бассейном плоской равниной, занимавшей территорию современного Чуно-Бирюсинского водораздела, о чем свидетельствуют остатки юрских отложений, местами сохранившиеся здесь от размыва.

Рельеф доюрского основания на обширной территории Саяно-Вилюйского прогиба — от восточной границы Канского бассейна до юго-западной окраины Вилюйской впадины — имеет сложное строение, и вследствие слабой изученности территории реконструкция его может быть произведена лишь с большой долей условности. На этой обширной территории юрские отложения выполняют отчетливо оконтуриваемые впадины — тектонические или эрозионно-тектонические. В этих впадинах отложения юры имеют мощность до 200—300 *м* и сложное строение. Возраст их определяется остатками флоры и спорово-пыльцевыми комплексами. Кроме того, юрские отложения отдельными пятнами встречаются вне локальных впадин, на разделяющих их плоских водораздельных возвышенностях. Здесь юрские отложения имеют ничтожную мощность (несколько метров, реже десятки метров) и представлены преимущественно переотложенными песками и галечниками, возраст которых далеко не всегда может быть точно определен. Такие водораздельные образования описывались многими исследователями (Иванов, 1954; Равский, 1959; Плотникова, Равский, 1962). Залегание юрских отложений во впадинах и вне их по-разному объясняется разными исследователями. С. Ф. Павлов (1957, 1963) полагает, что накопление юрских осадков происходило в тектонических впадинах, которые служили для гидрографической сети юрского времени зонами седиментации. По его мнению, сохранившиеся в современной структуре впадины, выполненные юрскими осадками, в общем соответствуют по площади и очертаниям юрским бассейнам накопления. Он считал, что накопление осадков начиналось в юрском периоде в условиях преимущественно тектонического рельефа, с использованием юрскими реками грабенообразных впадин в качестве речных долин (фиг. 22).

Эта точка зрения при кажущейся убедительности и стройности не отражает, однако, гораздо более сложной действительной картины эволюции предъюрского рельефа и условий раннеюрского осадконакопления. Как показывает анализ фактического материала, наиболее древние осадки юры, к которым можно отнести преляхскую и укугутскую свиты западной периферии Вилюйской впадины и частично — низы чайкинской свиты и ее аналогов в Саяно-Вилюйском прогибе (Одинцова, 1963а), залегают на различных гипсометрических уровнях, явно приспосабливаясь к понижениям слабо расчлененного эрозионно-денудационного рельефа. В западной части Вилюйской впадины в верхнем лейасе опускания вызвали ингрессию моря на эту слабо расчлененную равнину с впадинами, заполненными континентальными осадками. Ингрессия с северо-востока на юго-запад распространилась до меридиана Чоно-Тунгусского водораздела. Что касается остальной части Саяно-Вилюйского прогиба, то у нас нет никаких оснований предполагать заложение грабенообразных впадин к началу заполнения их юрскими осадками. Наоборот, широкое распространение так называемых «водораздельных галечников» вне пределов локальных юрских впадин свидетельствует о том, что накопление юрских осадков началось в условиях расчлененной денудационной равнины, и лишь в дальнейшем эта первичная поверхность осадконакопления деформировалась под совместным воздействием двух факторов — тектонических напряжений и эрозии юрских водотоков. Современный рельеф поверхности доюрского основания западной части Вилюйской впадины связан в основном с прогибанием впадины в юрском периоде и после юры.



Фиг. 22. Фации и мощности юрских отложений Приангарья и контуры тектонических впадин (по данным С. Ф. Павлова):

Фации: *1* — пойменные; *2* — русловые; *3* — прирусловые; *4* — местоположение и мощность разреза (в метрах); *5* — границы прогибов; *6* — напряжение дислокаций.

Впадины (цифры на карте): *1* — Эдучанская; *2* — Поливе ая; *3* — Катангская; *4* — Чучьская; *5* — Тумашская; *6* — Хаталунгская; *7* — Чулаканская

Приведенная выше краткая характеристика рельефа поверхности доюрского основания в юрской провинции южной части Сибирской платформы позволяет сделать вывод о том, что на большей части ее территории накопление юрских осадков началось в условиях слабо расчлененных равнин. Последующая локализация юрского осадконакопления в отдельных впадинах различного типа (предгорных прогибах, внутриконтинентальных депрессиях) и усложнение рельефа поверхности доюрского ложа явились результатом как тектонического развития этой части Сибирской платформы в юрском периоде, так и послеюрской тектоники.

Внутри Канско-Вилюйского прогиба отдельные впадины имели различное строение. Некоторые из них представляли собой относительно простые, плоские депрессии, как, например, Кежемская или Ольдун-Берягинская, являясь эрозионными понижениями рельефа среди отпрепарированных эрозией траповых холмов. Другие, наоборот, формировались как сложные эрозионно-тектонические впадины или системы впадин.

Такой сложной системой является, например, Ангарская депрессия, включающая в себя и эрозионные понижения рельефа, и тектонически опущенные участки. Слабая геологическая изученность не позволяет пока отразить на карте детали ее строения, а показанный нами контур ее является условным.

Тектонические движения в пределах внутреннего поля Иркутского амфитеатра и его краевых аклиз в юрском периоде, отражающие соответствующий этап структурного развития юга Сибирской платформы и смежных с ней складчатых зон, в значительной мере определили особенности юрской седиментации. Начало юрского осадконакопления происходило на обширной слабо расчлененной денудационной равнине. Монотонность ее, возможно, нарушалась: на севере — возвышенностями траповых холмов, на юго-востоке — платообразными возвышенностями восточного пояса глыбоватого тектогенеза, в дальнейшем, в кайнозое развившимся в Верхнеленское щитообразное поднятие, на юго-западе, в Рыбинской впадине — глыбовыми возвышенностями и грабенообразными депрессиями, унаследованными тектоническим рельефом.

Судя по геологическому возрасту отложений базальных горизонтов юры, осадконакопление начинается в нижнем лейасе в западной части Вилюйской впадины и на смежной части Канско-Вилюйского прогиба образованием кор выветривания и переотложением продуктов их размы-

ва. В Канском бассейне и Рыбинской впадине, в западной и юго-западной частях амфитеатра, а также на большей части территории Иркутского бассейна (может быть, за исключением его крайней юго-восточной части) в это время накопления осадков еще не происходило.

Увеличение интенсивности осадконакопления в юрских бассейнах и расширение площади, охваченной седиментацией, связано с развитием в нижнем лейасе сложного комплекса колебательных движений, проявившихся как во внутреннем поле Иркутского амфитеатра, так и в его краевых антеклизах. Именно в это время началось воздымание горных сооружений Саяно-Байкальской дуги, сопровождавшееся формированием Присаянского и Прибайкальского предгорных прогибов, быстро заполнявшихся сносимым с поднимающихся нагорий обломочным материалом. Такого же рода движения, но в несколько ослабленном виде, происходили и в западной периферии амфитеатра, где начались опускания во впадинах Рыбинского и Канского бассейнов, компенсирующие движения положительного знака в Енисейском кряже и смежных частях Саянского нагорья. Можно предположить, что юго-восточный угол Иркутского бассейна, окаймленный сходящимися вокруг него нагорьями Саяна и Прибайкалья, испытал максимальное погружение рядом с наиболее быстро и высоко воздымающимися горными сооружениями. Об этом свидетельствует мощность конгломератовых толщ байкальской и дабатской фации Иркутской юры. По-видимому, эта особенность тектонической истории юго-востока амфитеатра не является случайной. Как следует из анализа структуры фундамента платформы, эта часть внутреннего поля амфитеатра характеризуется наличием многочисленных зон дробления и участков опускания фундамента, Прибайкальского краевого прогиба и Ушаковского грабена, отделяющих Восточный пояс глыбового тектогенеза внутреннего поля амфитеатра от Прибайкальской краевой антеклизы (Одинцов, Твердохлебов и др., 1962).

В настоящее время фактический материал заставляет отвергнуть предположение Б. А. Иванова (1950) о приносе грубообломочного материала в Приангарье с востока, из Забайкалья. Точно так же не подлежит сомнению и фронтальное поднятие Восточно-Сибирской краевой антеклизы, четко оконтурившее Присаянский краевой прогиб и локальные депрессии Рыбинской впадины и исключившее возможность прямых связей Иркутского бассейна с юрскими бассейнами внутри нагорья (Окинской впадиной) и юрскими бассейнами Монголии.

В северной части Саяно-Вилюйского прогиба (в Вилюйской впадине) формирование мощной толщи укугутских конгломератов началось во второй половине нижнего лейаса, что свидетельствует о начавшемся интенсивном прогибании при одновременном быстром поднятии горных сооружений в северной части Байкальской краевой антеклизы. О том, что именно Байкальская горная область являлась областью питания Вилюйской впадины, убедительно свидетельствует состав галек укугутских конгломератов, изучавшийся многими исследователями (Тазихин, 1959а, 1961).

Следствием продолжающихся опусканий в Вилюйской впадине, при прекратившемся или замедлившемся поднятии области питания, оказалась ингрессия нижнелейасового моря в Саяно-Вилюйский прогиб, распространившаяся до современного Тунгусско-Чонского водораздела. Со второй половиной лейаса связано и заложение всей сложной системы депрессий и впадин Саяно-Вилюйского прогиба Канского и Иркутского бассейнов. Вторая половина лейаса — это эпоха наиболее интенсивных и наиболее контрастных движений земной коры в Иркутском амфитеатре, что отражено, прежде всего, палеогеографией той эпохи.

Несмотря на то, что Саяно-Вилюйский прогиб представляет собой, по нашему мнению, структуру в общем гетерогенную, формирование его, воз-

можно, связано с общей перестройкой структуры южной части Сибирской платформы — воздыманием сводового поднятия Байкальской горной области и деформацией (короблением) примыкающей к сводовому поднятию части платформы.

Следующая геологическая эпоха — доггер характеризуется началом распада единой системы юрских бассейнов Иркутского амфитеатра, для которой, возможно, верхнелейасовое море Вилюйской впадины играло роль базиса эрозии. Этот процесс находит свое выражение в начинающихся подъемах поперечных валообразных структур внутри Канско-Вилюйского прогиба. Можно предположить, что к этому времени относится заложение Чонско-Сюльджюкярского валообразного поднятия, отделяющего верхнелейасовые морские отложения на р. Чоне от основного поля морских отложений верхнего лейаса в Вилюйской впадине. Так как в пределах этого поднятия местами сохраняются континентальные отложения более высоких горизонтов юрского разреза, можно предположить, что появление валообразной структуры относится именно к началу доггера. Вторым участком поднятий является Ангаро-Тунгусский водораздел. Отложения доггера неизвестны в бассейне Нижней Тунгуски и очень незначительно распространены в Приангарье (зелиндинская свита р. Тушамы), в то время как в районах, расположенных западнее (Мурская впадина, Канский и Иркутский бассейны), среднеюрские отложения распространены достаточно широко. Мы полагаем, что ко второй половине доггера завершилось формирование Ангаро-Тунгусского валообразного поднятия, отделившего Вилюйскую впадину от юрских бассейнов, расположенных к юго-западу от нее. К началу верхней юры поднятия охватили уже почти всю территорию Иркутского амфитеатра. Осадконакопление в верхней юре сохранилось лишь в отдельных впадинах Канского бассейна и в Мурской впадине.

Как указывалось выше, некоторые исследователи (С. Ф. Павлов) предполагают тектоническую природу впадин на Ангаро-Тунгусском водоразделе и в бассейне р. Нюи, в которых происходило накопление юрских осадков. Действительно, как в бассейне р. Нюи, так и на Ангаро-Тунгусском водоразделе выделяются тектонические нарушения, контролирующие распространение юрских отложений. Однако мы склонны несколько иначе рассматривать природу этих впадин. Более вероятно, что прогибание впадин, сопровождавшееся разрывами в их бортовых частях, сопутствовало осадконакоплению и, возможно, продолжалось и после завершения юрского цикла седиментации. О том, что тектонические нарушения не предшествовали юрскому осадконакоплению, а сопровождали его или следовали за ним, можно заключить из следующих наблюдений: юрские отложения явно смещены сбросом у Трубки Мира (р. Ирелях), у с. Преображенки на Нижней Тунгуске. Тектоническую природу имеет выступ туфогенных пород (горст), отделяющих Мурскую впадину от Ольдун-Берягинской. Мы уже указывали на то обстоятельство, что юрские отложения в форме «водораздельных галечников» различной мощности распространены вне контуров выделяемых впадин, что доказывает более позднее оформление впадин относительно начала процесса осадконакопления.

Можно предполагать, что послеюрским тектогенезом была охвачена зона Ангарских дислокаций, отделяющая сложную Ангарскую депрессию от Мурской впадины. Возможно, что именно этот тектонический цикл привел к поднятию Чадобецкой глыбы, поскольку в составе верхнепалеозойских отложений по ее периферии не отмечается, по мнению С. Ф. Павлова, никаких следов существования этого выступа в верхнем палеозое.

Тектоника юрских пород на рассматриваемой очень обширной и структурно разнородной территории различна в различных ее частях. В Иркутском бассейне в наибольшей степени нарушенным является за-

легание юрских отложений в юго-восточной части бассейна. В Ангарском надвиге архейские (?) кристаллические породы надвинуты на юрские отложения, а последние перед фронтом надвига образуют запрокинутые, местами разорванные складки (Данилович, 1949). Как показали М. М. Тетяев и другие исследователи, юрские отложения в Присаянье, там, где они залегают вблизи от тектонических разрывов, следующих по борту Присаянского предгорного прогиба, также охвачены дислокациями. Складчатость в юрских отложениях юго-восточной части Иркутского бассейна, достаточно резкая у тектонических швов, не распространяется далеко от нарушенной зоны. Юрские отложения дислоцированы как вблизи Присаянского и Прибайкальского предгорных прогибов, так и в самом Прибайкальском прогибе. В частности, в так называемой «Божеханской антиклинали», ядро которой сложено карбонатными породами нижнего кембрия, а крылья — верхнекембрийской красноцветной толщей, юрские отложения, местами перекрывающие крылья складки, падают в соответствии с направлением падения верхнекембрийских пород, но с меньшими углами наклона. Во внутренних районах Иркутского бассейна юрские отложения залегают в основном горизонтально, но иногда образуют пологие куполообразные вздутия или пологие мульды с небольшими углами наклона в крыльях. Местами в породах проявляются мелкие складки.

Примерно таков же характер тектоники юрских отложений Рыбинской впадины (Мордовский, Дитмар, 1956; Анатольева, 1963; Жарков, 1963). При общем горизонтальном залегании они разбиты сбросами иногда значительной амплитуды, а в зонах нарушений, например в Саяно-Партизанском прогибе, дислоцированы с образованием довольно круто падающих пластов и появлением мелких разрывных нарушений.

Нетрудно заметить, что дислокация юрских отложений Иркутского бассейна и Рыбинской впадины подчинены послеюрской тектонике Саяно-Байкальской краевой антеклизы, реагировавшей в верхнемезозойском диастрофическом цикле довольно активно на тектонические напряжения. Структуры Ангарского надвига, тектонических швов по краям Присаянского и Прибайкальского краевых прогибов, грабенов и горстов Рыбинской впадины связаны именно с тектонической активизацией Саяно-Байкальской краевой антеклизы, менее интенсивной, чем активизация зоны завершенной каледонской складчатости Забайкалья или зоны разломов Алданского щита, но все же достаточно четко выраженной. Юрские отложения Канского бассейна, лежащего в более спокойной тектонической зоне, рядом с Енисейским кряжем, не испытавшим мезозойской тектонической активизации в той мере, как Восточно-Саянская краевая антеклиза, дислоцированы значительно слабее. Как и в Иркутском бассейне, они образуют пологие купола и мульды, лишь незначительно осложненные мелкими складками.

Мы уже указывали на ясные признаки послеюрских нарушений в западной части Вилюйской впадины и в смежных с ней частях Канско-Вилюйского прогиба. В большинстве случаев недостаточная обнаженность юрских отложений внутри впадин не позволяет уверенно определить степень их дислоцированности. Лишь в Мурской впадине установлена слабая складчатость нижне- и среднеюрских пород, с углами падения их в крыльях до 15—20° (Одинцов, 1961)

Неотектонические структуры, наложенные на сформированный в юрском периоде структурный план южной части Сибирской платформы, более четко выражены по ее периферии. В Присаянской и Прибайкальской частях амфитеатра ими являются: Верхнеленское щитовидное поднятие и впадины, выполненные осадками неогена (Кудинская впадина) и четвертичными отложениями, в основании которых возможно присутствие неогеновых осадков (система Присаянских предгорных впадин).

На северо-западе, в Канском бассейне, на юрские впадины наложены впадины мелового возраста, тогда как палеоген и неоген, по-видимому, явились для этой части платформы эпохой тектонического покоя, о чем свидетельствует мел-палеогеновая кора выветривания с бокситами в Нижнем Приангарье.

В обоих случаях имеет место унаследованность развития: и в меловом периоде на северо-западе области, и в неогене на юго-востоке повторяется направление структур, заложенных в юре.

Все сказанное выше позволяет сформулировать следующие основные выводы относительно последовательности формирования тектонической структуры юрских бассейнов Иркутского амфитеатра:

1. Накопление юрских отложений начинается на обширной территории Саяно-Вилюйского прогиба в условиях слабоволнистых эрозионно-денудационных равнин, заложенных на весьма разнородном по характеру субстрате доюрских структур.

2. В процессе юрского осадконакопления структурная неоднородность доюрского фундамента в ходе тектонического развития южной части Сибирской платформы вызвала появление ряда различных локальных структур, развитие которых определило распространение юрских отложений и условия их накопления.

3. Последовательность развития локальных структур может быть следующей:

а) Сводовое поднятие Саяно-Байкальской краевой антеклизы и сопряженное с ним прогибание краевых прогибов — Присаянского и Прибайкальского, а также возобновление глыбовых движений в ранней заложенной Рыбинской впадине.

б) Заложение внутриплатформенных депрессий Канского бассейна, Канско-Вилюйского прогиба и западной части Вилюйской впадины первоначально в виде широких и плоских впадин.

в) Дифференциация движений. Развитие поперечных по отношению к депрессиям перегибов — Чонско-Сюльджюкярского, Ангаро-Тунгусского, Чуно-Бирюсинского. Оформление тектонических впадин на месте первичных бассейнов накопления. Локализация процессов осадконакопления в отдельных впадинах.

г) Затухание седиментации в юрском периоде. Глыбовые движения и Саяно-Байкальской антеклизе. Образование Ангарского надвига и зон нарушений в предгорных прогибах. Слабая складчатость юрских отложений. Формирование отдельных эрозионно-тектонических впадин, выполненных меловыми отложениями в Канском бассейне.

д) Период относительного тектонического покоя в начале кайнозоя с формированием палеогеновой коры выветривания на северо-западе области. Неотектонические движения преимущественно на юго-востоке, формирование современной картины распространения юрских осадков эрозионно-денудационными процессами в неогене и четвертичном периоде.

Глава пятая

ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ И ФАЦИИ ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Фациальная природа юрских континентальных толщ Сибирской платформы в недалеком прошлом оставалась почти совершенно неосвещенной. Тем не менее по единодушному мнению большинства исследователей, так или иначе касавшихся вопроса о генетическом типе песчано-глинистых пород Иркутского и Канского бассейнов, юрское осадконакопление происходило в озерных водоемах, а углеобразовательные процессы развивались при зарастании последних. Эту точку зрения впервые высказал И. Д. Черский, впоследствии она стала традиционной. Правда, существовали и другие взгляды, например представления о заметной роли дельт в отложении обломочного материала (Обручев, 1938; Личков, 1934) и некотором значении русловых потоков главным образом как транспортирующих каналов (Домбровский, 1934), но они мало отличались от генетической концепции И. Д. Черского.

Специальные литолого-фациальные и палеогеографические исследования, проведенные в последнее время, позволили с достаточной долей достоверности установить и показать, что в качестве озерных фаций в угленосных толщах мезозойских впадин юга Сибирской платформы очень часто описывались речные отложения.

В настоящей работе мы выделяем в качестве ритмов комплексы отложений, отображающие закономерное чередование различных фациальных обстановок. Так как юрские отложения Саяно-Вилюйского прогиба в основном континентального генезиса, то здесь не наблюдается полных ритмов, отображающих смену регрессивных условий осадконакопления трансгрессивными (континентальных — морскими). На исследованной территории наблюдаются две смены фациальных обстановок: озерно-болотных аллювиальными и аллювиальных — озерно-болотными. За начало ритма принимается смена озерно-болотных фаций аллювиальными. Многократное чередование в разрезе этого двучленного цикла и создает в юрских толщах их ритмичное строение.

Естественно, что ход процесса осадконакопления — продолжительность отдельных этапов ритма, задержка или ускорение в его развитии, повторение фациальных условий внутри цикла — определяет также особенности выделенных ритмов: мощность, соотношение фаций, симметрию или асимметрию в строении, присутствие неполных ритмов низшего порядка.

Мощность ритма, кроме того, может определяться интенсивностью процесса осадконакопления, так как чем активнее идет процесс аккумуляции в бассейне, тем больше мощность ритма. Так, в переяславской свите в Канском бассейне и Рыбинской впадине почти повсеместно мощности ритмов не превышали 15—20 *м*. В составе ритмов в это время значи-

тельное место занимают переотложенные продукты кор выветривания, образовавшихся на небольших поднятиях, расположенных в центральной части Канско-Тасеевской впадины и на северо-западе Рыбинской впадины. Позднее в камалинское время в наиболее прогнутых участках Рыбинской и Канско-Тасеевской впадин создавались условия для накопления более мощных осадков. На юге и юго-востоке Рыбинской впадины, на северо-востоке и востоке Канско-Тасеевской — мощность ритмов колеблется в пределах 60—150 *м*. Внутри ритма может наблюдаться различное соотношение комплексов аллювиальных и озерно-болотных фаций. В одних случаях преобладающее значение в строении ритма имеет аллювиальная группа фаций, в других — озерно-болотная. В разрезах по скважинам Бородинского месторождения углей, Ирбейского участка и других наблюдаются ритмы, в строении которых аллювиальные фации составляют 85%, а озерно-болотные — только 15%. Противоположное соотношение фаций, т. е. когда озерно-болотные отложения составляют 75%, а аллювиальные — 25%, встречается в разрезах бородинской свиты, вблизи поселков Абан, Долгий Мост и др. Равные количества фациальных комплексов в пределах ритма встречаются редко. Соотношение 40—60% или 55—45% наблюдается только в осадках камалинской свиты в районе Тасеево—Мурма.

По соотношению и расположению фаций ритмы разделяются на симметричные и асимметричные. Симметрично построенные ритмы имеют в начальной и конечной частях одинаковые мощности основных комплексов фаций. Такое строение ритма показывает, что осадконакопление в пределах данного этапа шло равномерно в условиях неглубокой обширной впадины при сравнительно спокойном тектоническом режиме. В случае асимметричного строения ритма один из основных фациальных комплексов бывает слабо развит и это также дает представление об обстановке осадконакопления. Так, в переяславское время на юго-востоке Рыбинской впадины была расположена довольно мощная речная система, поэтому здесь в строении ритмов главную роль играет комплекс аллювиальных фаций, болотные отсутствуют совершенно, а озерные развиты очень слабо. В бородинское время на Абанском участке осадконакопление начинается с образования пойменных или прирусловых осадков, мощность которых не превышает 10—15 *м*, а заканчивается ритм обширным развитием озер, местами заболоченных. Симметрично построенные ритмы встречаются очень редко; как правило, в каждом ритме наблюдается преобладающее значение того или иного комплекса фаций. Закономерная смена фаций в пределах ритма часто нарушается резким изменением обстановки осадконакопления; предыдущий этап еще не окончен, а уже резко изменились условия и началось образование нового ритма. Такие неполные ритмы характерны для осадков бородинской свиты в пределах Рыбинской впадины.

По преобладающему развитию комплекса фаций различается несколько типов ритмов: преимущественно аллювиальные, озерные, аллювиально-болотные, озерно-болотные. Снизу вверх по разрезу прослеживается последовательное изменение типов ритмов в зависимости от изменения обстановки осадконакопления. Так, формирование пород камалинской свиты начинается ритмами с широким развитием аллювиальных фаций. К концу камалинского времени фациальный состав ритмов изменяется, мощность их уменьшается, преобладающее значение приобретают озерные и болотные осадки. Аналогичная картина наблюдается при формировании отложений бородинской и переяславской свит. Эти последовательные изменения в распределении мощности, комплексов фаций, угленосности и других признаков позволяют выделить в разрезе юрских осадков три группы ритмов разного порядка. Ритмы третьего порядка характеризуются закономерным изменением однотипных фациальных комплексов

сравнительно небольшой мощности (15—60 *м*). Группа ритмов второго порядка выделяется часто в пределах подсвиты или целой свиты и характеризуется более пестрым составом фациальных комплексов, увеличением мощностей до 150 *м*, а также хорошей сопоставимостью на территории. Исследование разрезов юрских отложений на всей территории Саяно-Вилюйского прогиба показало, что здесь имеются и ритмы более высокого порядка, объединяющие ритмы второго и третьего порядков. В строении этих ритмов можно выделить регрессивные и трансгрессивные этапы формирования, связанные с трансгрессией и последующей регрессией моря на северо-востоке Саяно-Вилюйского прогиба.

В пределах ритмов третьего порядка можно выделить маломощные неполные ритмы. Такие мелкие ритмы, как правило, не сопоставляются по разрезу и стратиграфического значения не имеют.

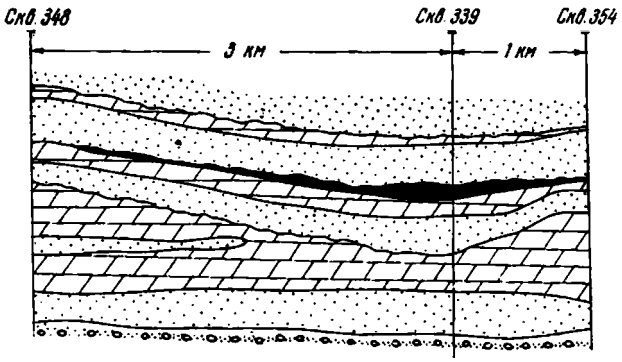
Главной причиной наличия мелких ритмов в юрских толщах на юге Сибирской платформы в большинстве случаев считают дифференциальные тектонические движения ложа юрских впадин или резкие импульсивные поднятия окружающих горных сооружений. Не отрицая полностью влияния тектоники на процессы ритмической седиментации, следует, однако, сказать, что ее роль часто преувеличивается.

Не следует забывать, что тектонический фактор никогда не действует на седиментацию непосредственно, а проявляется через определенные особенности физико-географической среды (рельеф, гидродинамика потоков и т. п.), поэтому при анализе ритмично сложенных толщ в первую очередь надо обращать внимание на взаимоотношение различных фациальных комплексов в разрезе каждого ритма, на их последовательность и парагенетическую связь; после этого можно типизировать сами ритмы по соотношению основных фациальных элементов и масштабу. Ритмическое строение юрских отложений во многом проливает свет на генезис осадков. Обычно основание угленосных толщ слагается крупно- или среднезернистыми песчаниками, которые вверх по разрезу постепенно переходят в мелкозернистые песчаники, а последние — в алевролиты и затем в аргиллиты. Иногда указанная последовательность пород увенчивается угольным пластом. Выше снова располагается грубозернистый песчаный материал, и вся картина многократно повторяется, но каждый ритм вносит какие-нибудь дополнительные черты. Вместе с изменением размера обломков в пределах каждого ритма изменяются текстурные особенности пород, а также характер распределения растительных остатков и их сохранность. Так, например, слоистость меняется от крупной косой однонаправленной в основании, через мелкую косую или косо-волнистую в средней части до горизонтальной в верхах ритма. Основание косых слойков в крупно- и среднезернистых песчаниках нередко слагается гравийным материалом, и в этом случае отчетливо наблюдается ритмический характер сортировки зерен в каждом косом слойке.

Что касается распределения растительных остатков, то и в этом случае наблюдается определенная закономерность. В грубозернистых породах низов ритма чаще всего встречаются крупные, беспорядочно расположенные углефицированные или минерализованные обрывки стеблей растений. Для мелкозернистых песчаников характерно послойное скопление растительной крошки и пыли; в алевролитах и аргиллитах большей частью встречается растительный мусор, располагающийся на плоскостях наслоения, где иногда заметны отпечатки хорошей сохранности.

Верхняя и нижняя границы ритмов достаточно отчетливые, так как грубозернистые осадки вышележащего ритма с резкой границей налегают на тонкозернистые породы или угли нижележащего. Часто в песчаниках, преимущественно на контакте ритмов, наряду с крупными обрывками стеблей растений, наблюдаются мелкие линзовидные или остроугольные включения глинистого материала, галька изверженных и

метаморфических пород, а порою и валуны до 10 *см* в поперечнике, что дает основание предполагать наличие эрозионного контакта между ритмами. Следовательно, песчаный материал, залегающий непосредственно на тонкозернистых осадках или углях, транспортировался и отлагался водными потоками, нередко размывавшими верхние части ритмов. Неровная поверхность эрозионного контакта хорошо видна в обнажениях и в ряде случаев отчетливо заметна в керне.



Фиг. 23. Эрозионные врезы на Кормагайском угольном месторождении (Иркутский бассейн).

Условные обозначения см. на фиг. 2

Существование эрозионных врезов легко обнаруживается при сопоставлении литологических колонок буровых скважин. Например, в сравнительно близко расположенных разрезах колонковых скважин на Кармагайском угольном месторождении (Иркутский бассейн) не всегда удается проследить не только пласты углей, но и целые угленосные горизонты, поскольку на отдельных участках они внезапно исчезают, а на их уровне появляются крупнозернистые косослоистые песчаники с включениями неокатанных обломков подстилающих пород. Этому обстоятельству можно дать двойное истолкование: пласты либо срезаются, либо фациально выклиниваются. Второе, по-видимому, маловероятно по той причине, что в скважине, где отсутствует угленосный горизонт, нет никаких, хотя бы далеких аналогов болотных фаций, которые могли бы свидетельствовать в пользу такого предположения, но зато уже в следующей, соседней скважине мы находили не только фациально близкие породы, но и угольные пласты (фиг. 23).

Таким образом, если крупно- и среднезернистые песчаники, слагающие нижние части ритмов, по целому ряду диагностических признаков (крупная косая слоистость с ритмической сортировкой зерна, включения гальки, неокатанных обломков подстилающих пород и минерализованных обрывков древесины, эрозионные контакты и врезы) без всякой доли сомнения можно причислить к русловым, то вышележащие более мелкозернистые осадки, нередко связанные с ними постепенными переходами, должны быть безусловно парагенетически сопряжены с более крупнозернистыми элементами ритма.

Изучение современного аллювия равнинных рек (Шанцер, 1951; Николаев, 1947; Маккавеев, 1955) дало возможность установить наличие двух основных горизонтов в отложениях речных долин: нижнего — песчано-галечного руслового аллювия и верхнего — песчано-глинистого пойменного.

Несколько обособленное положение занимает старичный аллювий, образующий не горизонты, а четко ограниченные крупные линзы среди русловых песков.

Формирование руслового и пойменного горизонтов аллювия в речной долине при постоянном смещении тальвега, миграции русла, по данным Е. В. Шанцера, происходит более или менее одновременно. Сначала на

размытой поверхности коренного ложа «...скопляются только остаточные перлювиальные продукты, образующие маломощный базальный горизонт, сложенный по преимуществу грубообломочным валунно-галечным материалом. Поверх него ложатся отложения пристрежневой фации, характеризующиеся еще относительной грубозернистостью, включениями линз и пакетов гравия, а иногда и галечника, и неправильной линзовидной косой слоистостью. С надвиганием зоны прирусловой отмели, мигрирующей вслед за уходящим в сторону стержнем, еще выше отлагается толща более хорошо отсортированных песков с диагональной слоистостью, поверх которых, в свою очередь, накладываются мелкозернистые песчаные накопления окраины подводной части отмели с тонкой линзовидной плойчатой слоистостью» (Шанцер, 1951). И, наконец, вся эта толща в результате постоянно действующих наводков покрывается осадками еще более мелкой фракции — глинистыми и песчано-глинистыми пойменными отложениями. Так возникает аллювиальная свита.

Из вышеизложенного видно, что аллювиальная свита и ритм имеют много общих черт. Аналогия сказывается, во-первых, в сходстве самих осадков и их структурных и текстурных особенностях, во-вторых, в одинаковой последовательности изменения гранулометрического состава и, в-третьих, в наличии в основании ритмов и свит эрозионных контактов. В таком случае каждый элемент ритма получает определенную фациальную привязку. Крупнозернистые и среднезернистые песчаники, как уже отмечалось выше, можно отнести к собственно русловым фациям — перлювиальной и пристрежневой, мелкозернистые следует рассматривать как переходную фацию от русла к пойме, фацию прирусловых валов, алевролиты и аргиллиты — как отложения поймы и напойменных депрессий (в зависимости от положения в разрезе и т. д.), а угольный пласт — как фацию торфяного болота, развивающегося на пойме.

На фоне медленных тектонических опусканий при постоянной боковой планации в долине реки зона аллювиального накопления все время перемещается на более высокий уровень, что приводит к наложению одной аллювиальной свиты на другую или, в конечном итоге, к многоярусному либо ритмическому строению разреза.

К этому следует добавить, что если в современных речных отложениях многоярусность встречается далеко не всегда, то в аллювиальных толщах прошлого это явление распространено повсеместно. Действительно, для компенсации прогибания речные потоки должны беспрестанно сгружать обломочный материал и наращивать мощность аллювия на всем участке, охваченном движениями отрицательного знака. Это достигается резким нарушением нормального соотношения между глубинной и боковой эрозией при тектоническом опускании. Вся энергия потока расходуется главным образом на горизонтальное перемещение тальвега, благодаря чему размах или амплитуда блуждания реки возрастает и захватывает большие площади. Усиленно отлагая взвешенный материал, чтобы восстановить равновесие продольного профиля долины, нарушенное прогибанием, водный поток постоянно смещается вверх и перекрывает русловыми осадками пойменный аллювий более ранней генерации.

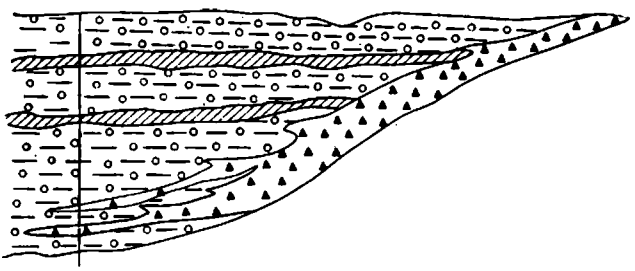
С изложенной точки зрения, ритмическое строение континентальной юры находит довольно простое объяснение. Опираясь только на тектонический фактор в объяснении происхождения ритмически построенных толщ Иркутского, Канского и Приангарского бассейнов, мы должны допустить существование на протяжении всего периода осадконакопления резких поднятий в смежных горных областях и одновременных с ним прогибаний ложа впадин. Частое налегание крупнозернистого материала на угольные пласты и углистые породы не позволяет иначе представить чисто тектонический механизм ритмообразования.

Чтобы пласты углей могли сохраниться в разрезе континентальных

отложений юрских депрессий, процессы торфонакопления должны были немедленно сменяться процессами захоронения торфяников, так как в противном случае последние были бы уничтожены. Для выполнения этого условия, с одной стороны, совершенно необходим привнос значительных количеств терригенного материала, а с другой — прогибание площади торфонакопления, способствующее погребению органического материала.

Таким образом, исключительно тектоническая интерпретация генезиса ритмичности, требующая одновременного поднятия водосборов и опускания седиментационных площадей, является во многом умозрительной и малоправдоподобной.

Скв. 5



Фиг. 24. Делювиальные шлейфы среди аллювиальных осадков.

Условные обозначения см. на фиг. 40

Если предположить озерное происхождение юрских осадков Иркутского и Канского бассейнов, то при объяснении ритмичности мы сталкиваемся с еще большими трудностями. Если рассматривать каждый ритм как седиментационный цикл озера, начинающийся отложением крупнокластического материала и заканчивающийся заболачиванием с полным зарастанием водоема, то для объяснения постоянного возобновления процессов осадконакопления, т. е. для начала нового и всех последующих циклов, необходимо допустить многократное или длительное прогибание, которое по охвату должно совпадать с площадью озера.

В локальных мелких водоемах это почти невероятно, а существование обширных опресненных бассейнов, совпадающих территориально с зонами устойчивого прогибания мезозойских депрессий, трудно себе представить, тем более что мы не имеем никаких серьезных доказательств (отсутствие характерной для озер фациальной зональности и т. п.). Таким образом, самый вероятный путь образования ритмически построенных толщ, по-видимому, намечается схемой конститутивного аллювиального накопления в условиях погружения.

Большинство усложнений и аномалий преимущественно затрагивает верхние части ритма (пойменный горизонт) и проявляется в неоднократном чередовании собственно пойменных и болотных образований. Иногда поверх угольных пластов или осадков паводков ложатся не типичные русловые песчаники, а мелкозернистые отложения с признаками накопления в условиях ослабленной гидродинамики водных потоков.

Формирование нескольких горизонтов углистых пород в пределах одного ритма связано с периодами спада половодий, когда длительное отсутствие привноса терригенного материала благоприятствовало возникновению торфяных болот. С возобновлением катастрофических паводков торфообразование прекращалось, уступая место мелкообломочным отложениям. По-видимому, это наиболее распространенный случай происхождения нескольких углистых прослоев. В современных условиях ему в какой-то степени аналогично образование погребенных почв и гумусовых горизонтов среди пойменного комплекса осадков (Шанцер, 1951; Ботвинкина и др., 1954).

Другой причиной неоднократного заболачивания может быть последовательная смена различных фациальных условий, благоприятных для торфообразования на одном и том же участке речной долины.

В прибортовых частях речных долин существенное значение в некоторых случаях приобретают делювиальные шлейфы, вклинивающиеся в осадки поймы и мелкозернистые песчаные выносы небольших боковых притоков (фиг. 24). Последние в ископаемом состоянии трудно диагностируются и часто неотличимы от прирусловых песков.

Таким образом, в наиболее усложненной форме фациальный разрез ритма принимает следующий вид: 1) русловый комплекс фаций, 2) старичный, 3) болотный, 4) пойменный, 5) болотный, 6) фациальный комплекс вторичных водоемов (озер), 7) болотный.

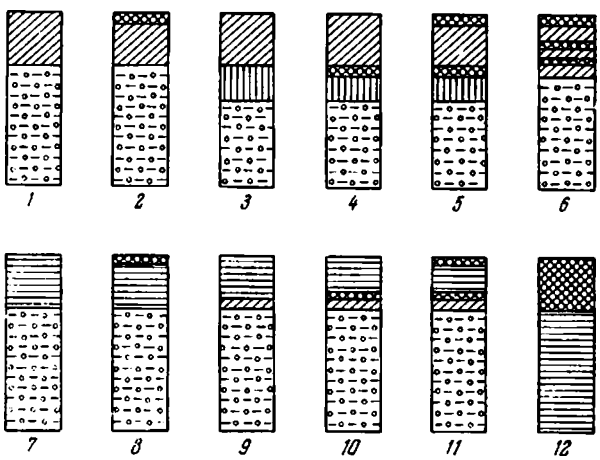
Как правило, с таким полным набором фациальных комплексов мы не сталкиваемся; в силу локального распространения фаций стариц, большинство ритмов обычно содержит русловой, пойменный и озерный комплексы.

В некоторых случаях доля участия отложений вторичных водоемов или озер в разрезе заметно возрастает, а в отдельных участках они даже преобладают над русловыми и пойменными (Абанская впадина).

Итак, если попытаться разграничивать ритмы по фациальному составу отложений, то можно наметить два основных типа: аллювиальный и аллювиально-озерный. Первый нацело слагается породами, принадлежащими к типичному аллювиальному комплексу, второй наряду с ними содержит отложения озер. Тот и другой могут быть простыми и усложненными, а в зависимости от присутствия болотных фаций — угленосными и безугольными (фиг. 25).

В пространственном отношении аллювиальные ритмы менее выдержаны, чем аллювиально-озерные, и прослеживаются на расстояние порядка 10—15 *км*, тогда как аллювиально-озерные тянутся на десятки километров.

Изучение количественных взаимоотношений фациальных элементов ритма показывает, что они не всегда остаются одинаковыми. Нормальная



Фиг. 25. Типы ритмов в континентальных юрских отложениях.

Ритмы: *1*— простой аллювиальный; *2*— простой аллювиальный угленосный; *3*— усложненный аллювиальный; *4, 5, 6* — усложненные угленосные; *7*— простой аллювиально-озерный; *8* — простой аллювиально-озерный угленосный; *9, 10, 11* — усложненные аллювиально-озерные угленосные (болотные); *12* — озерно-болотный.

Условные обозначения см. на фиг. 40

асимметричность аллювиальной свиты с характерным для нее преобладанием нижнего руслового фациального комплекса пород и значительно меньшей долей участия тонкозернистых осадков пойм, стариц и озер может нарушаться. В этом смысле особенно показательны разрезы черемховской, абанской и бородинской свит на площадях угольных месторождений. Здесь нередко обнаруживаются симметричные ритмы с более или менее равным соотношением русловых и пойменных (старичных,

озерных) фаций, а иногда даже аномально асимметричные, в которых доминируют пойменные, болотные или озерные фациальные комплексы (см. фиг. 25).

Разрезы ритмов безугольных свит (присаянской, переяславской и нижнекамалинской), наоборот, отличаются растянутой нижней частью за счет повышения мощностей руслового горизонта и редукции пойменного.

Сравнительно резкие или, во всяком случае, хорошо улавливаемые изменения соотношений основных фациальных элементов внутри ритмов чаще всего происходят в вертикальном направлении. Юрская толща оказывается, таким образом, как бы составленной из горизонтов с более или менее однородными ритмами. Роль осадков пойменных фаций, о чем уже говорилось выше, возрастает в угленосных свитах, где они в количественном отношении нередко соизмеримы с русловыми. При этом в большинстве случаев наблюдается постепенное наращивание мощностей тонкозернистых частей ритмов и усложнение самих ритмов в разрезе угленосных свит снизу вверх. Как правило, по мере приближения к верхним горизонтам увеличивается также и угленасыщенность пород. Маломощные незначительные углистые прослои сначала начинают уступать место угольным пропласткам, а затем сменяются пластами углей, представляющими промышленный интерес. Максимальное развитие фаций торфонакапливающих болот обычно завершает процесс прогрессирующего накопления мелкообломочного и биогенного материала, поэтому последующие ритмы характеризуются растянутой нижней частью, сложенной грубым русловым аллювием.

Периодическое повторение комплексов ритмов с однообразным фациальным строением образует в юрских толщах ритмичность более высокого порядка — макроритмичность. Явление макроритмичности несомненно вызвано изменением тектонического режима в период мезозойского осадконакопления, которое в первую очередь сказалось на ландшафтных особенностях водосборных и седиментационных областей.

Ослабление тектонической активности в обрамляющих горных сооружениях приводило к снижению их рельефа и уменьшению размерности обломочного материала, поступавшего в реки. Повышенное количество тонкозернистых продуктов в твердом стоке способствовало усиленному накоплению паводковых осадков. По-видимому, это одна из главных причин мощного развития пойменного аллювия в угленосных свитах. В самом деле, в современных реках с озерным питанием пойменная и старичная фации почти полностью отсутствуют, тогда как в аллювии небольших степных рек, половодья которых хотя и кратковременны, но несут много взвешенного материала, пойменные фации составляют большую часть речных отложений (Шанцер, 1961).

С другой стороны, интенсивному формированию пород, принадлежащих пойменному фациальному комплексу, благоприятствовало замедление темпа прогибания фундамента депрессий. В периоды, когда скорость опускания седиментационных площадей уменьшалась, амплитуда горизонтального смещения русловых потоков постепенно сокращалась, и оставленные речной системой участки впадин включались в процесс осадконакопления только при больших паводках. В результате пойменный аллювий более ранней генерации перекрывался пойменным аллювием более поздней генерации, и тем самым общая мощность ритма наращивалась за счет верхних частей.

Будучи отражением тектонического режима, макроритмы довольно четко прослеживаются в разрезах юрских впадин внутреннего поля Иркутского амфитеатра, а их границы в общем совпадают со стратиграфическими рубежами. Из этого следует, что при поисках надежных геологических границ между стратиграфическими подразделениями нужно в значительной мере опираться на макроритмы.

В отложениях морской литорали и сублиторали (северо-восток прогиба) ритмы существенно отличаются от аллювиальных. Для ритмов начала морской трансгрессии характерна смена фаций подводных дельт фациями береговых валов и прибрежно-морских песков, а заканчиваются ритмы фациями морских заливов. В изученных разрезах отсутствует самая верхняя часть ритмов — фация хемогенных и биогенных карбонатных накоплений. Верхние границы ритмов несут следы внутриформационных размывов, поэтому можно считать, что появление благоприятных условий для образования таких фаций было кратковременным. Сформированные в начале трансгрессии моря нижние горизонты ритмов (пески и галечники подводных дельт, фации обрывистого морского побережья) имеют относительно незначительную мощность, а фации мелководных заливов — алевриты и глины составляют 85—90% мощности ритмов. Таковы ритмы в плинсбахе и тоаре на северо-востоке описываемой территории. Регрессивные ритмы, соответствующие позднему тоару и аалену, начинаются фациями мелководных морских заливов, а заканчиваются осадками речных дельт. Постепенно с запада на восток наблюдается изменение соотношения мощности нижней и верхней частей ритмов, характеризующее постепенное замещение морских фаций континентальными.

ЭЛЮВИАЛЬНО-ДЕЛЮВИАЛЬНАЯ ГРУППА ФАЦИЙ

Кроме пород аллювиального происхождения, среди юрских отложений, выполняющих депрессии Канско-Вилюйского прогиба, известны элювиально-делювиальные и пролювиальные отложения. В особую категорию, видимо, следует также отнести накопление карстовых западин и понижений предъюрского рельефа.

Характерной особенностью отложений, слагающих данную группу фаций, является преобладание физического и химического разрушений исходного материала в процессе формирования осадков.

Медленное перемещение элювиальных накоплений по склонам под действием гравитационных сил и атмосферных вод продолжается до тех пор, пока они не достигнут «базиса денудации». В большинстве случаев им является дно речной долины (Билибин, 1938). Незначительная транспортировка обломков в отсутствие постоянных водотоков сужает возможности механической дифференциации материала и его обработку, тем самым способствуя беспорядочному скоплению щебня, песка и глины.

Так образуется непрерывный, практически неразграничимый ряд неотсортированных элювиально-делювиально-пролювиальных отложений.

Фациальные условия накопления элювиально-делювиальных осадков были благоприятны в начальных стадиях седиментации, но это не означает, что процессы образования элювия, делювия и пролювия протекали только в начальный период осадконакопления, исчезая позднее. Отсутствие широко распространенных элювиально-делювиально-пролювиальных фациальных комплексов в средних частях юрских разрезов объясняется, скорее всего, неблагоприятностью условий их захоронения при формировании более мощных толщ осадков, преимущественно аллювиального генезиса.

Совсем иную картину представлял начальный этап мезозойской седиментации, когда деятельность речных систем в основном ограничивалась небольшими участками заложения юрских впадин, где происходили первые «зачаточные» движения отрицательного знака, а значительные пространства являлись стабильными и, таким образом, длительное время были ареной процессов гипергенеза. Размах миграции рек был невелик, поэтому эродировался лишь небольшой объем продуктов выветривания, другая же часть оставалась нетронутой, переходя впоследствии в ископаемое состояние.

Изучение основных литологических признаков образований элювиально-делювиального фациального комплекса, развивающегося на карбонатных, терригенных и кристаллических (метаморфических и изверженных) породах, дает возможность выделить следующие литогенетические типы.

1. Кремнистая и кремнисто-карбонатная брекчия. Данный литологический тип формировался на субстрате из карбонатных пород нижнекембрийского возраста, содержащих желваковые и караваеобразные включения темно-серых кремней, при разрушении которых в состав элювиально-делювиальных накоплений, наряду с обломками известняков и доломитов, поступали куски раздробленных кремневых стяжений. Впоследствии вся эта беспорядочно перемешанная масса цементировалась глинистым, карбонатным или карбонатно-глинистым материалом.

Известняковый щебень обычно преобладает над кремневым в нижних горизонтах элювия и делювия, так как фильтрующиеся сверху атмосферные воды вначале оказывали растворяющие действия на карбонаты, но по мере проникновения в более глубокие слои элювиально-делювиальных скоплений вода постепенно насыщалась карбонатными компонентами до такой степени, что ее реакционная способность в отношении известняков становилась крайне низкой. Поэтому в основании элювиально-делювиальных образований происходит не только увеличение известняково-доломитового щебня, но даже и появление вторичных карбонатов, цементирующих обломочный материал. Кремнистые обломки, наоборот, в присутствии карбонатных растворов становились химически неустойчивыми. Подвергаясь растворению, кремнезем выносился из нижних горизонтов элювиально-делювиальных отложений и отлагался там, где щелочность растворов падала. Это чаще всего происходило в близповерхностных горизонтах или в местах скопления растительного мусора, где в результате разложения клетчатки генерировались масляные кислоты (Жемчужников, 1948), снижавшие pH среды до слабокислой и способствовавшие тем самым образованию аморфных минералов кремния.

Длительная и многократная химическая обработка элювиально-делювиальных толщ поверхностными водами приводила к тому, что в их составе начинали преобладать обломки кремней. Например, в Черемховском районе (Иркутский бассейн), который в период мезозойской седиментации долгое время существовал как приподнятый участок, поверхность подстилающих пород покрыта мощным слоем (до 20 *м*) брекчии исключительно кремневого состава.

Следовательно, преимущественно кремневый состав элювиально-делювиальных масс на карбонатных породах характеризует глубокую переработку последних процессами гипергенеза, тогда как кремнисто-карбонатный отвечает начальным стадиям выветривания.

Глинистый материал, цементирующий брекчии, формировался главным образом за счет нерастворимых минеральных примесей в известняках и доломитах. Скапливаясь в элювиально-делювиальных отложениях при растворении карбонатных пород, мелкий материал заполнял промежутки между обломками и, в свою очередь, сам подвергался изменениям, выразившимся в разложении основных компонентов примеси (полевых шпатов) до гидрослюдистой стадии. Каолинит-галуазитовые разности глин в составе цементирующей массы встречаются крайне редко. Количество цемента кремнисто-карбонатных и кремнистых брекчий, как правило, не превышает 5—10%, и только на дистальных концах делювиальных шлейфов, по существу представляющих уже пролювиальные накопления, роль глинистой составляющей несколько увеличивается, достигая 15—20%.

В сцементированном своде обломков кремней, известняков и доломитов различной размерности, от долей миллиметра до 10—20 *см* в поперечнике, естественно, не обнаруживается никакой слоистости или сортиров-

ки. Слагающий брекчии кремневый щебень имеет острые режущие края, а если и наблюдаются сглаженные, округленные грани, то это, по-видимому, остатки первоначальной формы кремнистых конкреций.

Растительные остатки встречаются здесь в виде редких скоплений окремнелых стволов и кусков древесины. Возможно, что в период формирования элювиально-делювиально-пролювиальных отложений количество растительного материала было значительно большим, однако сохраниться могли только те остатки, которые в период диагенеза подверглись окремнению.

Наряду с аморфным кремнеземом и карбонатом из других вторичных минералов, в брекчиях иногда встречается пирит, образующий мелкие конкреционные стяжения среди цементирующего материала. Необходимые для его формирования сульфатные компоненты, по-видимому, выносились циркулирующими водами из загипсованных прослоев известняков и доломитов нижнего кембрия при выщелачивании.

В разрезе кремнистая и кремнисто-карбонатная брекчии всегда имеют с подстилающими и перекрывающими породами резкие, отчетливые контакты. Чаще всего этот литогенетический тип наблюдается в основании осадочных комплексов карстовых озер или прибортовых осадков поймы и крайне редко подстилает русловые песчаные образования. Иногда элювиально-делювиально-пролювиальные шлейфы, переслаиваясь с указанными фациальными комплексами, образуют по нескольку самостоятельных прослоев (см. фиг. 24).

2. Грубозернистый совершенно не отсортированный песчаник, нередко переходящий в сцементированный хрящ и щебень. Этот литогенетический тип образуется при разрушении древних кристаллических метаморфизированных архейских и протерозойских комплексов. До некоторой степени аналогичный в гранулометрическом отношении материал возникает и при дезинтеграции траппов. Большая часть обломков во всех слагающих породу фракциях имеет остроугольный неокатанный облик, и только незначительный процент обломков несет на себе следы слабой механической обработки.

По структурным параметрам данный литогенетический тип трудно уложить в рамки какой-либо определенной гранулометрической группы, так как размерность обломочной части варьирует в очень широких пределах: от алевро-пелитового материала, заполняющего промежутки между более крупными обломками пород, до мелких глыб, достигающих 25—30 *см* в поперечнике, причем постоянного соотношения обломков различных размеров не наблюдается. Несколько у́же диапазон смешивающихся фракций у продуктов выветривания траппов. Здесь меньше дресвяно-щебневого материала, и основную массу элювиально-делювиально-пролювиальных образований составляют темно-серый и бурый мелкозем и валуны. Это связано с концентрически-скорлуповатой отдельностью диабазов. Разрушаясь, они часто дают шарообразные формы, верхний слой или корка которых при дальнейшем разложении превращается в тонко измельченную массу, тогда как более устойчивые ядра сохраняются и затем покрываются накапливающимся мелким материалом.

Растительные остатки встречаются крайне редко, только в единичных случаях удается наблюдать либо небольшое количество мелкоперетертой углистой крошки, либо мелкозернистые сажистые примазки в цементирующей массе. В аллювиальных накоплениях преляхской свиты в районе г. Мирного и в верховьях р. Ыгыатты встречаются такие своеобразные остатки, как обрывки мало деформированных корневищ папоротников и стволов гинкговых, иллюстрирующие кратковременность процесса формирования делювия.

Как и кремнисто-карбонатная брекчия, данный литогенетический тип развивается на контакте юры с подстилающими породами, охватывая скло-

ны и подножия юрских возвышенностей плащеобразными россыпями, однако в отличие от нее не образуют мощных скоплений.

3. Разнозернистые песчаники с включениями обломков, линз и окатышей глинистого материала и конглобрекчии, сцементированные песчано-глинистым материалом.

Этот литогенетический тип характерен для основания юрского разреза тех участков юрских впадин, где субстратом мезозоя являются песчаники, алевролиты и аргиллиты верхоленской свиты кембрия (верхний кембрий), ордовика и верхнего палеозоя.

Малая устойчивость терригенных осадочных образований палеозоя, а также их механический состав и структурные особенности в значительной степени обусловили преимущественно гранулярную дезинтеграцию пород при образовании элювиально-делювиально-пролювиальных продуктов.

Песчаный и алеврито-пелитовый материал исходных осадков, перемешанный в самых различных пропорциях, составляет главную часть элювиально-делювиально-пролювиальных накоплений. Щебневой или мелкоглыбовой дезинтеграции подвергались плотные разности алевролитов и аргиллитов, прослои которых наиболее часто встречаются в красноцветных верхнекембрийских осадках. В этом случае свалы угловатой и угловато окатанной щебенки, сцементированные мелким материалом, содержащим глинистые окатыши, образуют горизонты и линзы брекчий.

Структурные параметры зерен песчаной и алевритовой фракций данного литогенетического типа всецело зависят от таковых материнской породы и вследствие этого не имеют диагностического значения. При перемещении разрушенных остатков кластических пород, содержащих хорошо окатанный материал, могут образовываться галечные отложения с высокой степенью окатанности. Но плохая отсортированность кластического материала и общий характер залегания таких пород позволяют выяснить их генетическую природу. Таковы делювиальные шлейфы в составе укугутской и преляхской свит, сформированные за счет разрушения конгломератов верхнего палеозоя.

Минералогический состав элювиально-делювиально-пролювиальных отложений, относящихся к данному литогенетическому типу, целиком отражает состав исходных пород.

На породах верхоленской свиты преимущественным распространением пользуются обломки зеленых аргиллитов и алевролитов с красно-бурыми разводами, в глинистой составляющей которых преобладают гидрослюды. Зерна песчаной размерности имеют в основном кварцевый или полевошпатовый состав. Некоторые куски пород скреплены карбонатным цементом, выпадавшим из растворов, образованных при растворении мергелистых прослоев в верхнекембрийском субстрате.

Там, где постелью юрских отложений служат песчаники ийской свиты нижнего ордовика, в элювиально-делювиально-пролювиальных отложениях превалирует кварц, достигая 80—90%.

Минералогия продуктов разрушения верхнепалеозойских песчаников имеет довольно много объединяющих черт с минеральным составом аналогичных образований на породах ордовика.

АЛЛЮВИАЛЬНАЯ ГРУППА ФАЦИЙ

На территории Канско-Вилюйского прогиба эта группа фаций является доминирующей. Относимые к ней осадки составляют 80—85% разреза юрских отложений. Среди отложений, относимых к этой большой группе, можно выделить: фации предгорного руслового аллювия, пристрежневые, русловых отмелей и собственно фации поймы. Русловые отложения, образовавшиеся в условиях повышенной динамики среды, пред-

ставлены песчаниками средне- и крупнозернистыми, гравелитами и, реже, конгломератами. Последние встречаются в основном там, где широким распространением пользуются фации предгорного аллювия. Пристрежневая часть руслового аллювия сложена мелкогалечными конгломератами на юго-востоке и северо-западе Иркутского бассейна: на юге Рыбинской впадины и на западе Канско-Тасеевской. По мере удаления от основных источников сноса конгломераты постепенно сменяются гравелитами и крупнозернистыми песчаниками. При этом коэффициент сортировки и медианный диаметр изменяются в довольно широких пределах: S_0 от 7—10 и выше, до 2,14; Md от 5—7 *мм* до 0,47 *м*. Состав обломочного материала конгломератов, гравелитов и песчаников претерпевает значительные изменения по мере удаления от областей питания. Отложения пристрежневых фаций Аршан-Тулунского профиля вблизи от области сноса содержат до 37% обломков метаморфических и магматических пород, до 8% обломков осадочных пород, а в удалении от нее обломки осадочных пород составляют уже 25%, обломки магматических и метаморфических пород, представленных в основном жильным кварцем и кварцитами, составляют около 5%. Текстурные особенности осадков пристрежневой фации достаточно подробно были описаны как для современных (Лазаренко, 1964), так и для древних осадков (Ботвинкина, 1952). Нами проведены наблюдения над косой слоистостью русловых фаций с различной динамикой среды. Особенно четко проявились все характерные черты текстур в песчаниках, вскрытых искусственными карьерами вблизи г. Тулуна и пос. Ирша-Бородино (табл. IV, *5*). Здесь хорошо видно, что гравелиты и мелкогалечные конгломераты пристрежневой части русла или начала ритма имеют неотчетливую косую слоистость, подчеркнутую ориентировкой галек или крупными обрывками обугленных растительных остатков. Если сортировка обломочного материала средняя, т. е. S_0 около 4, и отсутствуют растительные остатки, то элементов косых серий можно не увидеть вообще. Поэтому очень часто в основании ритмов отмечается массивная текстура песчаников и гравелитов. Для большинства осадков пристрежневой части русла характерна крупная косая слоистость, однонаправленная, иногда со сходящимися слойками. Углы наклона косых серий колеблются от 15 до 35°. В каждом отдельном слое или серии слоев наблюдается изменение гранулометрического состава зерен от более крупных внизу к более мелким в конце такой серии. Такая ритмическая сортировка в слоях наблюдается в песчаниках Ирша-Бородинского карьера, где средний размер зерен изменяется от 4 *мм* в основании слоя до 0,27 *мм* в конце. Кроме того, снизу вверх улучшается сортировка зерен, а слоистость становится более ярко выраженной.

Растительные остатки, встреченные в отложениях русловых фаций, часто свидетельствуют о скорости транспортировки обломочного материала. Крупные древесные остатки — стволы деревьев, пни, обугленные или минерализованные корневища — могли транспортироваться только в центральной части русла потока с высокой скоростью течения. Нахождение подобных растительных остатков в районе поселков Аршан (Тулунский), Икей, Бородино среди гравелитов и мелкогалечных конгломератов позволяет с уверенностью оконтурить участки распространения русловых осадков с повышенной динамикой среды. Русловые фации с ослабленной динамикой среды, вероятно, аналогичны выделенной Лазаренко (1964) фации русловых отмелей. Эти отложения представлены песчаниками средне- и крупнозернистыми. Характерными особенностями этих осадков являются меньшая крупность обломочного материала, уменьшение значений Md до 0,07 *мм* и S_0 до 1,8 при среднем значении $Md = 0{,}23 - 0{,}55$ *мм*, $S_0 = 1{,}76 - 2{,}8$.

Текстурные особенности прирусловых песчаников подчеркиваются, как правило, распределением мелкого растительного детрита. Слоистость вы-

ражена достаточно четко. Косые серии и группы слоев имеют небольшую мощность, порядка 20—30 *см*, в отличие от предыдущей фации, где отмечались косые серии мощностью до 5 *м*. Отмечены следующие типы слоистости: мелкая, косая, разнонаправленная, косо-волнистая, с небольшими (5—7°) углами падения слойков, волнистая прерывистая типа ряби течения, слоистость обтекания. Русловые отложения потоков с ослабленной динамикой среды характерны не только для кривых частей русла, примыкающих с двух сторон к его стрежневой части, но и для аллювиальных бассейнов, формировавшихся в платформенной части Саяно-Вилюйского прогиба в условиях небольшого эрозионного вреза и общей ослабленной динамики потока. Наиболее широко формировались эти осадки на северо-западе и в центральной части Иркутского бассейна в конце черемховского времени и в пределах Абанского месторождения в конце переяславского времени. Аллювиальная группа фаций объединяет большое количество литогенетических типов пород, на краткой характеристике которых мы остановимся ниже.

Конгломераты фации предгорного руслового аллювия формировались в русловых водных потоках с большой транспортирующей энергией на тех участках продольных профилей долин, где происходило его заметное выполаживание. Очевидно, что местами наиболее заметных перегибов продольного профиля были предгорные периферии аллювиальных равнин, и именно здесь, благодаря резкому перепаду скоростей течения, сгружалась основная масса грубообломочного материала. Таким образом, юрские толщи в определенном стратиграфическом интервале оказались насыщенными конгломератовыми отложениями. Подчеркивая известную возрастную ограниченность конгломератов значительной мощности, нам тем самым хочется обратить внимание на тот факт, что типичные горные реки, способные переносить крупноразмерные обломки; не существовали на протяжении всего периода юрского осадконакопления, а были характерны только для отдельных отрезков времени, когда рельеф основных окружающих водосборных площадей обладал высоким энергетическим потенциалом. При выходе рек с большими скоростями течения, достигавшими, судя по размерам переносившихся обломков, 4 *м/сек*, из горных областей на равнинные пространства аккумулятивных зон они постепенно теряли черты горных и превращались в обычные равнинные реки. Поскольку конгломераты нельзя отнести к фациям равнинного руслового аллювия, целесообразнее присоединить их к русловым фациям предгорий, оттеняя, таким образом, особое пространственное положение этих осадков в ландшафтной зоне и имея в виду транзит обломочного материала типичными горными реками.

Изучение окатанности обломочного материала, его сортировки, степени уплощенности и изометричности, а также площадного распределения подтверждает принадлежность конгломератов к русловым фациям предгорий. Как видно из табл. 12, коэффициент изометричности юрских галек равен 1,0—1,3, а коэффициент уплощенности 0,6. И если учесть, что вычисленные структурные коэффициенты, по данным С. Г. Саркисяна и А. Г. Климовой (1955), находятся в пределах 0,5—0,9 (уплощенность) и 1,0—2,2 (изометричность), то отнесение галечного материала к названной фации не будет вызывать сомнений.

Цифровые значения окатанности гальки конгломератов колеблются в пределах 50—65%. Более или менее одинаковая обработка обломочного материала в пунктах, удаленных на разные расстояния от источников сноса, по всей вероятности, связана с тем, что, как показали эксперименты Уэнтворса (Wentworth, 1935) и Крумбейна (Krumbein, 1941), быстрое изменение окатанности происходит только на первых километрах и десятках километров, а затем форма обломков меняется крайне медленно.

Как правило, конгломераты являются массивными неслоистыми поро-

дами, но иногда и особенно там, где они достигают значительных мощностей (побережье оз. Байкал, южная оконечность Иркутского бассейна, укугутская свита Вилюйской впадины), удается отметить неотчетливую крупномасштабную горизонтальную слоистость, проявляющуюся за счет ритмического переслаивания грубообломочного материала. Эти слои выделяются благодаря прослоям крупных галек, а часто и валунов (0,4×0,5 *м*), которые прослеживаются в обнажениях на расстоянии до 50 *м*.

Петрографический состав юрских галек весьма разнообразен, но тем не менее для определенных участков каждой юрской депрессии (Иркутский бассейн) или для впадины в целом (Приангарский бассейн), количественные соотношения слагающих их типов пород остаются приблизительно постоянными (см. табл. 12).

Таблица 12

Основные структурные параметры юрских галек

Бассейн	Пункты изучения гальки	Окатанность, %	Коэффициент сортировки	Коэффициент изометричности	Коэффициент уплощенности	Средний диаметр, *см*
Иркутский	Падь Крестовая	57,7	1,6	1,3	0,6	4,8
	Река Большая	55,0	1,52	1,0	0,6	5,1
	Река Горная	50,80	1,52	1,0	0,6	4,2
	Падь Широкая	60,50	1,6	1,1	0,6	5,0
	Падь Солонянка . . .	64,85	1,4	1,1	0,6	5,2
Приангарский	Река Хайрюзовка . . .	44,77	Не опред.	Не опред.	Не опред.	Не опред.
	Водораздел рек Ангары и Парты	33,4	» »	» »	» »	» »
	Река Кутарей	43,1	» »	» »	» »	» »

Эффузивные породы представлены кварцевыми порфирами, кварцевыми кератофирами, кварцевыми альбитофирами и ортофирами и андезитовыми порфиритами. Среди перечисленных эффузивов преобладают кварцевые порфиры и кварцевые кератофиры, несколько реже встречаются кварцевые альбитофиры, а ортофиры и андезитовые порфириты наблюдаются в единичных гальках.

В Иркутском угленосном бассейне имеются также указания на наличие туфов в составе гальки конгломератов.

Среди интрузивных пород первостепенное значение имеют нормальные, щелочные, биотитовые и мусковит-биотитовые граниты, которым подчинены гранодиориты, кварцевые диориты, роговообманковые диориты, сиениты, пегматиты и долериты. Последние присутствуют только в непосредственной близости от трапповых массивов.

Из метаморфических пород характерны разнообразные кристаллические сланцы (кварц-мусковитовые, серицит-хлоритовые, хлоритовые, эпидотовые и др.), гранито-гнейсы, фенитизированные граниты и роговики.

Галька осадочных пород в юрских конгломератах наблюдается довольно редко. Здесь обычно концентрируются плотно сцементированные песчаники и алевролиты, несущие на себе следы температурных или динамических воздействий. Последнее находит отражение в хлоритизации цемента, полевых шпатов, обломков пород, сильной регенерации кварцевых зерен, придающей кварцевым песчаникам облик кварцитов, и в чрезвычайно плотной упаковке обломочного материала.

В некоторых случаях существенную роль в составе конгломератов играют не сами осадочные породы, а их «производные», как, например, окатанные обломки кремней, образованные из кремнистых стяжений в карбонатных породах.

Грубообломочные конгломератовые осадки предгорных русловых фаций большей частью цементируются плохо отсортированным разнозернистым песчаником. Количество цементирующего материала незначительное: гальки плотно соприкасаются друг с другом, а песчаник заполняет свободное пространство между ними. Иногда он образует и самостоятельные линзующиеся прослои мощностью до 30 *см*, где концентрируется органический материал в виде углефицированных, беспорядочно рассеянных и деформированных стеблей хвойных и папоротников.

На контакте с подстилающими карбонатными породами в нижних горизонтах конгломератовых толщ изредка наблюдаются участки с кремнистым цементом, конфигурация которых свидетельствует о вторичной, наложенной природе окремнения.

Железистый или, точнее, ожелезненный песчаный цемент, также образованный в результате постседиментационных процессов, наоборот, развивается в верхних зонах грубообломочных отложений и обязан своим происхождением окисляющему действию грунтовых и поверхностных вод.

Фация равнинного руслового аллювия среди юрских толщ является доминирующей. Относимые к ней осадки составляют 60—70% от всей группы аллювиальных отложений. Среди этих отложений можно выделить два литогенетических типа.

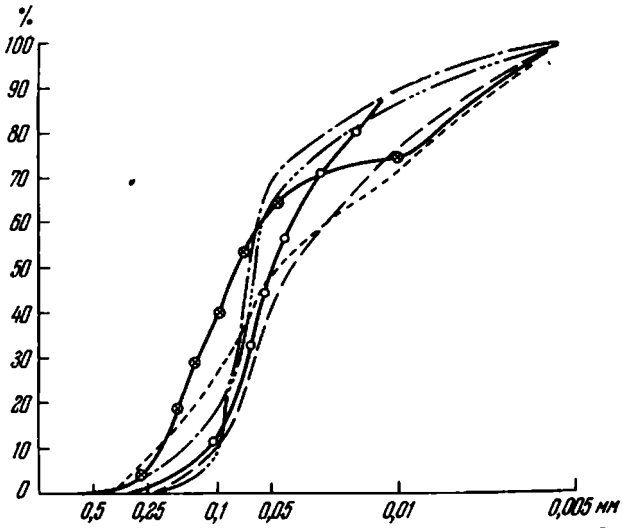
1. Песчаник крупнозернистый, среднезернистый, очень редко мелкозернистый, с включениями гальки, мелких валунов, угловатых обломков алевролитов и аргиллитов. Осадки, слагающие этот тип, формировались непосредственно в русле реки, накапливаясь в центральных частях речных потоков, где динамика водной среды была наибольшей. По аналогии с фациальной дифференциацией современных аллювиальных осадков эти отложения соответствуют перлювию и пристрежневому аллювию, грубокластический материал которых покрывает дно рек в самых глубоких местах (Шанцер, 1951; Ламакин, 1950; Николаев, 1947). В обнажениях поверхность гравийно-галечного ложа долины фиксируется обычно по «поясковым» прослоям гальки, вкрапленной в нижние горизонты крупно- и среднезернистых русловых песчаных накоплений.

Здесь же встречаются валуны до 20 *см* в поперечнике и полуокатанный щебень, поступавший в русло при подмыве бортов долины или врезании реки в подстилающие породы.

Обилие угловатых обломков алевролитов и аргиллитов наблюдается чаще всего в основании глубоких эрозионных врезов, возникавших в инстративную фазу развития речной долины. Соответствующий этой фазе аллювий в ископаемом состоянии полностью не сохраняется, так как поступающий в русловой поток рыхлый материал в период эрозионного углубления лишь временно задерживается на дне реки. Поэтому эрозионные врезы выполнены преимущественно песчаным русловым комплексом констративной фазы аллювия. Тем не менее на дне реки всегда присутствует слой руслового аллювия, способный захороняться в констративную фазу, т. е. в период, когда начинают господствовать процессы аккумуляции. Таким образом, несмотря на то, что в ископаемых русловых фациях мезозоя доминирует констративный аллювий, наличие накоплений инстративной, а тем более перстративной фаз развития речной долины не исключено. В этой связи грубозернистые плохо отсортированные песчаники, содержащие большое количество неокатанных обломков нижележащих пород, по-видимому, являются инстративными. Разграничение хотя бы и в общем виде руслового фациального комплекса пород на отложения, соответствующие стадиям врезания, равновесия и аккумуляции реки, важно в том отношении, что шлиховые концентрации минералов в них неравнозначны. Практический интерес в этом смысле представляют накопления инстративной фазы, в то время как перстративные и констративные никогда не содержат богатых россыпей (Карташов, 1961).

При рассмотрении структурных особенностей русловых песчаников нельзя не обратить внимания на их гранулометрическую неоднородность. Как показывают результаты механического анализа, для большинства образцов трудно указать преобладающую фракцию. Обычно наблюдается смещение приблизительно равных количеств крупно- и средне- или средне- и мелкозернистых размерностей, среди которых всегда можно встретить обломки более 1 *мм* в диаметре.

Широкий гранулометрический диапазон русловых осадков хорошо отображается в конфигурации нарастающих кривых (фиг. 26), пологий



Фиг. 26. Кумулятивные кривые русловых осадков (по данным шести образцов)

подъем которых обусловливает значительное расхождение величин большего (25%-ного) и меньшего (75%-ного) квартилей, вследствие чего коэффициент сортировки не снижается ниже 2, изменяясь в пределах от 2 до 5. Согласно классификации Н. М. Страхова (1954 г.), в указанный интервал укладываются средне и плохо отсортированные отложения, осаждавшиеся в водной среде с высокой степенью турбулентности, что еще раз подтверждает принадлежность рассматриваемых песчаников к русловой фации аллювия.

Изношенность обломочного материала в породах фациального комплекса равнинного русла невелика. Цифровое значение окатанности, определенное по кварцу, нигде не превышает 25—30%. Это также в какой-то степени является показателем условий переноса. В потоке с высокой турбулентностью и интенсивным поступательным движением воды большая часть обломков песчаной размерности передвигается не посредством перекатывания, а путем сальтации и скачков. При таком способе передвижения истирание частиц в процессе переноса было незначительным.

Динамика среды отложения отчетливо запечатлена и в текстуре пород. Основной тип слоистости — крупная, косая, однонаправленная (мощность косых серий от 25 *см* до 5 *м*). По морфологии косых слойков выделяются две разновидности косой слоистости: диагональная, у которой слоевые швы ориентированы под одним углом, и вогнутая, характеризующаяся непостоянным наклоном косых слойков в пределах серии (табл. I, *1*, *2*). В последнем случае слойки, выполаживаясь книзу, как бы подстилают друг друга. На срезах, перпендикулярных направлению потока, слоистость мульдообразная. Здесь поверхности контакта смежных косых серий наклонены в противоположные стороны или выгнуты, а сами слойки

параллельны нижним серийным швам (табл. I, *3*, *4*). Угол падения слойков, принадлежащих одной косослоистой пачке, обычно постоянен, но от серии к серии меняется с тенденцией к уменьшению наклона в разрезе осадков снизу вверх. Многочисленные замеры показывают, что эти наклоны не выходят за пределы 15—30°.

Границы между косыми сериями довольно отчетливые и представляют собой маломощные (3—10 *см*) прослои тонкозернистого материала с горизонтальной слоистостью. Особенностью слоистости русловых песков является ритмическая сортировка зерен в косых слойках.

Это явление, весьма типичное для осадков, сформированных водными потоками, заключается в закономерном уменьшении крупности обломков от основания каждого косого слойка к его кровле. Такая упорядоченная гранулометрическая неоднородность материала и обусловливает отчетливость косослоистой текстуры, наиболее хорошо выраженной там, где конечные размеры фракций в слойках сильно различаются.

В разрезе юрских толщ данный литогенетический тип слагает основания ритмов, залегая на подстилающих породах с размывом, который хорошо устанавливается либо по извилистой линии контакта, либо по резкой смене гранулярного состава. Переход от песчаников русловой фации к перекрывающим отложениям прирусловых валов или краевых участков пойм, как правило, постепенный, почти неуловимый и только в редких случаях отчетливый.

2. Мелкозернистые песчаники и иногда алевролиты, постепенно сменяющие в вертикальном разрезе грубозернистые осадки русла, сопряженные парагенетически как с ними, так и с перекрывающими отложениями поймы. По существу они представляют собой связующее звено между указанными осадочными образованиями. В фациальном отношении эти породы принадлежат к осадкам прирусловых валов, формирование которых происходило в краевых участках руслового потока, где режим аккумуляции приближался к пойменному. Поэтому в одинаковой мере они могут быть также причислены и к фациальному комплексу внешней поймы. Переходный характер отложений хорошо проявляется в текстуре породы. С одной стороны, здесь наблюдается типичная для русловых фаций косая слоистость, правда, более мелкого масштаба, а с другой — появляются горизонтальные слоистые серии. Однако в целом основным типом слоистости продолжает оставаться косая. Так же как и у вышерассмотренного литогенетического типа, в песчаниках прирусловой отмели по форме рисунка выделяются диагональная и сходящаяся разновидности косой слоистости, только мощности косых серий тут не превышают 25 *см*, а углы наклона отдельных слойков более пологи (от 10—15 до 15—20°) и серийные швы не всегда достаточно четко выражены. Таким образом, слоистость может быть охарактеризована как мелкая, косая, однонаправленная (табл. II, *1*, *2*).

Интенсивная подвижность водной среды определила также характер сохранности растительных остатков и форму их захоронения. Основная масса органического материала концентрируется, главным образом, в основании песчаников руслового генезиса в виде грубого, беспорядочного свала углефицированных обломков стеблей и стволов хвощей и крупных папоротников. Мелкие обрывки растений часто образуют криволинейно изогнутые линзы витрена, до некоторой степени подчеркивающие слоистость (табл. I, *5*, *6*).

Еще одной отличительной особенностью косой слоистости осадков прируслового фациального комплекса является некоторая ее усложненность, что прежде всего выражается в конфигурации серийных швов. В отличие от русловых песчаников, у которых границы между косыми сериями всегда прямолинейны (если не принимать во внимание поперечных срезов), в отложениях краевой части русла нередко наблюдается

волнистая поверхность раздела косослоистых пачек, в результате чего слоистость приобретает косо-волнистый облик.

В тех случаях, когда рисунок слоистости прерывистый, т. е. наблюдаются лишь отдельные фрагменты косо-волнистой текстуры, напоминающие мелкие «пучки» или «перья» (табл. II, *3*), они образуют «перистую» разновидность косой слоистости. «Перистая» и косо-волнистая слоистости, по-видимому, являются одним из наиболее существенных генетических признаков прирусловых осадков, поскольку в них находит свое отражение сложная динамика водной среды, возникающая на прибрежных песчаных отмелях реки, где на поступательное движение воды (потоковый тип) накладываются колебательные, волнообразные движения, усложняющие текстурный рисунок осадка.

Горизонтально-слоистые серии в отложениях прирусловой отмели встречаются несколько реже косых. Обычно слойки в них горизонтально-волнистые, прерывистые, нередко переходящие в мелкие косые (табл. II, *4*). Необходимо отметить, что горизонтально-волнистая слоистость содержит элементы косо-волнистой, причем переходы между ними настолько постепенны и незаметны, что порой бывает очень трудно их разграничить.

Четкая выраженность слоистой текстуры в породах прирусловой отмели обусловлена наплывом тонко измельченной органики, чешуек слюды и глинистого материала на плоскости наслоения, подчеркивающих малейшие изгибы слоевых и серийных швов.

Глинистый материал в отложениях, принадлежащих данному литогенетическому типу, присутствует не только в виде тонких пропластков, выстилающих поверхности наслоения, но и образует небольшие (5—10 *см*) линзовидные прослои, возникновение которых, вероятно, связано с периодическими заилениями прирусловых отмелей.

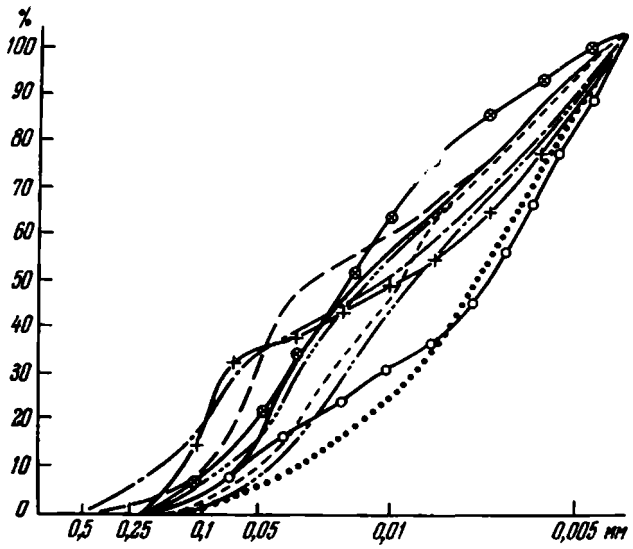
Неустойчивость гидродинамического режима по периферии руслового потока, а следовательно, и неустойчивость режима осадконакопления находят свое отражение также в частом переслаивании мелкозернистого и алевритового материала. Лучше всего это наблюдается в верхних горизонтах осадков прирусловых валов, где они переходят в пойменные отложения, т. е. там, где больше сказывается влияние паводковых вод. Весьма характерно, что алевролиты, как правило, переполнены мелким растительным детритом, придающим им, по сравнению с песчаниками, более темную окраску.

Если рассматривать структурные особенности пород прирусловой комплекса, то они, за исключением размерности, мало чем отличаются от русловых. Несмотря на некоторое улучшение сортировки обломочного материала, в целом для описываемого литогенетического типа она все еще остается низкой (коэффициент сортировки 2—3) и по сути дела полностью укладывается в рамки, ограничивающие колебания значений коэффициента сортировки, установленные для отложений русла. Так же обстоит дело и с окатанностью — как и в породах руслового фациального комплекса, здесь преобладают угловатые и полуокатанные обломки, и окатанность не превышает 15—18%.

Растительные остатки, наряду с тонкодисперсным углистым материалом, концентрирующимся на плоскостях наслоения, встречаются и в виде более крупного детрита: фрагментарных раздробленных веточек хвойных, гинкговых и изолированных сегментов папоротников. В Иркутском угленосном бассейне в отложениях прирусловых отмелей местами отмечаются отпечатки ферганоконх, филлопод, унионид, веснянок и поденок. Интересно, что две последние формы в какой-то степени указывают на характер среды осадконакопления, так как, по заключению О. Н. Мартыновой (письменное сообщение) и Г. Р. Колосницыной (1962), эти организмы могли обитать только в проточной воде.

В разрезах ритмов литогенетический тип фации прирусловой отмели слагает средние части, причем контакты его с подстилающими русловыми и перекрывающими пойменными осадками обычно постепенные. Мощность отложений прирусловых валов не превышает 10—15 *м*.

Пойменный комплекс фаций по сравнению с русловым является более сложным. Отложения, принадлежащие данному фациальному комплексу, довольно легко расчленяются на несколько генетических типов, каждый из которых отображает вполне определенные условия осадконакопления пойменного аллювия. Собственно пойменные отложения, формирование которых происходило только во время паводков, представлены серыми и темно-серыми алевролитами или, что значительно реже, аргиллитами. Мелкозернистый песчаный материал встречается здесь в крайне ограниченных



Фиг. 27. Кумулятивные кривые пойменных отложений (по данным десяти образцов)

количествах, образуя маломощные (3—5 *см*) линзообразные прослои среди доминирующих осадков алевритовой размерности, либо равномерно распределяется в них как примесь. Таким образом, основной гранулометрический диапазон пойменного аллювия находится в пределах фракции 0,1—0,001 *мм*, причем преобладающая масса обломков имеет диаметр больше 0,01 *мм*.

Отсутствие средне- и крупнозернистых частиц и незначительное содержание самостоятельных глинистых прослоев подчеркивают специфичность динамики полых вод: с одной стороны, ее ослабленность, в результате чего воды были не способны транспортировать крупный материал, а с другой — наличие постоянного направленного течения, не позволявшего полностью осесть пелитовой фракции. Поэтому из взвеси успевала выпасть главным образом алевритовая размерность, скорость осаждения которой в 400 раз превышает скорость осаждения глинистой (Rubey, 1933).

Низкая отсортированность пойменных отложений наглядно отражается в конфигурации кумулятивных кривых (фиг. 27), а именно в их спрямленности и пологом наклоне. Коэффициенты сортировки осадков пойменного генезиса во всех проанализированных образцах не ниже 3 и не выше 7, т. е. отсортированность обломочного материала, транспортировавшегося паводковыми водами, значительно хуже, чем у осадков, сформировавшихся в русловых потоках, и они, таким образом, могут быть отнесены к категории плохо отсортированных (средний коэффициент сортировки 4,1).

Так как транзит обломков осуществлялся во взвешенном состоянии, в период переноса они почти не подверглись абразии, сохранив первоначальную угловатую форму. Характер движения водной среды, помимо структурных признаков, отражает также текстуру породы. Основными типами слоистости в осадках поймы являются горизонтальная, горизонтально-волнистая и косо-волнистая.

Как видно из приводимых рисунков (табл. II, *1*, *2*; табл. III, *3*, *4*), в отличие от аналогичных разновидностей слоистости прирусловых отмелей, пойменные типы более мелкосерийны, отчетливее выражены и менее прерывисты.

В горизонтально-волнистых пачках высота волн колеблется от 5—6 *мм* до 1 *см*, а их амплитуда не превышает 3—5 *см*. Как в горизонтальных, так и в горизонтально-волнистых сериях чрезвычайно тонкие, едва достигающие 2—3 *мм* слойки образуют очень характерную, типичную для пойменного аллювия «ленточную» слоистость. Весьма любопытна еще одна деталь, наблюдаемая только среди отложений данного литологического типа. Перечисленные выше разновидности слоистой текстуры вполне закономерно чередуются в вертикальном разрезе: косо-волнистые серии всегда сменяются горизонтально-волнистыми, а последние — горизонтальными (табл. III, *5*).

В осадках пойменного генезиса наряду с мелким встречается и крупный растительный детрит, но располагается он не беспорядочно, как это имеет место в русловом фациальном комплексе пород, а ориентирован параллельно напластованию и приурочен обычно к отдельным маломощным (10—20 *см*) линзовидным прослоям. Кроме того, обломки стволов и стеблей, погребенные в пойменном аллювии, почти совершенно не деформированы, если не считать слабого уплощения, связанного с постседиментационным уплотнением осадка. Наконец, еще одним отличием крупных остатков растений на поймах от аналогичного по размерам руслового детрита является то, что цилиндры стволов, как правило, не углефицированы, а сидеритизированы или окремнены, благодаря чему в поперечных срезах часто видны годичные кольца. Но даже в тех единичных случаях, когда мы сталкиваемся с углефикацией стеблевых частей растений, она по своему характеру не идентична углефикации растительных остатков, наблюдаемой в русловых песчаниках, поскольку в последних они витренизированы, тогда как в осадках пойменной фации органический материал фюзенизирован.

Более мелкие остатки растений представлены листьями и обрывками листьев *Phoenicopsis*, *Pityophyllum* и *Sphenobaiera*, вайями *Cladophlebis* и пучками *Czekanowskia*.

Изредка наблюдаются отпечатки семян, например *Pityospermum*, а в верхних горизонтах пойменного аллювия, преимущественно подугольных, встречаются вертикальные корневые отпечатки. Незначительная длительность транспортировки остатков растений, произраставших в своем большинстве непосредственно вблизи мест захоронения, обусловила удовлетворительную и хорошую сохранность листьев, летучек и других нежных элементов.

Фауна в отложениях поймы встречается редко, единичные отпечатки ферганоконх и филлопод зафиксированы только в Иркутском бассейне.

Описываемый литогенетический тип слагает верхние тонкозернистые части ритмов, увенчивая их разрезы, или подстилает угольные пласты и осадки вторичных напойменных водоемов. Наиболее распространенный характер контакта с подстилающими и перекрывающими породами — постепенный.

Заканчивая характеристику пойменных наносов, следует подчеркнуть тот факт, что в отличие от аллювия современных рек, где пойменные осадки редуцированы (Шанцер, 1951), в ископаемых речных осадках юрских

отложений Иркутского амфитеатра они пользуются довольно широким распространением, причем в отдельных случаях даже преобладают над всеми другими фациальными комплексами пород. Поэтому нельзя целиком согласиться с утверждениями некоторых исследователей, что пойменные фации не переходят в ископаемое состояние из-за их незначительной мощности и размыва при формировании многоярусных аллювиальных толщ (Колотухина, 1952). Как известно, теоретически возможная мощность пойменного аллювия количественно определяется превышением уровня высоких вод над уровнем меженных, которое неодинаково у рек с различными гидрологическими режимами; в среднем эту величину можно считать около 10—15 *м*, хотя в некоторых крупных реках она в два раза выше. Практически же мощность наносов зависит от объема взвешенных наносов в твердом стоке реки. По данным Г. И. Шамова (1949), у равнинных рек умеренного пояса, таких, как Волга, Обь, Дон и другие, он оценивается от 7 до 25—30 млн. *т* в год, а у рек южных широт (Амазонка, Меконг, Ганг, Тигр и Евфрат) — в 500—1000 млн. *т*; приблизительно такое же количество материала несут воды Миссисипи (Страхов, 1960). Таким образом, при большой загруженности реки взвесями накопление 10—15-метровой толщи пойменных отложений является довольно обычным и не требует слишком много времени. Как сообщают Данбар и Роджерс (1962), в период только одного мартовского паводка р. Миссисипи в 1913 г. на пойме отложилось около 7,5 *см* алеврита.

В условиях прогибания впадины, вмещающей ложе реки, когда интенсивность глубинного врезания реки почти не ощущается, при формировании аллювия нового яруса большая часть пойменных осадков, безусловно, сохраняется в разрезе. Следовательно, полагать, что в многоярусных аллювиальных толщах отложения пойм отсутствуют только на основе рудиментации таковых в современных многоярусных речных осадках, нельзя, поскольку в большинстве случаев последние могли образоваться без сколько-нибудь заметных движений отрицательного знака (Шанцер, 1951).

Фации стариц, в отличие от русловых и собственно пойменных в период юрского осадкообразования, так же как и в современную эпоху, не были широко распространены, в результате чего отложения этого фациального типа в мезозойских толщах Канско-Вилюйского прогиба встречаются спорадически, слегка сравнительно небольшие маломощные линзы (от 2 до 6 *м*). Сюда отнесены очень слабо отсортированные песчано-глинистые осадки, часто обогащенные органикой и окрашенные преимущественно в темные тона (темно-серые, бурые, зеленоватые), с так называемой «неправильной» слоистой текстурой. Н. И. Николаев (1947), Е. В. Шанцер (1951) и другие исследователи (Ботвинкина и др., 1954), накопления стариц обычно выделяют в самостоятельный фациальный комплекс. Мы же сочли возможным включить их в фациальный комплекс осадков поймы, принимая во внимание тот факт, что в конечном итоге они в значительной мере обязаны своим происхождением полым водам.

Основными литологическими разновидностями старичного аллювия являются алевролиты и аргиллиты. Характерно, что в аргиллитах, наряду с пелитовым материалом, состоящим главным образом из гидрослюд, всегда присутствует то или иное количество угловатых обломков песчаной размерности — кварца и полевых шпатов, поверхность которых нередко корродирована. Этот более крупный материал лишь в редких случаях располагается упорядоченно, образуя некоторое подобие микрослоистости, и чаще неравномерно вкраплен в основную массу. С другой стороны, при макроскопических наблюдениях нетрудно видеть, что среди алевролитов и аргиллитов песчаники слагают мелкие линзовидные прослои, причем количество их обычно уменьшается от основания к верхним горизонтам старичного аллювия. В этом отражается своеобразие режима осадконакопления в покинутых руслах.

Неправильно слоистые текстуры, упоминавшиеся выше, с причудливо изогнутыми слойками (табл. III, *6*) формировались в результате нарушения первичной слоистости оползневыми явлениями. Иногда в литературе текстуры с нарушенной слоистостью называют текстурами взмучивания (Ботвинкина и др., 1954) и связывают их образование с взвихрениями недостаточно слежавшегося тонкозернистого осадка под действием волнений, но, по-видимому, основная роль в возникновении этого типа слоистости принадлежит оползням. Изменение первичной текстуры происходило и в диагенетическую стадию при уплотнении осадка. На это указывают многочисленные «зеркала скольжения» со слабовогнутой поверхностью. Происходившие по ним перемещения были незначительными, так как амплитуда микросбросов нигде не превышает 1 *см* и обычно измеряется 2—3 *мм*. При массовом развитии микропередвижек в породе она легко рассыпается на множество мелких округло-угловатых кусочков, что придает ей своеобразный комковатый облик. Такая комковатая текстура очень похожа на «кучерявчик» в каменноугольных свитах Донбасса, характерный для застойных водоемов (Жемчужников, 1948; Тимофеев, 1954). Трещины микронарушений в некоторых случаях выполнены кальцитом. В сравнении с другими литогенетическими типами алевролиты и аргиллиты старичного генезиса содержат большее количество сингенетичных минеральных включений. Подавляющее большинство их представлено конкрециями сидерита и пирита, причем последний очень часто развивается по растительным остаткам.

Остатки флоры, встречающиеся в отложениях стариц, обычно хорошей или удовлетворительной сохранности. Здесь наблюдаются листовые пластинки древесных форм и пучки тонких линейных листьев (хвойных и гинкговых), вайи крупно- и мелколистных папоротников, шишки хвойных, генеративные органы, розетки и стволы хвощей. В верхних горизонтах старичного аллювия встречаются обрывки корневых систем.

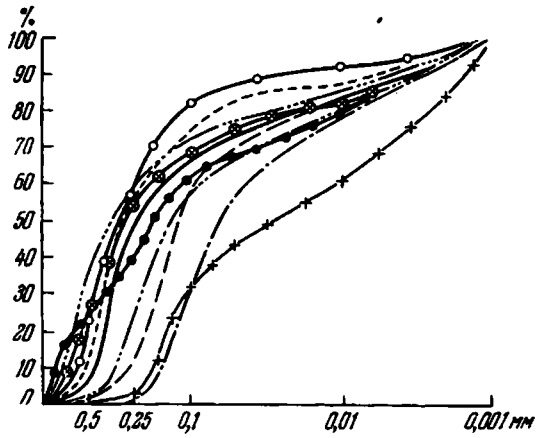
Одним из диагностических признаков осадков стариц является их тесная парагенетическая связь с русловым аллювием, всегда присутствующим в основании в виде маломощного, редуцированного слоя, с которым они имеют отчетливый, но не резкий контакт. Перекрываются старичные отложения, как правило, болотными образованиями.

На юго-востоке и северо-западе Иркутского бассейна к осадкам старичного генезиса приурочены уникальные местонахождения отпечатков насекомых: *Mecoptera, Homoptera, Odonata, Orthoptera, Coleoptera* (у сел Усть-Балея и Владимировки) и их фрагментов, настолько отчетливых, что заметны самые мельчайшие детали — антеннулы, рисунки крыльев и т. д. (Лавров, 1958; Колосницына, 1962).

ОЗЕРНАЯ ГРУППА ФАЦИИ

Сюда отнесены осадки фации вторичных напойменных водоемов или озер, которые имеют локальное распространение, главным образом тяготея к плоско-вогнутым участкам юрских впадин. Особенно широким площадным развитием они пользуются в Абанской впадине Канского бассейна, где слагают существенную часть угленосной свиты, вмещая большую часть промышленных угольных пластов. Возникновение мелких и крупных водоемов озерного типа на пойме прежде всего было связано с наличием депрессионных участков на ее поверхности, становившихся вместилищами воды в периоды паводкового затопления или подъема уровня грунтовых вод. На слабо дренируемых поймах с неглубоким залеганием подземных вод последние, по-видимому, служили главным источником питания вторичных водоемов. В отличие от стариц здесь не только отсутствует какая-либо связь с руслом реки, но часто и вообще не

улавливаются следы аллювиального режима. Вторичные водоемы, удаленные нередко на значительные расстояния от магистральных речных потоков, не сообщались с ними довольно длительные промежутки времени и на протяжении большей части своего существования развивались вполне самостоятельно. Тем не менее тесная парагенетическая сопряженность отложений вторичных пойменных водоемов с аллювиальными осадками со всей очевидностью устанавливается в разрезах юрских отложений, где они всегда перекрывают накопления русловой или пойменной фации.



Фиг. 28. Кумулятивные кривые осадков напоймен-ных озер (по данным десяти образцов)

Мало отличаясь по гранулометрической размерности от пойменных накоплений, отложения вторичных водоемов вместе с тем характеризуются целым рядом специфических особенностей.

Во-первых, внешне это более светлоокрашенные — серые, светло-серые и голубовато-серые породы с незначительным содержанием углистого материала и менее выраженной слоистой текстурой. При изучении основных структурных параметров отличие отложений напойменных озер от ранее рассмотренных литогенетических типов проступает еще отчетливее.

Крутой подъем нарастающих кривых, построенных по данным механического анализа этих осадков, и их сосредоточение в сравнительно узком поле говорят о лучшей сортировке материала в сравнении с русловыми и пойменными (фиг. 28). Расхождения величин большего и меньшего квартилей здесь уже не столь значительны. Коэффициент сортировки для озерных отложений составляет 1,5—3, в среднем 1,8. В противоположность степени отсортированности форма обломков изменяется менее заметно. Доминирующими формами обломочных зерен, как и в осадках пойм, по-прежнему, продолжают оставаться угловатые и полуокатанные. Правда, последние в количественном отношении несколько преобладают, но это очень мало сказывается на числовых характеристиках окатанности, не поднимающихся выше 25—27%. Тем не менее все же можно говорить о большей окатанности обломков в отложениях вторичных напойменных водоемов. Лучшая отсортированность и окатанность осадков озерного генезиса объясняется тем, что процесс их аккумуляции более длителен, чем у русловых и пойменных отложений.

Основной тип слоистости отложений вторичных напойменных водоемов — тонкая горизонтальная слоистость напластования, возникающая за счет чередования материала различной крупности, от мелкозернистого песчаного до глинистого, но в большинстве случаев алевритового и глинистого (табл. IV, *1—3*). Часто наблюдается утонение частиц от подошвы к кровле слойков. Подобная внутрислойная дифференциация, по всей вероятности, возникла в результате неодинаковой скорости осаждения частиц разного диаметра в спокойной воде. Если песчаный или глинистый материал залегает в алевритовых пачках в виде быстро выклинивающихся прослоев, возникают горизонтально-линзовидные текстуры (табл. IV, *1, 2*). В литологически однородных аргиллитовых или алевроли-

товых горизонтах озерных отложений слоистость выражена слабее и проявляется только там, где на плоскостях наслоения присутствует песчаная присыпка. Динамика водной среды отражена в горизонтально-волнистой и мелкой перекрестной слоистости с взаимосрезающимися сериями (табл. IV, *4*).

Количество растительного материала в осадках озерного генезиса незначительно. Мелководность водоемов обусловила хороший кислородный обмен между поверхностными и придонными слоями воды, что, с одной стороны, способствовало развитию водорослевой флоры, а с другой — препятствовало сохранению неразложившегося растительного материала. Встречаемые в осадках данной фации отпечатки фрагментов растений приурочены только к верхним горизонтам, несущим следы заболачивания. Наиболее частыми здесь являются углистые корневые остатки или их глинистые слепки. В некоторых случаях пустоты корневой системы выполнены песчаным материалом.

К этому же фациальному комплексу отложений относятся глины и аргиллиты, фиксируемые в основании юры непосредственно на контакте с подстилающими домезозойскими породами субстрата, в виде неправильных, линзообразных залежей. Это осадки карстовых западин, котловин и других отрицательных эрозионных форм рельефа юрского ложа.

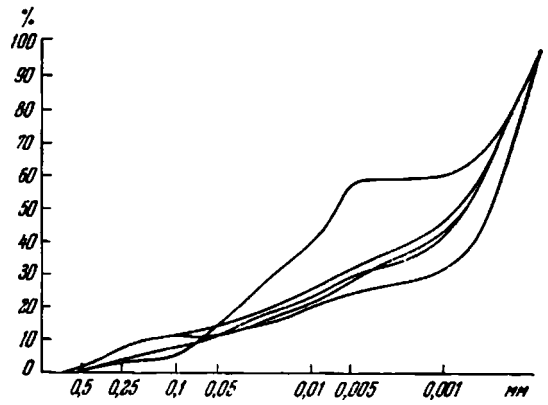
Если рассматривать данные осадочные образования только с точки зрения способа возникновения и их минерального состава и учитывать глубокую химическую переработку исходного материала, то глины и аргиллиты можно отнести к переотложенным продуктам коры выветривания или даже выделить в особую геологическую формацию — формацию коры выветривания.

Но нас сейчас больше интересует не геохимическая сторона процесса формирования базальных глинистых образований, а те физико-географические условия среды, в которых они накапливались.

Наблюдаемая в аргиллитах горизонтальная слоистость, довольно заметная значительная дифференциация обломков (в основном кремнистых и кварцевых) в залежах глин, концентрирующихся главным образом в краевых частях залежей, и, наконец, сама линзовидная форма залегания позволяют предполагать, что седиментация глинистого материала происходила в замкнутых озерах, приуроченных к неровностям доюрского рельефа. Однако эти озера не были всецело однотипны с вторичными наойменными водоемами хотя бы уже потому, что их осадки не являются составной частью аллювиальных свит и выделяются в разрезе как вполне самостоятельные горизонты, характерные исключительно для основания юрских толщ. Но исключена возможность, что в какой-то мере они обязаны своим происхождением деятельности рек, и в некоторых случаях выполняющие их отложения представляют собой реликты осадков исчезнувшей или покинувшей данный участок поверхности речной системы. Иногда глинистые отложения залегают в эрозионных формах, но все-таки основной период развития озер протекал индивидуально, вне генетической связи с аллювиальным режимом. Поэтому даже в тех случаях, когда на дне эрозионных депрессий оставался слой русловых осадков, за время существования озерного режима он перерабатывался, трансформируясь и приобретая диагностические черты озерных отложений. Необходимость выделения осадков, связанных с отрицательными формами доюрского рельефа, в особую фациальную группу диктуется спецификой их минерального и химического состава, что имеет практическое значение (залежи каолиновых глин и аргиллитов с высоким содержанием Al_2O_3), и, кроме того, отмеченным выше базальным положением, свойственным только им.

Внешне глины и аргиллиты, выполняющие неровности доюрского рельефа,— серые, голубовато-серые, зеленовато-серые и темно-серые поро-

ды, содержащие редкий или обильный кремневый щебень, зерна кварца и измененные обломки полевого шпата. Кремнистая щебенка характерна только для Черемхово-Бельской группы карстовых месторождений высокоглиноземистых аргиллитов и глин Иркутского бассейна; во всех других случаях крупнообломочная примесь представлена кварцем и полевыми шпатами (Балайское месторождение Канского бассейна и глины юго-восточной части Иркутского бассейна). Обломки кремней, как правило, почти не окатаны и редко имеют сглаженные ребра. Размер их колеблется от долей миллиметра до 2—3 *см*, составляя в среднем 1—1,5 *см*. Кварц и полевые шпаты окатаны несколько лучше, во всяком случае, здесь отсутствуют острые режущие края, наблюдаемые в обломках кремня.



Фиг. 29. Кумулятивные кривые отложения карстовых западин (средние данные по пяти скважинам)

Размер зерен кварца не превышает 1—2 *мм* и лишь в залежах глин на севере Рыбинской впадины, располагающихся в непосредственной близости от исходных кристаллических пород Енисейского кряжа, кварцевые обломки достигают 5—8 *мм*, причем общее количество их здесь иногда составляет около 50%. Как видно из кривых (фиг. 29), построенных по данным гранулометрического анализа, в среднем процент фракций крупнее 0,01 *мм* не превышает 25—30%. Медианный диаметр частиц в линзах глин меньше или равен 0,001 *мм*, причем на долю песчаной фракции ($d > 0{,}1$) из этих 25—30% приходится не более 10—12%. Таким образом, глины являются сравнительно чистыми, а засоренные разновидности относятся к категории алевритистых.

Черемхово-бельские карстовые залежи глин и глинистые толщи на кристаллических породах северной окраины Рыбинской впадины представлены каолинитовыми и каолинит-галлуазитовыми разностями с соотношением каолинита и галлуазита 1 : 1. В незначительном количестве иногда присутствует монтмориллонит.

Монтмориллонитовые и гидрослюдистые глины приурочены к Кудинской впадине на юго-востоке Иркутского бассейна. По внешнему облику они существенно не отличаются от каолинитовых разностей. Нет ощутимых различий и в минеральном составе песчано-алевритовой примеси, где основными компонентами остаются кварц и полевые шпаты.

Как в каолинитовых, так и монтмориллонитовых глинах растительные остатки встречаются в виде мелкой тонко перетертой обугленной крошки, скопления которой в ряде случаев обусловливают темно-серую окраску пород. В Иркутском бассейне они зафиксированы только на Хайтинском месторождении, а в Канском районе — у деревень Борисовки и Таминки.

Сложная пластообразная форма залежей с частыми раздувами и пережимами обусловливает быстрое изменение мощностей глинистых толщ, которые колеблются от десятков сантиметров до 10—15 *м*.

БОЛОТНАЯ ГРУППА ФАЦИЙ

Болотные фации в период юрского осадкообразования возникали и развивались главным образом на переувлажненных участках поймы, а также в местах зарастания и заторфовывания стариц, покинутых русел и вторичных напойменных водоемов. Основными плацдармами угленакопления являлись обширные заболоченные пространства пойм — эвтрофные болота, порожденные речными разливами или высоким стоянием зеркал грунтовых вод.

Фациальный комплекс осадочных образований напойменных болот с намывным и грунтовым питанием представлен группой гумусовых полублестящих, полуматовых и матовых углей с однородной штриховатой, линзовидно-штриховатой или штриховато-полосчатой структурой. Преимущественным распространением среди петрографических разновидностей, слагающих угли данного фациального типа, пользуются кларены и кларено-дюрены с многочисленными линзами ксиленов и ксиловитренов в основной массе. Характерно отсутствие или крайне незначительное содержание в углях такого ингредиента, как фюзен, что указывает на постоянную обводненность торфяников. По данным О. Г. Румянцевой (1953), встречаемые в шлифах микролинзочки фюзена большей частью имеют неправильную клеточную структуру и обломанные края, свидетельствующие об их аллохтонном происхождении, и, следовательно, не могут служить диагностическим признаком при определении условий углеобразования.

Неодинаковая зольность, сернистость, а кроме того, различное количество аттритовых частиц в основной массе углей позволяют сделать вывод о разнородной динамике водной среды в мелких болотах. В условиях слабой подвижности и застойности болотных вод исходный растительный материал не претерпевал механических изменений, поэтому петрографические типы углей, сформированные в данной обстановке, отличаются малым содержанием аттрита. Почти полное отсутствие течений исключало привнос минерального материала в торфяники и способствовало сероводородному заражению в нижних горизонтах торфяных пластов, что, в конечном итоге, приводило к образованию малозольных, полублестящих, сернистых (обогащенных органической серой), гумусовых углей.

В подвижной водной среде шло накопление измельченных деформированных растительных фрагментов, к которым примешивался мелкообломочный материал, нередко образовывавший самостоятельные прослои среди угольных пластов в виде углистых алевролитов и аргиллитов. Последующая углефикация исходной торфяной массы дала гумусовые матовые и полуматовые, зольные, малосернистые угли.

В озерно-болотных водоемах, которые можно рассматривать как одну из завершающих фаз развития стариц и напойменных озер, накапливались органические остатки водорослей и гораздо меньше — гумусового материала, обычно привнесенного из периферических заболоченных участков водоема.

Переходя в ископаемое состояние, органический ил озерно-болотной фации давал начало образованию чистых сапропелитов или, перемешиваясь с коллоидальной массой высших растений, способствовал формированию смешанных гумито-сапропелевых углей.

В условиях длительной застойности водоемов, при обилии органического материала анаэробная среда разложения становилась господствующей и сохранялась довольно долго. В этом случае процессы гнилостного брожения полностью перерабатывали осадок в бесструктурную массу, не оставляя совершенно никаких форменных элементов. Так возникал особый тип сапропелитов — сапроколлиты, характерный только для Иркутского угленосного бассейна (Хахарейское и Матаганское месторождения).

Окончательное зарастание водоемов озерного типа с образованием торфяников, так же как и заболачивание пойм, снова благоприятствовало возникновению гумитов. По существу угли, сформированные за счет напойменных торфяников, мало чем отличаются от углефицированных торфяных пластов конечной стадии развития стариц и озер.

Помимо первичной минеральной примеси, сингенетичной торфонакоплению (органическая сера, мелкообломочный материал), гумусовые и сапропелевые угли содержат и аутигенные минералы. Среди них наиболее распространены пирит, сидерит и кальцит.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ФАЦИЙ НА ТЕРРИТОРИИ САЯНО-ВИЛЮЙСКОГО ПРОГИБА

Отложения нижней юры в пределах Саяно-Вилюйского прогиба вскрыты и изучены наиболее полно. На северо-востоке они представлены иреляхской и укугутской свитами, а также морскими осадками плинсбахского и тоарского ярусов, на северо-западе — карабулинской свитой в пределах Мурской впадины, на западе — переяславской свитой в пределах Рыбинской и Канско-Тасеевской впадин и на юге — черемховской свитой в пределах Иркутского бассейна. Описание фаций дано нами с северо-востока на юго-запад.

Фациальный комплекс иреляхской свиты наиболее разнообразен. В целом свита (там, где сохранились наиболее полные ее мощности) представляет собой законченный ритм. В основании свиты залегают слои, обогащенные перемытым материалом коры выветривания. В центральных частях депрессий того времени и в эрозионно-карстовых долинах, заложенных в карбонатных осадках нижнепалеозойских пород и врезанных в траповые тела, этот материал представляет собой отложения временных потоков, делювиальных шлейфов, неполностью переработанных небольшими руслами. Фации такого типа широко развиты в бассейнах рек Чоны, Большой и Малой Ботуобий, Иреляха, Аппая, Ыгыатты. Представлены они переслаиванием и фациальной перемежаемостью следующих пород.

1. Галечники и галечно-гравийные конгломераты с глинисто-алевритовым цементом желтого, оранжевого, желто-бурого, реже зеленовато-серого и бурого цвета, развитые только в бассейнах Чоны, Большой Ботуобии и Ыгыатты, вблизи восточной границы области массовых излияний траппов (доюрское траповое плато). Слоистость породы наклонная, волнистая, иногда чередуются мощные наклонно-слоистые и горизонтально-слоистые серии.

2. Мелкозернистые кварцевые, сильно маршаллитизированные пески молочно-белесой, светло-серой и оранжево-серой окраски, широко развитые на площади распространения свиты. Слоистость не прослеживается.

3. Своеобразные гравийно-мелкогалечные конгломераты с включениями неокатанных обломков коренных пород с глинистым и песчано-глинистым цементом. Чаще они представлены в виде линз в окрестностях алмазной россыпи «Водораздельные Галечники». Слоистость наклонная.

4. Алевриты и аргиллиты светло-серого, пепельно-серого и темно-серого до черного цвета. Эти породы слагают большую часть свиты, а в основании переслаиваются с вышеуказанными группами пород. Слоистость горизонтальная.

5. Глины плотные, белого, желтого, оранжевого, реже голубого, зеленоватого цвета. Слоистость не прослеживается.

Наиболее характерен для нижней пачки иреляхской свиты белесый маршаллитизированный кварцевый песок, представляющий собой осадок мелких водотоков, соединявших эрозионно-карстовые и суффозионные депрессии (Файнштейн, 1962).

Необходимо отметить, что осадки первой группы испытали некоторую переработку в руслах того времени. Они представляют собой остатки некогда широко развитых пролювиальных накоплений. Отложение конгломератов и галечников происходило непрерывно, а осадок иногда подвергался действию выветривания, что привело к разрушению галек неустойчивых пород, развитию маршаллитовых корок на кремневых гальках и маршаллитизации кварцевых песков. Режим среды осадконакопления был крайне непостоянным. Растительные остатки в пролювиальных шлейфах представлены как беспорядочно разбросанными в породе обломками крупных стволов, так и мелкими линзами детрита. Типичного для пойменных и озерных осадков намыва детрита на плоскости наслоения здесь не наблюдается, характерно наличие остатков корневищ папоротников, не встречающихся в других фациальных комплексах.

По наблюдениям В. Н. Мазилова и Т. Т. Могулевой, отложения нижней пачки иреляхской свиты, т. е. в основном фации погребенных делювиальных шлейфов и карстовых накоплений, характеризуются следующими показателями. Гранулометрический состав этих фаций чрезвычайно пестрый, так как всецело зависит от состава коры выветривания, перемещенной в водоем. Примером могут служить алмазоносные слои (линзы пролювия и делювия, перемешенного со склонов депрессии) на месторождении Водораздельные Галечники. Содержание компонентов в среднем составляет: гравия 5,2% (от 0,4 до 10%), песка 17,8% (от 5,1 до 28,4%), алеврита 47,7% (от 37,7 до 57,3%) и глин 31%.

Аналогичные фации в бассейне р. Ирелях характеризуются колебанием медианного размера зерен от 0,05 до 0,18 *мм*. Отсортированность слабая, коэффициент сортировки колеблется в широких пределах от 3 до 15 и выше.

На междуречье Малой Ботуобии, Аппая и Вилючан в нижней части свиты преобладают русловые фации, характеризующиеся медианным размером зерен около 0,01 *мм* и коэффициентом сортировки 3,1, т. е. близки к среднеотсортированным пескам.

В верховьях р. Ыгыатты в нескольких впадинах, выполненных осадками иреляхской свиты, преобладают русловые фации. Делювиальные фации, приуроченные к самой нижней части свиты, имеют большее распространение у северо-западной границы впадин, где юрские отложения прислонены к траппам. Выше по разрезу они перекрываются более отсортированным материалом. В расположении гальки намечается некоторая ориентированность: у нижней границы слоя плоские стороны гальки и их длинные оси параллельны поверхности подстилающих юру пород, т. е. наклонены в восточных румбах, а выше по разрезу гальки располагаются горизонтально. Гранулометрический состав (без учета валунов) нижних слоев следующий: галька 36%, гравий 29%, песок 17%, алеврит 6%, глина 12%. Основную массу обломочного материала составляют местные породы (алевролиты, песчаники, кремнистые породы, туффиты и туфы.) Окатанность их плохая; по Хабакову, она составляет 24,7%, тогда как окатанность экзотических пород (кварц, кварциты) — хорошая — 54%. В цементе конгломератов делювиальной фации преобладают глины каолинитового состава.

Русловые фации в этом разрезе представлены хорошо отмытым, отсортированным кварцевым песком.

Разнообразие фаций в нижней пачке иреляхской свиты свидетельствует о расчлененности рельефа областей сноса и связано как с составом подстилающих пород и степенью их устойчивости к денудации, так и с положением отдельных блоков в общей структуре прогибания. Вышележащие песчано-алевритистые осадки верхней пачки иреляхской свиты относят к комплексу фаций равнинных рек и проточных озер. Они широко распространены на всей территории, занятой осадками иреляхской свиты. Представлен этот комплекс песками и алевритами с горизонтальной и волнистой слоистостью, с различным содержанием органического материала.

Собственно пойменные фации, генетически связанные с паводковыми водами и характеризующиеся относительно хорошей отсортированностью обломочного материала, прослеживаются только в верхней части верхней пачки иреляхской свиты. Здесь они представлены тонкими глинами с намывами на плоскостях напластования алевритистого материала, мелких чешуек слюды и небольшого количества растительного детрита.

Значительная часть свиты сложена осадками, близкими и к пойменным, и к русловым. Они представляют собой чередование плохо отсортированных алевролитов и глинистых песков со слабо выраженной довольно тонкой горизонтальной и, реже, волнистой или слабо наклонной слоистостью. Относительно более крупнозернистые слойки чередуются с тонкозернистыми, однако это чередование выражено неотчетливо. В толще таких слоев появляются прослои и цепочки галек, отмечающих кратковременное оживление русел. По общему облику эти осадки напоминают прирусловые отмели мелких, медленно текущих рек или нижние горизонты пойменных отложений. Чередуясь с собственно пойменными осадками, они входят в состав второй и третьей пачек в Мало-Ботуобинском районе, а на междуречьях Малой, Большой Ботуобий и Вилючан замещаются русловыми фациями.

Собственно пойменные фации чередуются с фациями проточных напойменных озер, а также с болотными фациями. Этот комплекс фаций отражает развитие однонаправленного процесса. В толще алевритов и глин иреляхской свиты резких границ между пойменными фациями, фациями напойменных озер и болот провести нельзя, так как формирование озер на пойме, при постепенном ослаблении связи их с руслом и прогрессирующем заболачивании, представляет собой ряд переходных этапов. Незначительные размеры озер не позволяют проявиться полностью характерной для озерных осадков высокой отсортированности, однако некоторое улучшение сортировки материала наблюдается в подошве пластов угля. Обычно пласты угля на месторождении Пятачок залегают на маломощном прослое плотных светло-серых глин, имеющих очень тонкую, почти незаметную слоистость, постепенно переходящих в тонкослоистые мелкозернистые алевролиты с четко выраженной тонкой горизонтальной слоистостью.

Эти осадки являются, по-видимому, озерными и отражают формирование напойменного озера в ту стадию его развития, когда паводковые воды, несущие плохо отсортированный материал и разрушенный растительный детрит, уже не проникали в озеро, а заболачивание еще не достигло значительного развития и водная поверхность сохранялась открытой.

Русловые фации в верхней пачке маломощны, с трудом выделяются в разрезе и представлены алевритистыми песками и галечниками. Последние отличаются плохой отсортированностью, размеры галек и гравия колеблются в пределах от 5 *см* до нескольких миллиметров. Характерно залегание в виде линз (низовья р. Ирелях, верховья р. Ыгыатты) или в виде цепочек галек среди глинисто-алевролитового материала (реки Аппая, Вилючаны). Для русловых песков иреляхской свиты характерна слабо наклонная и, реже, косая слоистость, наличие наклонных линз глин и алевролитов, отсутствие крупных растительных остатков (Могулева, 1961).

На реках Аппае и Вилючанах и в низовьях р. Ирелях гальки русловых фаций значительно изменены, превращены в глину или маршаллитизированы.

В фациальном составе укугутской, чайкинской и карабулинской свит преобладают русловые фации, представленные песками, конгломератами, галечниками и, реже, алевритистыми песками (верхняя часть разреза свит). Пойменные осадки развиты очень ограниченно и также состоят из алевритистых песков, алевролитов и глин. На окраинах области седиментации развиты делювиальные фации и пролювий, а вблизи границ морского бассейна в чайкинской свите появляются озерные фации.

Укугутская свита представляет собой один крупный ритм, но в большинстве разрезов его верхние слои смыты при трансгрессии среднелейасового моря. Нижняя часть свиты — конгломератовая подсвита — сложена неполными ритмами, с резким преобладанием в них фаций мощных русловых потоков. Мощность этой подсвиты достигает 50—60 *м*, иногда уменьшаясь до 20 *м*. Конгломераты и галечники составляют до 90% мощности подсвиты. Верхняя часть свиты — песчаниковая подсвита — сложена осадками руслового генезиса со слабой энергией потока. Цепочки галек приурочены к основанию ритмов. Верхние слои в ритмах — алевритистые пески — обычно отсутствуют. Только в уцелевших от размыва морем разрезах в бассейне Ыгыатты, в отдельных пунктах в среднем течении Вилюя сохранилась верхняя часть свиты.

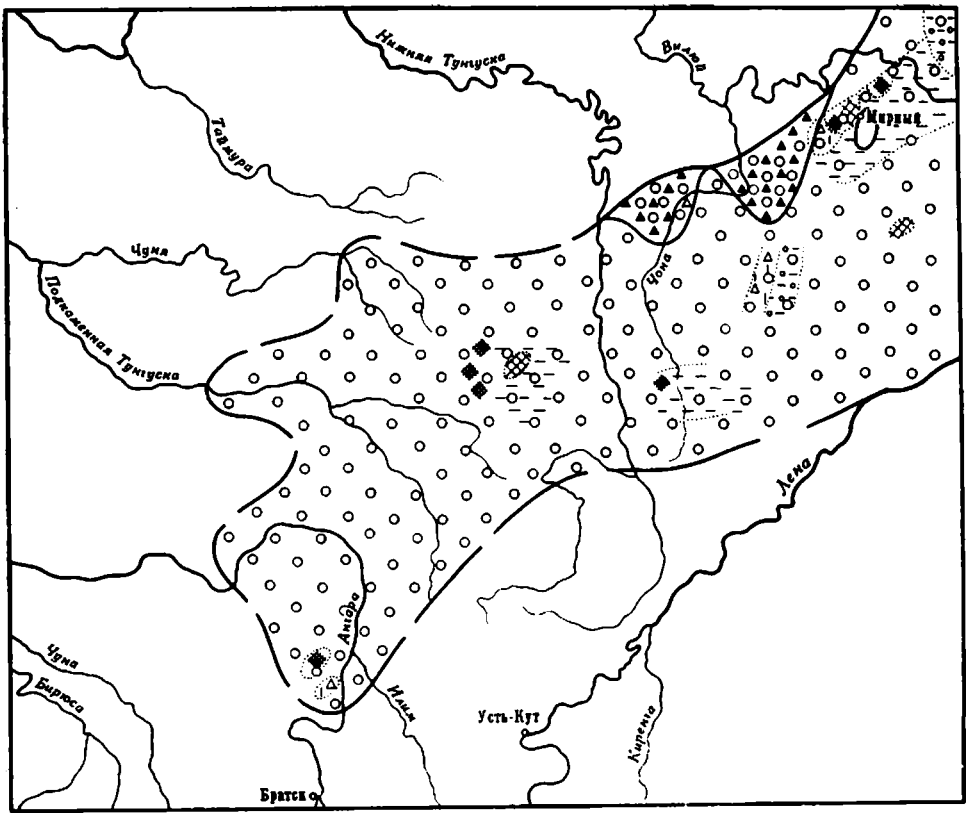
Разделение укугутской свиты на две подсвиты — конгломератовую и песчано-алевролитовую в общем соответствует изменению гранулометрического состава в разрезе свиты. Несмотря на то что эти пачки слагают единый крупный ритм, они соответствуют двум несколько различным этапам развития седиментационной области: конгломераты нижней пачки образовались в первый этап заполнения глубоко врезанных эрозионных депрессий рельефа крупных долин, тогда как при формировании песчаниковой пачки область седиментации расширялась и песчаниковые слои непосредственно перекрывали доюрские породы (траппы и туфы). Верхние слои укугутской свиты, завершающие этот крупный ритм, распространены в наиболее крупных депрессиях доюрского рельефа.

В чайкинской свите к нижнему лейасу относится только нижняя часть крупного ритма — аллювиальная. Озерные осадки, заканчивающие этот макроритм (фиг. 30), соответствуют прибрежно-морским и лагунным фациям Вилюйской синеклизы.

Карабулинская свита, по-видимому, представляет нижнюю часть макроритма, включающего также средне- и верхнеюрские осадки. Полифациальный характер этих отложений (крупнообломочный аллювий, переотложенные коры выветривания и пиропоносные конгломераты) соответствует распространению их у окраины области седиментации. Такой состав характерен для базальных слоев крупных макроритмов вблизи источников сноса.

Русловые фации по величине энергии образовавших их потоков можно разделить на две группы. Прежде всего, следует выделить отложения мощных водных потоков, сформулировавших конгломератовые слои нижней части укугутской свиты, и грубообломочные конгломераты и валунники чайкинской свиты, которые сохранились в бассейне р. Тетеи, в верховьях рек Нижней Кочемы и Аппаи. Менее изученные конгломераты карабулинской свиты мы также относим к этой группе фаций.

Для этих фаций характерна грубая ритмичность, постепенное уменьшение размеров зерен вверх по разрезу в каждом ритме, линзообразное залегание грубых конгломератов с валунами в основании каждого ритма, слабая отсортированность. Размер валунов достигает 0,8 *м* в диаметре, чаще же составляет 0,1—0,25 *м*. Окатанность валунов и гальки различная, хорошо окатаны кварц, кварциты, порфириты, несколько хуже — граниты, гранитоиды, метаморфические породы, плохо окатаны траппы и песчаники. Характерно наличие как идеально окатанных галек и валунов жильного кварца, так и совершенно неокатанных обломков кристаллов кварца, не утративших иногда связи с материнской породой, составляющей часть гальки. Находки таких кристаллов сделаны К. П. Волковой и М. М. Одинцовой в верховьях р. Чоны. В направлении на север и вдоль главной оси прогиба окатанность кварцевых галек улучшается, уменьшаются средние их размеры, но увеличивается количество расколотых галек. Наибольшее распространение крупногалечные конгломераты и валунники имеют у границ прогиба, подчеркивая уступы доюрского траппового плато. Траппы



Фиг. 30. Схематическая фациальная карта юрских отложений раннелейасового времени северной части Саяно-Вилюйского прогиба.

Условные обозначения см. на фиг. 40

в русловых отложениях укугутской и чайкинской свит встречаются в виде окатанных галек и неокатанных обломков.

Русловые фации быстро текущих рек в Мало-Ботуобинском районе В. Н. Мазилов характеризует следующими показателями. Медианный размер зерен изменяется в широких пределах — от сотых долей миллиметра до 2 *см*. Характерен очень высокий коэффициент сортировки кластического материала в отдельных слоях. Крупнообломочная фракция конгломератов представлена экзотическими и местными породами; экзотическими являются в основном кварциты, кварц, кислые эффузивы, гранитоиды, метаморфические породы и роговики. В среднем по конгломератовой толще на долю экзотических пород падает около 75%.

Местные породы составляют 25% от крупнообломочной фракции конгломератов и представлены в основном траппами, кремнями, кремнистыми породами, песчаниками, алевролитами и карбонатными породами (табл. 13 и 14). Обломочный материал отличается плохой окатанностью. В среднем около 40% обломочного материала имеет нулевой класс окатанности (по Хабакову А. В.). Большое количество гальки имеют I и II классы окатанности. Наблюдается значительно худшая окатанность у местных пород. Здесь количество обломочного материала, имеющего нулевой класс окатанности, превышает 60%. Пески русловых фаций имеют структуры от мелкозернистой до крупнозернистой и содержат включения растительного детрита. Последний нередко подчеркивает горизонтальную, косую и волнистую слоистость. Изредка в песке конгломератовой толщи наблюдаются включения окремнелой древесины.

Таблица 13

Гранулометрический и петрографический состав крупнообломочной фракции конгломератов

Породы	Классы окатанности					Всего	Классы крупности					Всего
	0	I	II	III	IV		+100 мм	−100 +50 мм	-50 +25 мм	−25 +16 мм	−16 +8 мм	
Кварц	2,0	2,3	3,1	2,7	0,6	10,7		0,1	5,4	4,6	—	10,1
Кварцит	15,0	4,4	7,3	7,4	5,1	39,2		0,6	19,5	17,1	—	37,2
Кислые эффузивы (порфиры)	3,2	1,7	2,3	2,5	1,1	10,8		0,2	7,2	4,9	—	12,2
Гранитоиды	0,1	—	—	0,1	—	0,2		—	—	0,1	—	0,1
Метаморфические породы	—	—	—	—	—	—		—	—	—	—	—
Роговики	4,8	2,3	4,2	3,5	2,1	16,7		0,1	9,4	8,5	—	18,0
Итого экзотических	34,6	10,7	16,9	16,5	8,9	77,6		1,0	41,5	35,2	—	77,7
Траппы и их туфы	4,5	1,4	0,8	0,2	0,3	7,2		0,2	3,2	4,2	—	7,6
Кремень и кремнистые породы	0,7	0,6	0,3	—	—	1,6		0,1	0,3	1,1	—	1,5
Карбонатные породы	3,5	1,0	0,2	0,2	—	4,9		—	1,1	3,8	—	4,9
Песчаники, алевролиты и др.	5,2	1,4	0,5	0,8	0,8	8,7		—	3,9	4,6	—	8,5
Итого местных	13,9	4,4	1,8	1,2	1,1	22,4		0,3	8,5	13,7	—	22,5
Всего	38,5	15,1	18,7	17,7	10,0	100,0		1,3	50,0	48,9	—	100,2

Таблица 14

Гранулометрический и петрографический состав крупнообломочной фракции конгломератов укугутской свиты в бассейнах р. Аппаи и среднего течения р. Вилюй

Порода	Классы окатанности					Всего	Классы крупности					Всего
	0	I	II	III	IV		+100 мм	−100 +50 мм	−50 +25 мм	−25 +16 мм	−16 +8 мм	
Кварц	2,6	1,4	1,7	1,5	1,4	8,6	—	0,5	2,4	2,5	—	5,4
Кварцит	14,0	5,0	13,1	12,3	4,5	48,9	—	3,1	26,0	22,9	0,4	52,4
Кислые эффузивы (порфиры)	3,5	0,8	0,6	1,7	0,8	7,4	—	0,5	5,2	5,9	—	12,6
Гранитоиды	0,4	0,1	—	0,05	0,05	0,6	—	0,1	0,6	0,8	—	1,5
Метаморфические породы	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Роговики	3,4	1,5	2,0	2,6	0,3	9,8	—	—	1,4	1,8	—	3,2
Итого экзотических	23,9	8,8	17,4	18,15	7,05	75,3	—	4,2	35,6	34,9	0,4	75,1
Траппы и их туфы	5,0	0,4	0,6	0,5	0,2	6,7	—	0,2	4,8	8,4	—	13,4
Кремень и кремнистые породы	1,4	0,7	1,3	0,5	0,3	4,2	—	0,3	2,4	1,8	—	4,5
Карбонатные породы	0,8	0,1	0,1	0,2	0,1	1,3	—	—	2,0	0,9	—	2,9
Песчаники, алевролиты и др.	9,3	1,4	0,7	0,4	0,6	12,3	—	0,1	3,0	1,0	—	4,1
Барит	0,2	—	—	—	—	0,2	—	—	—	—	—	—
Итого местных	16,6	2,6	2,7	1,6	1,2	24,7	—	0,6	12,2	12,1	—	24,9
Всего	40,5	11,4	20,6	19,75	8,25	100,0	—	4,8	47,8	47,0	0,4	100,0

В составе укугутской и чайкинской свит выделяются своеобразные делювиальные образования, представленные траповыми глыбами, галькой кварца и кварцита, сцементированными ожелезненным песком с линзами и примазками глин. В таких образованиях часто встречаются древесные стволы, окремнелые или замещенные сидеритом. В цементе много обломков верхнепалеозойских углей. В палинологических комплексах большую роль играют верхнепалеозойские споры.

Фации делювиальных накоплений в ирелякской свите характеризуются остатками стволов голосемянных, корневищ папоротников, крупных обрывков кутикул гинкговых и палинологическими комплексами с высоким содержанием *Bennettites percarinatus* Bolch., *B. medius* Bolch., *B. orbicularis* Bolch., а также *Camplotriletes cerebriformis* Naum. и *Chomotriletes anogrammensis* К.-М.

В укугутской и чайкинской свитах в делювиальных скоплениях много траповых глыб, ожелезненных стволов деревьев и линз крупного детрита из обломков древесины. Для крупногалечных конгломератов карабулинской свиты также характерны ожелезненные стволы деревьев.

В отложениях стрежневой части русел и прирусловых накоплениях (прирусловые валы, косы, отмели) ирелякской свиты растительные остатки представлены растительным детритом из обломков древесины, а также мегаспорами *Triletes heterogillatus* sp. nov. Из микроскопических остатков чаще всего встречаются пыльцевые зерна хвойных. Пойменные осадки богаче разнообразными остатками растений. В составе детрита больше кусочков кутикул листьев голосемянных, чем обломков древесины, а отпечатки представлены пучками листьев *Czekanowskia* sp. sp., *Phoenicopsis* sp. sp., обрывками листьев *Pityophyllum nordenskioldii* и листьев и диафрагм хвощей. Часто встречаются остатки корневых систем. Особенно показательны для пойменных условий стволы хвощей, захороненные в тонком глинистом материале.

Мегаспоры в пойменных осадках разнообразны и представлены большим количеством экземпляров. Спорово-пыльцевые комплексы пойменных фаций в целом характеризуются более высоким содержанием спор папоротникообразных и пыльцы беннеттитов.

В небольшом прослое озерных осадков обнаружен своеобразный комплекс растительных остатков, представленных семенами *Pityospermum* с огромными тонкими летучками, большим количеством разнообразных мегаспор и пыльцой хвойных, снабженной большими (70 μ) воздушными мешками.

Болотные фации ирелякской свиты богаты только микроспорами и пыльцой. В подошве пластов угля много листьев *Phoenicopsis* и спор осмундовых. Угли в основании чайкинской свиты часто сложены скоплением листьев.

Ориктоценозы русловых фаций укугутской и ереминской пачек чайкинской свиты своеобразны и вполне характеризуют размыв склонов водоразделов, перепос растительных стволов и отложение их в пристрежневой части русла на крупногалечных и песчаных косах и отмелях. Ожелезненные и окремненные стволы, диаметром до 10 *см*, или располагаются беспорядочно между глыб траппов и гальки, или залегают горизонтально, подчеркивая направление потока. В песчаной толще верхней части укугутской свиты встречаются пни деревьев, диаметром до 80 *см*, погребенные in situ песками прируслового вала. В стрежневых фациях встречены только пыльцевые зерна хвойных, в прирусловых валах — единичные мегаспоры. Растительный детрит представлен в основном обломками древесины, реже среди них встречаются обрывки кутикул голосемянных и диафрагмы хвощей.

Распределение фаций на территории аккумуляционного бассейна приведено на картах-схемах по отдельным участкам, при этом фациальной

характеристикой охвачены все отложения, встреченные в пределах изучаемого бассейна аккумуляции.

На фациальной карте (см. фиг. 30) для нижнего триаса отражен в основном фациальный состав укугутской и нижней части чайкинской свиты. Фации ирелляхской свиты представляют собой первый этап осадконакопления и на карте отражены мелкой штриховкой, а контуры их распространения — пунктиром. В отличие от карт, отражающих более молодые комплексы осадков, на фациальной карте нижнего лейаса отображены фациальные комплексы не одного крупного ритма, а двух ритмов, разделенных размывом. Поэтому фациальные комплексы первого этапа (ирелляхской свиты) изображены только на северо-востоке, а в центре прогиба — только отдельными мелкими разобщенными контурами, изображающими лишь смещенную кору выветривания и делювиальные накопления, время формирования которых в центральной части платформы синхронно накоплению ирелляхской свиты.

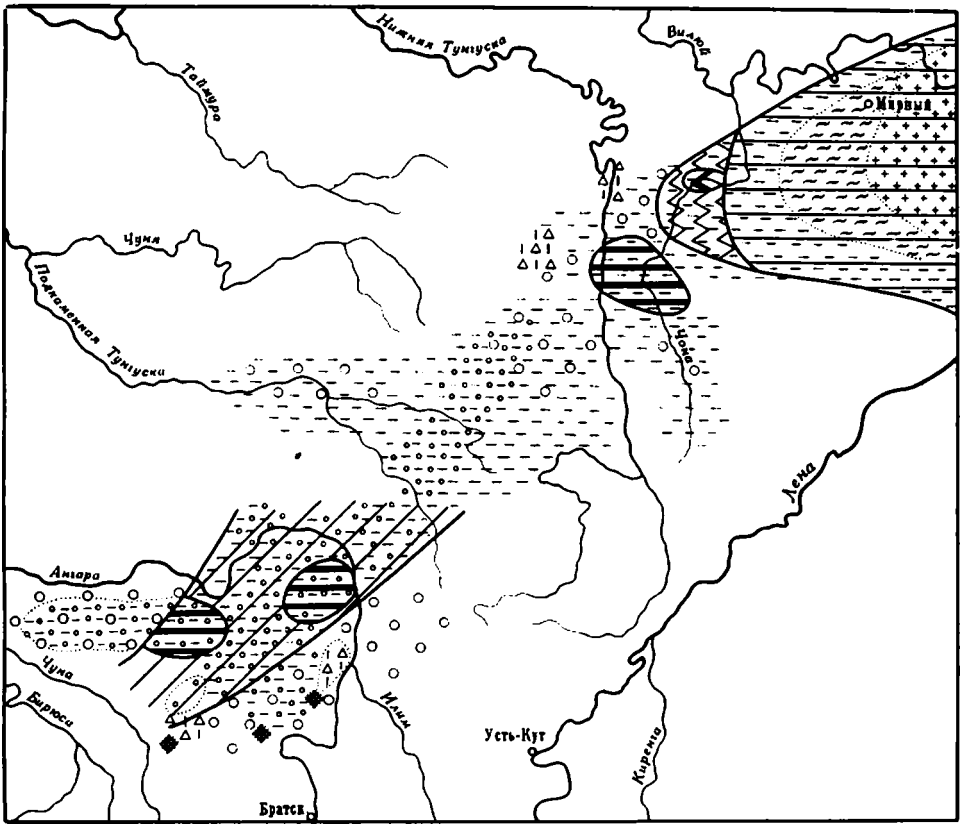
На первом этапе на северо-востоке характерно развитие делювиальных фаций и смещенных кор выветривания у северо-восточной границы области осадконакопления. К югу и востоку эти фации сменяются русловыми (фации рек с замедленным течением). Отдельный участок развития делювиальных накоплений и осадков русел с повышенной динамикой встречен в бассейне р. Большой Ботуобии. Далее на запад мы смогли выделить лишь разобщенные участки развития переотложенных кор, осадков русел с низкой динамикой потоков и болот.

Для завершающего этапа раннелейасового осадконакопления (укугутская свита и еремпская пачка чайкинской свиты) характерно широкое развитие аллювия рек с высокой динамикой потоков. Только вблизи северо-восточной границы прогиба, представляющей, по-видимому, в то время плато, сложенное траппами, широко развиты делювиальные накопления, а в центральной части прогиба вдоль его оси появляется аллювий медленно текущих рек.

Чайкинская свита имеет подобное строение, но здесь сохранились и верхние слои макроритма, смытые восточнее, а также аналоги морских слоев, сложенных глинами озерных и пойменных фаций (см. фиг. 30, 48).

Фации средне- и верхнелейасовых прибрежно-морских осадков. Прибрежно-морские осадки на севере Саяно-Вилюйского прогиба слагают два ритма, связанных с трансгрессией (ранний плинсбах и поздний плинсбах — тоар) и регрессией (поздний тоар-аален) морских вод из пределов платформы.

Примерами разрезов трансгрессивных ритмов могут служить скважины на р. Эрге-Юрях и в окрестностях г. Мирного, т. е. в участках наибольшего прогибания, расположенных на продолжении оси синеклизы. При трансгрессии моря в пределы Саяно-Вилюйского прогиба вдоль его оси процессы абразии почти не наблюдались. В противоположность этому, у северо-восточных границ прогиба наступление моря происходило на относительно поднятую сушу. Базальные горизонты трансгрессивных ритмов сложены продуктами абразии, континентальные осадки местами смыты, но мощность морских слоев меньше, чем вблизи оси прогиба. На р. Эрге-Юрях первый трансгрессивный ритм представлен маломощными базальными слоями, сложенными песком с мелким щебнем (неокатанными обломками) подстилающих мергелей усть-кутской свиты. Здесь морские слои залегают на поверхности водораздела, существовавшего в течение предшествовавшего этапа накопления осадков. На базальных слоях залегают алевриты и глины с единичными раковинами остракод, соответствующие, по-видимому, условиям мелководного залива эпиконтинентального моря. Крайняя бедность фауной, обилие обугленных растительных остатков свидетельствуют о близости устьев больших рек и постепенном опреснении водоема. Опреснение было неустойчивым, так как слои с ра-



Фиг. 31. Схематическая фациальная карта юрских отложений средне-позднелейасового времени северо-востока Саяно-Вилюйского прогиба.

Условные обозначения см. на фиг. 40

ковинами морских остракод появляются и в верхней части разреза этого ритма. Ритм неполный, так как на нем с размывом залегают осадки верхнеплинсбахской трансгрессии. Осадки первого ритма часто выпадают из разреза, и базальные слои морской толщи верхнего плинсбаха залегают непосредственно на доюрских осадках или на укугутской свите. Следующий ритм, в котором характерные особенности трансгрессивных ритмов проявились наиболее отчетливо, начинается прибрежно-морскими песками с галечником в основании верхнего плинсбаха и заканчивается глинами и алевролитами тоара. Ритм асимметричный, большую мощность (80—100 *м*) имеют осадки максимальной трансгрессии, представленные глинистыми осадками тоара. В самых верхах разреза тоара в бассейнах рек Тюнга и Ыгыатты появляются слои с крупной галькой и валунами кварца и кварцита, стволами деревьев и костями рептилий, являющиеся основанием следующего регрессивного ритма. В северной оконечности Саяно-Вилюйского прогиба осадки основного трансгрессивного ритма хорошо представлены в бассейне р. Эрге-Юрях. Однако наклонная слоистость, характерная для первого этапа трансгрессии, скопления битой ракуши в крупнозернистом песке (ископаемые береговые валы) здесь проявляются менее ярко, чем в центральных частях синеклизы и у границ прогиба. Следы действия прибоя и береговых течений проявляются в этом разрезе нижнего плинсбаха, характеризуя нижнюю часть ритма, мощностью до 20 *м*. На карте (фиг. 31) отражено последовательное изменение фациального состава осадков в морском заливе средне- и позднелейасового време-

ни, смена песков и алевролитов начальных этапов трансгрессии глинами максимальной трансгрессии.

Далее на юго-запад в бассейне р. Чоны первый этап накопления представлен русловыми фациями, а последующий — алевритами и глинами лагунного генезиса с угнетенной морской фауной и глинами, возможно, озерного происхождения. Лагунные отложения, замещающие глины и алевриты морского залива в верхней части второго трансгрессивного ритма, представлены неяснослоистыми, иногда загипсованными глинистыми алевролитами, чередующимися с тонкослоистыми глинами, обогащенными углистым материалом. На плоскостях напластования заметны присыпки песка. В верхней части этих слоев появляются прослои со слабозаметной наклонной слоистостью. Морская фауна (пелециподы *Leda acuminata* Goldf. и *Tancredia stubendorfi* Schmidt.) образует скопления типа ракушняка в нижней части гипсоносных лагунных слоев.

Далее на юг и юго-запад, в районе современного положения устья Вакунайки, лагунные отложения сменяются озерными.

Озерные глины хорошо отмученные, с отчетливо выраженной тонкой горизонтальной слоистостью, проявляющейся в чередовании светло-серых и несколько более темных слоев. В долине Нижней Тунгуски верхние горизонты юрского разреза (Рудянский Бор) также представлены пойменными и озерными отложениями, насыщенными сидеритом. Сидеритовые конкреции, так же как и марказитовые, характерны для верхней части разрезов чайкинской и укугутской свит. В озерных фациях, замещающих морские, в бассейнах Чоны и Вакунайки появляются пласты сидерита до 1,5 *м* мощности, чередующиеся с глинами и алевролитами с железистым цементом. Пласты сидерита не слоисты, а вмещающие их породы имеют тонкую горизонтальную или волнистую слоистость, чередующуюся с неясной волнистой и грубой полого наклонной слоистостью. По-видимому, сидериты приурочены к озерным фациям, чередующимся с пойменными. В основании пачки, содержащей сидериты на р. Нижней Тунгуске, встречаются маломощные линзы угля. Ранние этапы формирования осадков среднего — верхнего лейаса в Приангарье представлены русловыми фациями. Ближе к оси прогиба располагаются фации стрежневых частей русел; фации замедленных потоков пользуются меньшим распространением. В Мурской депрессии описываемый этап седиментации представлен стрежневыми фациями русел с высокой динамикой (карабулинская свита), а завершается он озерными и пойменными фациями.

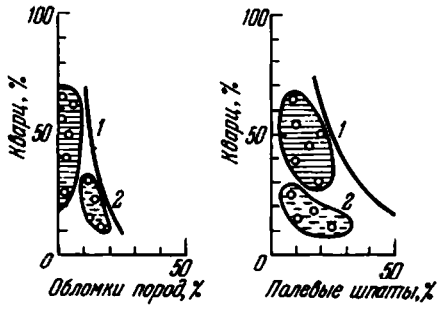
Вдоль границ Саяно-Вилюйского прогиба располагаются зоны развития переотложенных кор, делювиальных шлейфов и грубообломочного аллювия. Таким образом, на большей части территории Канско-Вилюйского прогиба аналоги морских слоев представлены в основном русловыми фациями; только в Тунгусско-Чонской и Тушамской впадинах появляются зоны преимущественного развития пойм и озер, завершающих этот этап седиментации. В Мурской депрессии развиты отложения стрежневых участков русел и прирусловые образования, связанные с речными системами с интенсивной динамикой потоков. Только в угленосных бассейнах юга платформы фациальный состав осадков имеет иной характер.

Фации переяславской свиты. На юге Рыбинской впадины отложения переяславской свиты вскрыты большим количеством линий скважин, пересекающих Переяславское месторождение углей с юга на север. Здесь впадина имеет ярко выраженный чашеобразный характер. Мощность свиты в наиболее прогнутой части впадины составляет 40—45 *м*. На юге и на севере наблюдается постепенное сокращение мощности осадков до 10—12 *м* и затем полное выклинивание. Фациальный состав отложений переяславской свиты на Переяславском месторождении имеет свои особенности, что выражено, прежде всего, в широком развитии озерных фаций, для которых характерно сидеритообразование. Сидеритовые

конкреции (5—8 *см* в поперечнике) образуют пропластки и линзы, приуроченные к верхним частям разреза свиты. Аллювий представлен в основном прирусловыми и пойменными фациями. Только на контакте с нижележащими более древними породами встречены осадки руслового аллювия аркозового состава. Ритмичность в строении свиты выражена слабо. Ритмы неполные, чаще всего начинаются мелкозернистыми осадками пойменного и старичного генезиса с нечеткой тонкой слоистостью и растительным детритом. Здесь выделено два ритма, имеющих асимметричное строение.

В центральной части бассейна первый ритм начинается отложением русловых фаций. На контакте юры и более древних пород залегают аркозовые песчаники стрежневой части русла с галькой осадочных пород, составляющие 60% мощности ритма. Сортировка и окатанность обломочного материала средняя, $S_0=2{,}85$; средний размер зерен, $Md=0{,}23$ *мм*. На юге русловые фации первого ритма постепенно замещаются прирусловыми, пойменными и старичными фациями. Мощность ритма сокращается, и в его строении начинают преобладать пойменные и болотные осадки, представленные аргиллитами, алевролитами и углями. При движении на север строение ритма остается асимметричным, аллювиальные фации преобладают в разрезе, но значительно сокращается мощность ритма. Заканчивается ритм пойменными фациями, представленными в центральной и северной частях месторождения зеленовато-серыми алевролитами со следами корневых систем растений, а на юге — почти черными углистыми аргиллитами. Второй ритм начинается прирусловыми фациями (10—12 *м*), представленными мелкозернистыми песчаниками кварц-полевошпатового состава с косой однонаправленной слоистостью, подчеркнутой скоплениями растительного детрита, $Md=0{,}08$ *мм* и $S_0=1{,}79$, что свидетельствует о хорошей сортировке и окатанности обломочного материала. Выше залегают тонкозернистые песчаники и алевролиты озерного генезиса. Цвет породы светло-серый, почти белый, слоистость тонкая горизонтальная, иногда прерывистая, слабоволнистая. В верхней части ритма, ближе к контакту с камалинской свитой в озерных песчаниках встречаются конкреции сидерита. Размер конкреций различный — от 1,5—2 до 10 *см* в поперечнике. Мощность озерных отложений равна 9—15 *м*. Таким образом, второй ритм наиболее полно охарактеризован в центральной части Переяславского месторождения и имеет здесь четко выраженное симметричное строение. На юге и севере описываемой территории резко сокращается мощность второго ритма и нарушается симметрия в его строении. На юге второй ритм сложен исключительно озерно-болотными фациями, на севере — русловыми и пойменными. На востоке и юго-востоке Рыбинской впадины, в районе пос. Ирбей, отложения представлены в основном аллювиальными фациями (80%). Четко прослеживаются два ритма, имеющие асимметричное строение. В основании первого ритма залегают мелкогалечные конгломераты, плохо окатанные и отсортированные. Мощность пласта 3 *м*, размер гальки не превышает 3—6 *см*. Эта фракция в конгломератах содержится в небольших количествах (до 13%). Преобладает фракция 1—3 *см* — 60%, песчаная фракция составляет 20%, глинистая — 7%. Конгломераты сменяются гравелитами и крупнозернистыми песчаниками. Характер слоистости и другие текстурные признаки свидетельствуют о принадлежности этих осадков к стрежневой части русла. Первый ритм заканчивается песчаниками и песчанистыми алевролитами прируслового и пойменного генезиса с $Md = 0{,}44$ *мм* и $S_0 = 2{,}95$. Улучшение сортировки и размеры зерен обломочного материала, по-видимому, свидетельствуют об удалении от основного источника сноса. Строение ритма асимметричное. Нижняя аллювиальная часть развита хорошо, а верхняя, представленная алевролитами пойменного генезиса, выражена слабо. Второй ритм также сложен в основном песчаниками и алевролитами руслового генезиса и имеет асим-

метричное строение. Русловые фации здесь составляют 81,5%, пойменные и болотные — 18,5%. Сортировка и окатанность обломочного материала в песчаниках второго ритма несколько улучшаются. Здесь коэффициент сортировки $S_0 = 2{,}3—2{,}9$. Средний размер зерен обломочного материала составляет 0,5—0,7 *мм*. Заканчивается ритм мелкозернистыми песчаниками и алевролитами пойменного генезиса, которые при движении на запад замещаются углистыми аргиллитами с прослоями и линзами углей.



Фиг. 32. Соотношение главных породообразующих компонентов и фациальных комплексов для переяславской свиты.

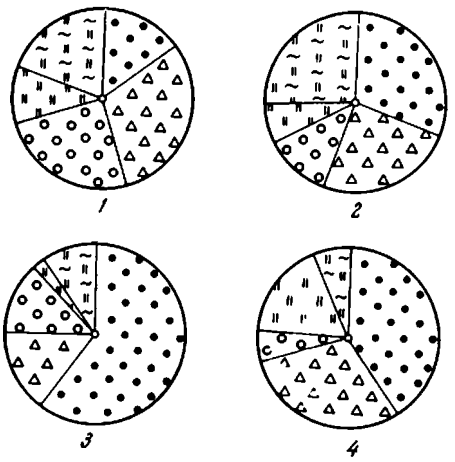
1 — озерно-болотные фации; *2* — аллювиальные фации

Таким образом, отложения переяславской свиты на юге Рыбинской впадины, в пределах Переяславского месторождения углей, имеют следующие характерные черты. Мощность осадков резко сокращается в южном и северном направлениях. Увеличение мощности на востоке и юго-востоке свидетельствует о более раннем заложении этой части впадины и о более значительном ее прогибании. Постоянное понижение базиса эрозии привело к тому, что обломочный материал транспортировался на значительные расстояния с неослабевавшей энергией. Захоронение и накопление осадков происходило быстро.

Соотношение различных фациальных комплексов в разрезе свиты приведено на фиг. 32. В центральной части месторождения фациальный состав более пестрый, но соотношение фаций одинаково, ритмы здесь симметричны. Южнее резко увеличивается содержание пойменных фаций, а восточнее — аллювиальных. Симметрия ритмов нарушается.

Минеральный состав, рассчитанный по отдельным фациальным комплексам, приведен на фиг. 33. Для русловых фаций наиболее прогнутой части исследуемой территории характерно высокое содержание кварца и полевого шпата, присутствие обломков пород и чешуек слюды. В районе пос. Ирбей в составе русловых отложений преобладают обломки пород, а содержание кварца не превышает 15—20%. Для озерных и пойменных фаций соотношение главных породообразующих минералов приведено на фиг. 34. В озерных отложениях преобладает кварц, обломки пород и слюдистые минералы почти отсутствуют, а в пойменных соотношение кварца и полевого шпата почти такое же, как и в озерных, но здесь присутствуют слюдистые минералы и обломки пород. На севере Рыбинской впадины (Бородинское месторождение углей) отложения переяславской свиты имеют максимальную мощность 150 *м*. Сокращение мощности происходит в северном и южном направлениях до ее полного выклинивания. Фациальные особенности осадконакопления изменяются в зависимости от ландшафтной обстановки данной территории в переяславское время. В наиболее прогнутой части Бородинской мульды происходило накопление аллювиальных фаций. На фациальной карте этого времени видно, что распространение аллювия как бы повторяет северо-северо-западное простирание впадины. Небольшое поднятие, разделяющее Бородинскую и Переяславскую мульды, служило бортом речной долины. На севере русловые отложения замещаются постепенно пойменными и старичными. Соотношение фациальных комплексов в разрезе свиты следующее: русловые фации составляют 40%, пойменные — 0,2%, озерно-болотные — 33,8%. Ритмичное строение довольно четко выражено только в центральной части описываемой территории. Здесь выделено три ритма. Первый и второй ритмы построены асиммет-

рично, неполные имеют общую мощность около 70 *м*. В обоих случаях развиты русловые и пойменные осадки и отсутствуют озерно-болотные. Русловые отложения здесь представлены крупно- и среднезернистыми песчаниками со средней и плохой сортировкой обломочного материала. Средний размер зерен 0,37 *мм*.



Фиг. 33. Минеральный состав переяславской свиты на юге Рыбинской впадины.

1 — русловые песчаники (средние данные по скв. 20); *2* — русловые песчаники (средние данные по скважинам 1670, 1500); *3* — озерные алевролиты (средние данные по скважинам 1670, 1500, 1507); *4* — пойменные алевролиты и песчаники (средние данные по скважинам 1670, 1500, 1507, 16, 17, 18, 20). Условные обозначения см. на фиг. 2

Третий ритм имеет мощность 62 *м* и по своему составу и строению может быть сопоставлен со вторым ритмом Переяславского месторождения. В нижней части ритма, состоящего в основном из аллювиальных отложений, имеются два неполных прерванных ритма, сложенных песчаниками и алевролитами прируслового и пойменного генезиса. Эти мелкие ритмы не прослеживаются на большие расстояния. Коэффициент сортировки обломочного материала русловых песчаников $S_0 = 3{,}7$; медианный диаметр $Md = 0{,}25$ *мм*. Верхняя часть ритма, мощностью 30 *м*, сложена алевролитами, мелкозернистыми песчаниками, аргиллитами с прослоями углистых алевролитов и углей. В центральной части Бородинской породы верхняя часть ритма сложена озерно-болотными фациями с характерной горизонтальной и волнистой слоистостью. В северном и южном направлениях они сменяются пойменно-старичными отложениями со следами угленакопления. Мощность отложений третьего ритма увеличивается в восточном направлении, здесь же наблюдается уменьшение значений коэффициента сортировки до 1,87. На западе Бородинской мульды мощность третьего ритма сокращается, нарушается симметрия в его строении и уменьшается доля аллювиальных фаций в разрезе.

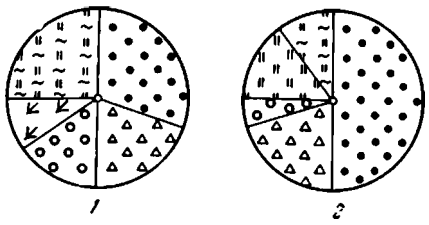
Соотношение фаций в разрезе переяславской свиты на Бородинском месторождении следующее: в наиболее прогнутой части мульды русловые фации составляют 63%, пойменные — 12%, озерно-болотные — 25 %. На северном и южном бортах мульды соотношение приблизительно одинаковое: русловые фации — 14%, пойменные — 65%, озерные — 12%, болотные — 6%.

На западе Бородинской мульды отложения переяславской свиты не вскрыты на полную мощность, но, судя по разрезу, приведенному на фиг. 48, аллювиальные фации имеют здесь ограниченное распространение и быстро сменяются пойменными.

В районе Тасеево переяславскую свиту с достаточной степенью достоверности можно выделить восточнее Тыныса. Здесь мощность нижней юры составляет 85 *м*. В строении свиты хорошо выделяются два ритма, имеющих асимметричное строение. В обоих случаях интенсивно развита нижняя русловая часть и меньше верхняя — озерно-болотная. В первом ритме русловые осадки, плохо отсортированные и окатанные, имеют полимиктовый состав и небольшой процент цемента, иногда карбонатного. В конце ритма улучшается сортировка и уменьшается размер обломков; $Md = 0{,}53$ *мм*, $S_0 = 2{,}1$. Заканчивается ритм прирусловыми аргиллитами,

которые сменяются собственно озерными осадками, сложенными мелкозернистыми песчаниками и алевролитами с характерной слоистостью.

В основании разреза юрских отложений в районе Тасеево выделяется толща осадков мощностью около 18 *м*, представляющая интерес с точки зрения смены последовательности фациальных обстановок. Снизу вверх идут осадки делювиального генезиса мощностью 7 *м*, сложенные супесчанистым коричневато-серым материалом с угловатыми обломками кремней, аргиллитов, включениями конкреций пирита, сидерита и обломками изверженных пород, полностью каолинизированных. Выше расположены углистые аргиллиты и алевролиты, мощностью около 5 *м*, с прослоями и линзами песчаников с углистым цементом. Стяжения сидерита и гематита в виде мелких круглых и овальных образований протягиваются прерывистыми цепочками на контакте песчаников и аргиллитов. Выше расположены параллельнослоистые мелкозернистые песчаники озерного генезиса, светло-серые, почти белые, мощностью 6 *м*, с включениями мелкого растительного детрита, слегка ожелезненного.



1 *2*

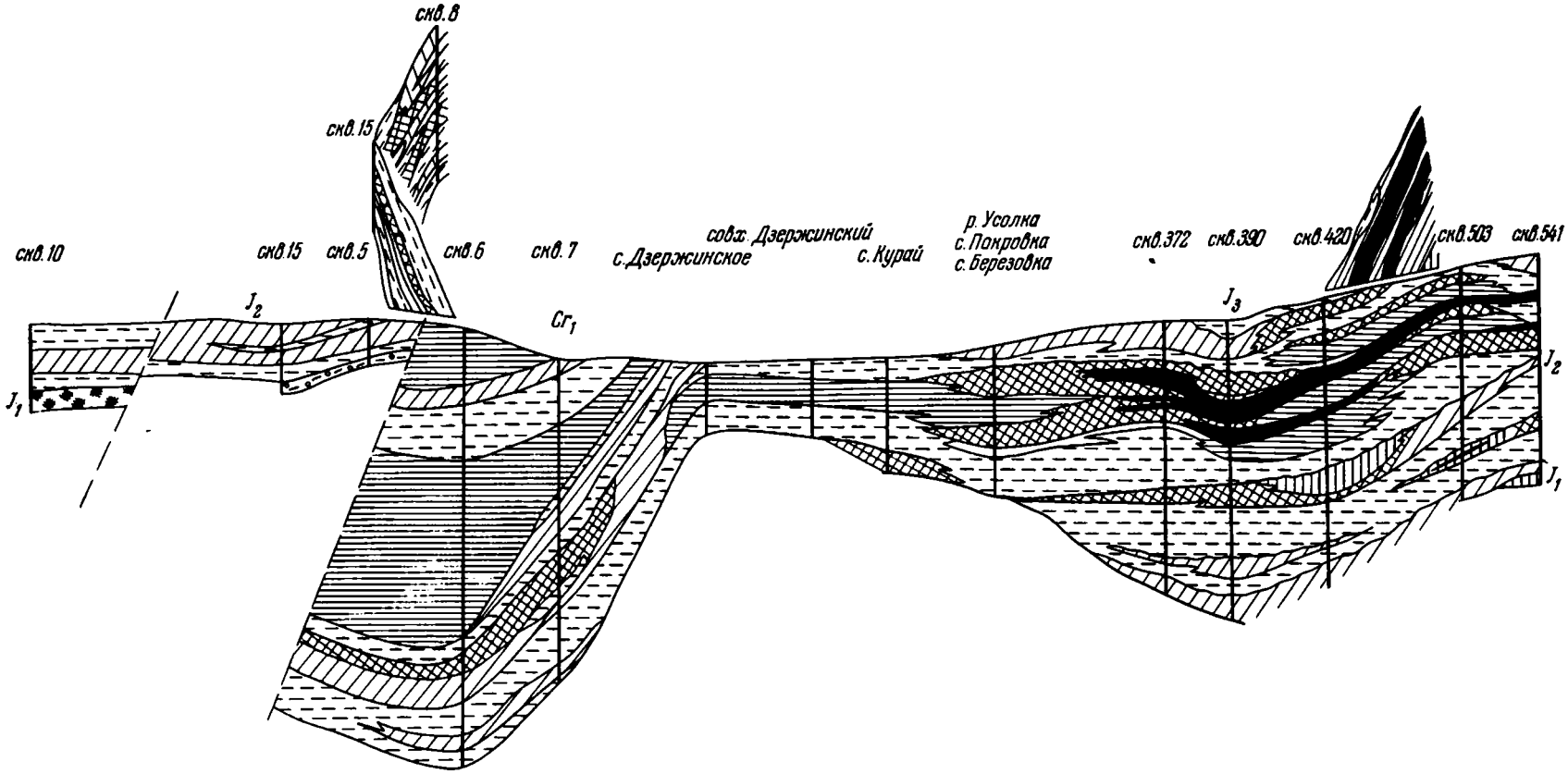
Фиг. 34. Минеральный состав переяславской свиты на севере Рыбинской впадины (средние данные по скв. 1336).

1 — песчаники русловые; *2* — песчаники и алевриты озерные.
Условные обозначения см. на фиг. 2

В районе пос. Канарай в основании первого ритма залегают конгломераты, мощность которых ориентировочно доходит до 60 *м* (фиг. 35), но проследить их распространение на восток не удалось. Послеюрскими тектоническими нарушениями отложения нижней юры в этом районе были выведены на поверхность и размыты. Второй ритм начинается русловыми осадками, представленными песчаниками полимиктового состава с галькой карбонатных пород, и заканчивается алевролитами с прослоями углистых аргиллитов. На фиг. 35 приведен блок-разрез, показывающий смену фациального состава пород в пределах Канско-Тасеевской впадины. На этом разрезе видно изменение мощности нижнеюрских отложений при движении с запада на восток. В районе поселков Колона, Дзержинского, Мохового осадконакопление в нижнеюрское время не происходило совсем. Вероятно, вся эта территория была приподнята и представляла собой стабильную куполообразную возвышенность, на которой еще в доюрское время начали формироваться коры выветривания. Западное крыло этого поднятия было значительно прогнуто и там накапливался грубообломочный материал, который транспортировался с Енисейского кряжа. Восточное его крыло полого погружалось в сторону Абана. Следует отметить, что общий преобладающий наклон территории Канско-Тасеевской впадины был восточным, в связи с чем снос материала (в том числе и переотложение продуктов разрушения кор выветривания), а также движение основных потоков в нижнеюрское время осуществлялись именно в этом направлении.

На территории Абанского месторождения углей переяславская свита прослежена по всем скважинам. Мощность осадков, относимых к нижней юре, сравнительно с Бородинским месторождением невелика. Сокращение мощности наблюдается при движении на юг и юго-восток от пос. Абан.

В основном осадки переяславской свиты представляют собой переотложенные или несмещенные коры выветривания, образовавшиеся на несколько возвышенной равнине, периодически затопляемой временными потоками. Почти во всех разрезах пород переяславской свиты наблюдается чередование нормальных водных осадков аллювиального и озерно-



Фиг. 35. Фациальный разрез юрских отложений Канско-Тасеевской впадины.

Условные обозначения см. на фиг. 40

болотного генезиса с осадками делювиального генезиса. Несколько иные условия осадконакопления существовали на востоке Абанского участка. Здесь отложения переяславской свиты представлены в основном русловыми фациями и имеют также ритмичное строение. В тех случаях, когда они вскрыты на полную мощность, их можно объединить в два ритма. Первый ритм имеет мощность 10—15 *м* и в нижней части сложен в основании элювиально-делювиальными осадками, представленными разнозернистыми песчаниками, брекчиями и конгломератами с линзами и прослоями мономинеральных глин. Вторая половина ритма имеет однородный состав. Это в основном озерные мелкозернистые песчаники кварц-полевошпатового состава с хорошей сортировкой и окатанностью зерен. Второй ритм имеет мощность 45 *м* в наиболее глубокой части Абанской впадины. Начинается он русловыми песчаниками с хорошо выраженной косой слоистостью (см. фиг. 13). Обломочный материал окатан и средне отсортирован: $Md = 0{,}24$ *мм*, $S_0 = 1{,}89$. Русловые песчаники перекрываются серией пластов углистых аргиллитов и алевролитов, среди которых располагаются довольно мощные линзы углей (до 8 *м*). Заканчивается второй ритм мелкозернистыми песчаниками озерного генезиса, для которых характерна хорошая сортировка обломочного материала ($S_0 = 0{,}87$) и почти мономинеральный кварцевый состав. На востоке территории в состав первого и второго ритмов входят разнозернистые песчаники русловых, прирусловых и пойменных фаций. Строение ритмов асимметричное, русловые и прирусловые фации составляют 75%, а пойменные — 25%. В центральной части бассейна первый ритм нестандартный, асимметричный. В нем отсутствуют русловые фации. Мощность нижней, элювиально-делювиальной части до 7—8 *м*, верхней, озерной,— около 10 *м*. Второй ритм имеет симметричное строение. Мощность нижней его части 15 *м*, верхней —18 *м*. На севере Абанского месторождения в обоих ритмах наблюдается замещение аллювиальных фаций пойменными и старичными.

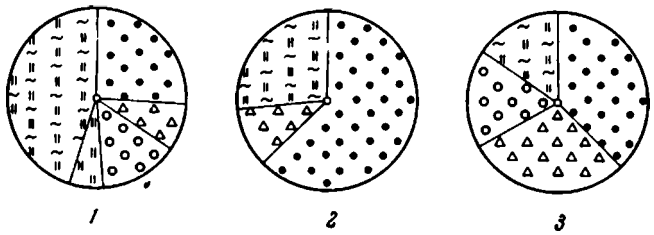
Характерной особенностью фациального состава отложений переяславской свиты района Абана, отличающей их от осадков того же возраста, изученных в других районах Саяно-Вилюйского прогиба, является широкое распространение здесь делювиально-элювиальных фаций, составляющих 30—35%. Это в основном продукты разрушения и переотложения кор выветривания, располагавшихся на западе территории. На востоке Абанского месторождения соотношение фаций несколько меняется: количество элювиально-делювиальных фаций в разрезе сокращается до 10—12%, а озерно-болотных увеличивается до 65%; еще восточнее преобладают аллювиальные фации, их содержание здесь доходит до 80%.

Вещественный состав отдельных фациальных комплексов, приведенный на фиг. 36, еще больше подчеркивает генетические особенности отложений переяславской свиты. Мелкогалечные конгломераты и брекчии с прослоями и линзами тонкозернистых песчаников и алевролитов, лишенные элементов слоистости, плохо отсортированные и окатанные, относятся к делювиальным фациям, слагающим низы юрского разреза. Как показано на фиг. 36, здесь отмечается высокое содержание тонкодисперсного материала каолинито-галлуазитового состава. Глинистый материал образует линзы и прослой в брекчиях и конгломератах, а также является основной составной частью их цемента. Перемещенный временными потоками и небольшими ручьями обломочный материал плохо окатан и отсортирован. Здесь присутствуют обломки кварца, кремней, окремненного карбоната, перемешанные с песчанистым материалом. Среднее содержание основных минеральных компонентов, приведенное на фиг. 36, показывает, что здесь в небольших количествах находятся полевой шпат, хлоритоподобная слюда и кварц, преобладающую роль играют глины и обломки пород. Транспортировался материал в основном с запада, поэтому по мере удаления от основного источника сноса глинистые отложения из мономинеральных

становятся полиминеральными, а кварцевые песчаники — полимиктовыми.

Минеральный состав песчаников и алевролитов озерного генезиса приведен на фиг. 36. Содержание кварца здесь доходит до 75%, полевые шпаты представлены в основном микроклином.

Фации черемховской свиты. На юго-востоке Иркутского угленосного бассейна, в районе Прииркутской впадины, там, где юрский фундамент наиболее погружен, в разрезе черемховской свиты довольно



Фиг. 36. Минеральный состав переяславской свиты на Абанском месторождении.

1 — русловые песчаники; *2* — озерные алевриты; *3* — разнозернистые песчаники делювиального генезиса.
Условные обозначения см. на фиг. 2

отчетливо устанавливаются четыре ритма (фиг. 37). Нижний ритм, соответствующий нижней (заларинской) подсвите, нацело слагается грубообломочным конгломератовым материалом и прослеживается только в центральной зоне впадины, где юрское ложе испытало интенсивное прогибание. Этот монофациальный ритм, представленный фацией предгорного руслового аллювия, совпадает с заларинской подсвитой черемховской свиты. К северо-западу, по мере подъема фундамента и замыкания Приркутской впадины, «заларинский» ритм выклинивается, а галечные отложения уступают место элювиально-делювиальным образованиям. В соседней, Арансохойской, впадине русловой аллювий предгорий появляется вновь (см. фиг. 37), однако мощность его здесь значительно меньше. На территории Черемхово-Бельского района (центральная часть бассейна) нижний, конгломератовый ритм не фиксируется совершенно.

Второй, третий и четвертый ритмы принадлежат верхней подсвите. Для первых двух характерны нормальная асимметричность и простое строение. Доминирующим фациальным элементом у них является русловой аллювий, отлагавшийся в условиях высокой или умеренной подвижности водных потоков. Пойменные же фации развиты слабо и обычно представлены маломощными пачками алевролитов и мелкозернистых песчаников, перекрывающих многометровые (20—40 *м*) русловые отложения. Последний ритм черемховской подсвиты, формированием которого заканчивается нижнеюрский этап седиментации в Приркутской депрессии, заметно отличается от двух предыдущих. Прежде всего, здесь наблюдается наращивание мощностей пойменного фациального комплекса, в результате чего ритм становится симметричным (см. фиг. 37) или близким к симметричному, т. е. русловая и пойменная части ритма становятся соизмеримыми. По мере подъема юрского фундамента происходит их выклинивание или объединение. Так, в скв. М-20 черемховская подсвита представлена уже не тремя, а одним нормально асимметричным ритмом. На северо-востоке Приркутской впадины количество ритмов в угленосной подсвите также сокращается. Здесь фиксируется один симметричный ритм, состоящий из

двух фациальных элементов: равнинного руслового аллювия, отлагавшегося в условиях ослабленной динамики водного потока, и отложений паводков.

В присаянской полосе центральной части Иркутского угленосного бассейна количество ритмов в черемховской подсвите увеличивается до двух. Нижний ритм, начинающий в этом районе разрез юры, характеризуется хорошо развитой русловой частью и слабо развитой пойменной.

У верхнего ритма пойменный горизонт выражен значительно лучше и в некоторых случаях по мощности соизмерим с русловыми. Вместе с увеличением мощности пойменных осадков в разрезе верхнего ритма нередко наблюдается переслаивание паводковых отложений с образованием болотного фациального комплекса. При движении от предгорной присаянской зоны бассейна в сторону платформы снова происходит сокращение количества ритмов в верхней подсвите, причем вблизи восточной границы распространения юрских осадков пойменные и болотные фации в разрезе ритмов начинают резко преобладать над русловыми (фиг. 38, скв. 210).

В пределах Иркутского бассейна (фиг. 39) можно выделить три фациальные зоны: 1) аллювиальную, 2) элювиально-делювиальную, 3) пойменную. Первая зона охватывает большую часть территории бассейна и состоит на 80% из аллювиальных фаций. Внутри этой зоны, на юго-востоке и северо-западе оконтуриваются фации горного аллювия, состоящие в основном из конгломератов. Контуры распространения конгломератов к концу черемховского времени значительно суживаются, а на северо-западе бассейна они перекрываются более мелкозернистым аллювием. Вторая зона расположена в центральной части Иркутского бассейна и характеризуется преобладанием элювиально-делювиальных фаций, которые к концу черемховского времени сменяются озерно-болотными.

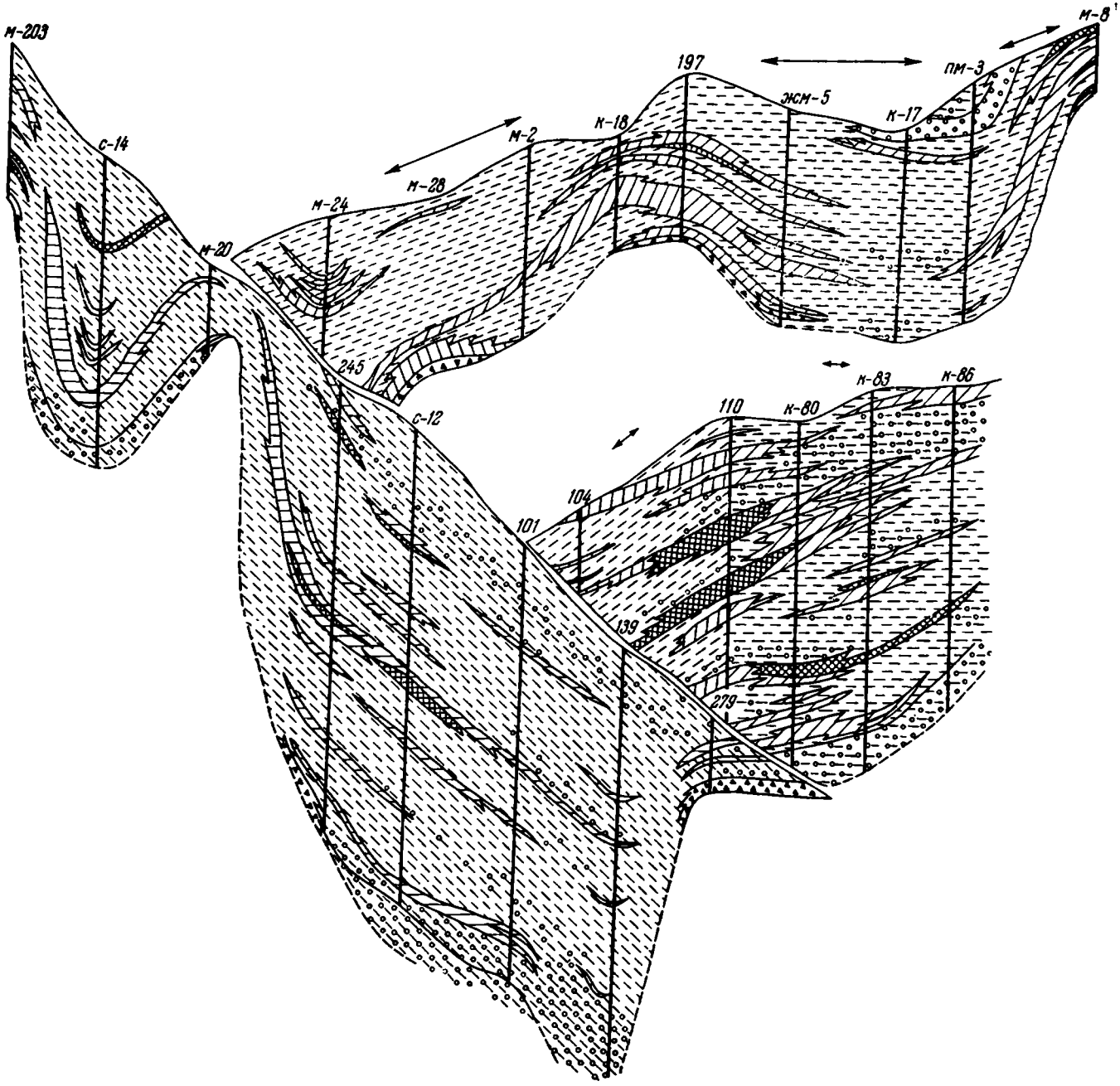
Третья зона располагается в северной и северо-западной частях бассейна. Пойменные фации здесь чередуются с русловыми, но площадь распространения пойменных осадков здесь значительно больше. К концу раннеюрского осадконакопления пойменные фации почти сплошной полосой протягивались вдоль северной границы Иркутского бассейна.

На западе бассейна аккумуляции в Рыбинской и Канско-Тасеевской впадинах в начале юры имели место три фациальные зоны (фиг. 40): 1) элювиально-делювиальная, примыкающая с востока и юга к области Енисейского кряжа; 2) аллювиальная, занимающая большую часть территории Переяславской, Бородинской и Абанской впадин третьего порядка; 3) пойменная, небольшими участками примыкающая к аллювиальной зоне с севера (на границе с Мурской впадиной) и с юга (на границе с Саяно-Партизанской мульдой). Кроме того, небольшие участки пойм выделяются на водораздельных участках Рыбинской и Канско-Тасеевской впадин.

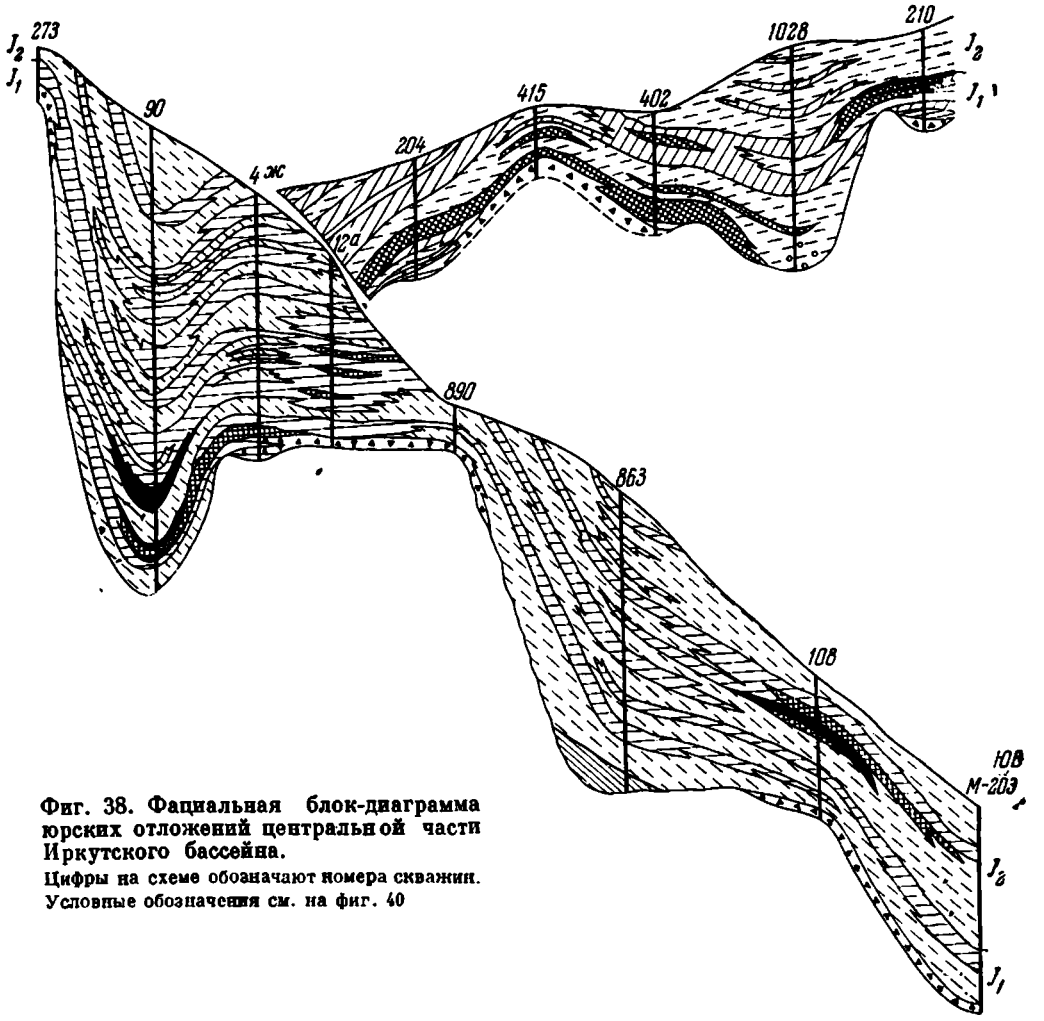
В конце ранней юры область распространения аллювиальных отложений сокращается, и ее западная граница отодвигается на восток. Большая часть территории покрывается отложениями пойменного и озерно-болотного генезиса. На юге Рыбинской впадины к этому фациальному комплексу приурочено формирование мощных пластов углей.

Отложения средней юры на территории Саяно-Вилюйского прогиба расчленяются на чопскую, камалинскую и бородинскую свиты. Наиболее полно в фациальном отношении разрезы этих свит изучены в пределах Рыбинской и Канско-Тасеевской впадин. В Иркутском бассейне вскрыта только нижняя часть разреза среднеюрских отложений.

Изменения фациального состава осадков в начале средней юры на севере Саяно-Вилюйского прогиба связаны с отступлением моря из

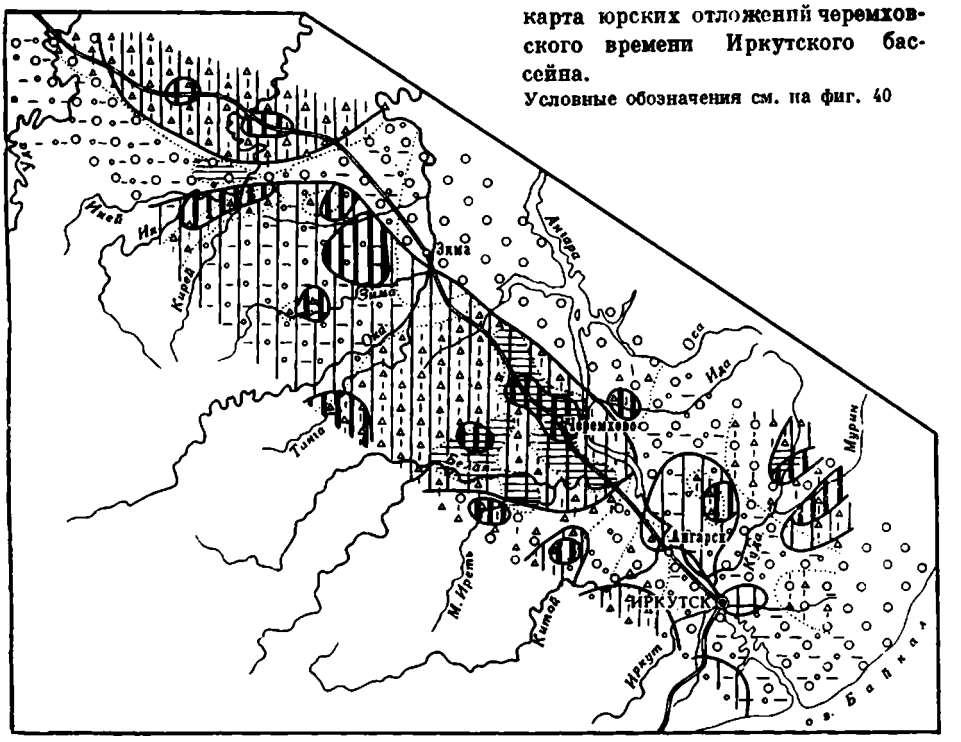


Фиг. 37. Фациальная блок-диаграмма юрских отложений юго-восточной части Иркутского бассейна. Цифры на схеме обозначают номера скважин. Условные обозначения см. на фиг. 40



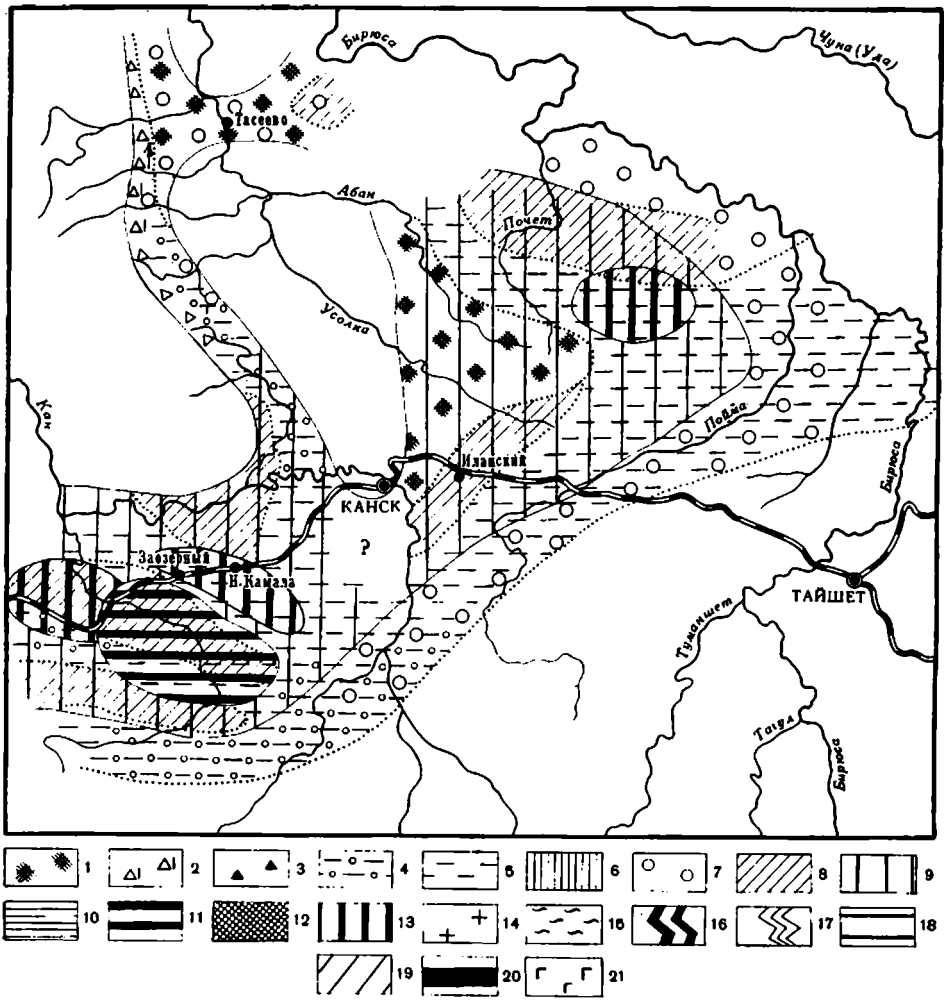
Фиг. 38. Фациальная блок-диаграмма юрских отложений центральной части Иркутского бассейна.

Цифры на схеме обозначают номера скважин.
Условные обозначения см. на фиг. 40



Фиг. 39. Схематическая фациальная карта юрских отложений черемховского времени Иркутского бассейна.

Условные обозначения см. на фиг. 40



Фиг. 40. Схематическая фациальная карта юрских отложений переяславской свиты Рыбинской и Канско-Тасеевской впадин.

Условные обозначения к фигурам: 24, 25, 30, 31, 35, 37—40, 42, 43, 48, 49, 51, 53.

1— смещенные и несмещенные коры выветривания; *2* — делювиально-элювиальные отложения; *3*— делювиальные отложения (знак на литолого-фациальных картах для конца эпохи); *4*— русловые отложения с высокой динамикой среды; *5*— прирусловые отложения с низкой динамикой среды; *6*— прирусловые отложения; *7*— русловые отложения (знак на литолого-фациальных картах для конца седиментационного процесса); *8*— пойменные фации; *9*— пойменные фации (знак на литолого-фациальных картах для конца седиментационного процесса); *10*— озерные фации; *11*— озерные фации (знак на литолого-фациальных картах для конца седиментационного процесса); *12*— болотные фации и угли; *13*— болотные фации и угли (знак на литолого-фациальных картах для конца седиментационного процесса); *14*— фации мелководного шельфа в зоне интенсивных течений (пески); *15*— фации мелководных заливов; *16*— лагунные фации; *17*— фации лагун с повышенной минерализацией; *18* – фации глубокого шельфа в конце периода; *19*— фации расширенных русел и проточных озер (знак на литолого-фациальных картах для конца седиментационного периода); *20*— болотные фации с постоянным угленакоплением; *21*— горелые породы

Вилюйской впадины. Осадки регрессивного ритма, связанного с постепенной сменой морских условий осадконакопления континентальными, представлены мощными сериями косослоистых песков, перекрывающих лагунные отложения второго трансгрессивного ритма в разрезе горы Мархап на р. Чоне. Мы предлагаем выделить их в чонскую свиту, считая возраст их соответствующим аалену. Возможно, если регрессия морского

бассейна проявилась в районе современного положения р. Чоны несколько раньше, чем в центральных частях Вилюйской синеклизы, в чонскую свиту входят и слои позднего тоара.

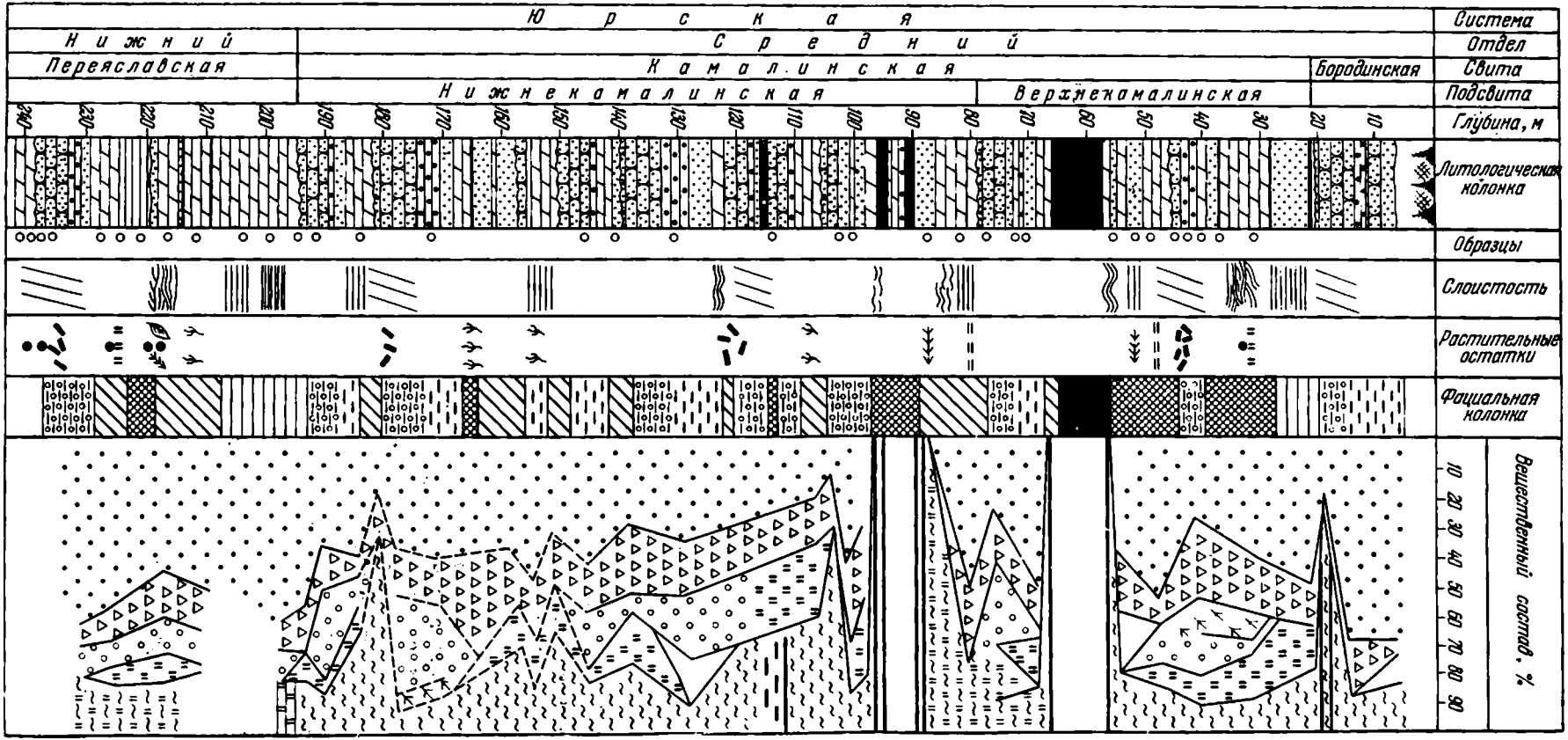
Мощные косые серии чередуются с горизонтальными, иногда с волнистослоистыми. В основании ритма появляются тонкие прослои глины среди горизонтально- и волнистослоистых песков и алевритов. Состав глин — каолинитовый. В основании косых серий встречаются глинистые окатыши. Непосредственно на лагунных глинах, содержащих гипс и представляющих собой верхнюю часть предыдущего цикла, залегают алевриты и пески с прослоями глин, также содержащие гипс. Вверх по разрезу содержание гипса падает. Таким образом, можно считать, что переход от глин тоара к пескам аалена постепенный; новый ритм начинается с фаций опресненной лагуны. Выше появляются дельтовые пачки с характерной слоистостью, составляющие основную часть свиты (20 *м*). В основании косых серий наблюдаются глинистые окатыши, а выше по разрезу — гальки устойчивых пород.

В тяжелой фракции отмечается появление знаков пиропа, что свидетельствует об усилении процессов размыва. Еще выше по разрезу наблюдаются углистые прослойки между косыми сериями; они чередуются с неслоистыми и волнистослоистыми алевритами и тонко-горизонтальнослоистыми маломощными пропластками песков и глин. Мы можем констатировать, что осадки дельт постепенно сменяются пойменными и болотными осадками, возможно среди них присутствуют и озерные.

К чонской свите в бассейне р. Нижней Тунгуски и в Приангарье можно отнести разрозненные выходы пойменных осадков с линзами углей. Только в Мурской депрессии среднеюрские осадки сложены русловыми фациями, преобладающими в разрезах Канско-Тасеевской впадины и Иркутского бассейна.

Фации камалинской свиты. В пределах Переяславского месторождения углей камалинская свита расчленяется на две подсвиты: нижнекамалинскую, мощностью 116 *м*, и верхнекамалинскую, мощностью 60 *м* (фиг. 41). Характерными особенностями осадконакопления в нижнекамалинское время являются широкое развитие аллювиальных фаций и частое изменение уровня эрозионного среза. Процессы угленакопления имеют в осадках подсвиты подчиненное значение. Они приурочены в основном к верхней части подсвиты и ограничены только центральной, наиболее прогнутой частью Переяславской впадины. Угленакопление идет в основном в условиях пойменного и старичного режимов, что хорошо прослеживается на приведенных картах фаций. При движении на север заметно сокращение мощности нижнекамалинской подсвиты и замещение русловых фаций пойменными и болотными. Болотные фации составляют незначительный процент в общем разрезе. На юге Переяславского месторождения наблюдается сокращение мощности осадков нижнекамалинской подсвиты до 55 *м*, а еще дальше на юг фиксируются отложения предгорного аллювия. Основная аллювиальная артерия располагалась на юге и юго-востоке Переяславской впадины (фиг. 42). Это стрежневая часть русла, к которой с севера и с юга примыкают отложения прирусловых фаций. Выше по разрезу русловые осадки сменяются пойменными, болотно-старичными. Заканчивается ритм маломощными прослоями и линзами углей. Для ритма характерно интенсивное развитие русловых фаций, пойменные и болотные фации имеют подчиненное значение.

При движении на север мощности ритмов сокращаются, изменяется соотношение пойменных и русловых фаций. Русловые галечники сменяются прирусловыми фациями, которые еще дальше на север замещаются отложениями пойм и стариц. На юге Переяславского участка осадки нижнекамалинской подсвиты представлены прирусловыми и пойменными фациями.


Юрская
Нижний
Средний
Переяславская
Камалинская
Бородинская
Нижнекамалинская
Верхнекамалинская
Система
Отдел
Свита
Подсвита
Глубина, м
Литологическая колонка
Образцы
Слоистость
Растительные остатки
Фациальная колонка
Вещественный состав, %
10 20 30 40 50 60 70 80 90

Образование осадков верхнекамалинской подсвиты начинается с довольно интенсивного развития собственно русловых фаций, представленных крупнозернистыми песчаниками с обломками обугленной и сидеритизированной древесины в стрежневой части русла. Русловые фации имеют здесь небольшую мощность и быстро сменяются пойменными и болотными, среди которых находятся мощные пласты углей (фиг. 43).

В верхнекамалинской подсвите выделено три ритма: VII—34 *м*; VIII—37 *м*; IX—26 *м*. **Ритм VII** начинается русловыми фациями мощностью около 10 *м*, которые сменяются пойменными и озерно-болотными фациями с пластами углей. Заканчивается ритм VII пойменными фациями с большим количеством обугленных растительных остатков.

Ритм VIII начинается русловыми галечниками, мощностью до 8 *м*, которые сменяются пойменными и болотными фациями с мощными пластами углей. Выше углей располагаются алевролиты и аргиллиты, почти лишенные слоистости с вертикально расположенными остатками корней растений и слабым проявлением углеобразования.

Ритм IX неполный, в его состав входят маломощные русловые песчаники (до 5 *м*) и алевролиты пойменных фаций (12 *м*), которые сменяются типичными озерными песчаниками; озерные фации имеют локальное распространение. Вышележащие русловые песчаники бородинской свиты ложатся на отложения озерного генезиса с размывом, что хорошо видно на разрезе (см. фиг. 41).

Характерным для верхнекамалинской подсвиты является широкое развитие пойменных и болотно-старичных фаций, которые составляют 75% разреза; к этому времени приурочено образование наиболее мощных промышленных пластов углей (см. фиг. 43). Угольные пласты подстилаются и перекрываются пойменными отложениями. Озерно-болотные бассейны приурочены к обширным площадям развития пойм.

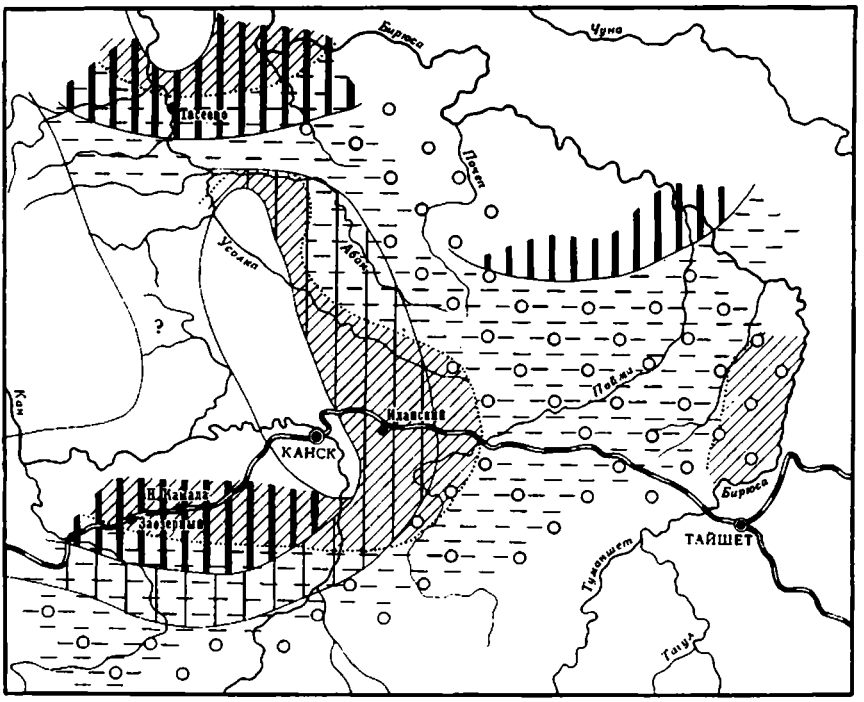
Вещественный состав отложений камалинской свиты, усредненный по фациям, представлен на фиг. 44. На графиках видно увеличение содержания кварца от песчаников и алевролитов руслового генезиса к озерным.

Камалинская свита на Бородинском месторождении также подразделяется на верхнюю и нижнюю подсвиты. В отличие от Переяславского месторождения здесь не наблюдается ярко выраженной разницы в условиях осадконакопления между нижней и верхней подсвитами. В обоих случаях мы имеем дело с двумя крупными ритмами, мощность которых в первом случае составляет 140 *м*, во втором — 120 *м*. В состав двух крупных ритмов входят более мелкие, которые хорошо сопоставляются с III, IV, V и VI ритмами, выделенными на Переяславском месторождении. Но здесь эти ритмы неполные, резко асимметричные, с хорошо развитой аллювиальной частью. В редких случаях они завершаются болотными фациями, большей частью обычный ход осадконакопления прерывается раньше, при формировании прируслового или пойменных фаций. Озерно-болотные фации в нижнекамалинской подсвите составляют около 8%, в верхнекамалинской — 17%, пойменные — соответственно 14 и 25%, а русловые — 78 и 58%.

Сортировка и окатанность обломочного материала в русловых песчаниках средняя: $S_0=1{,}98$; $Md=0{,}28$—$0{,}35$ *мм*. Минеральный состав, приведенный на фиг. 45, показывает, что состав песчаников руслового генезиса преимущественно полимиктовый. Содержание обломков в отдельных случаях доходит до 40%. Для камалинской свиты характерно также высокое

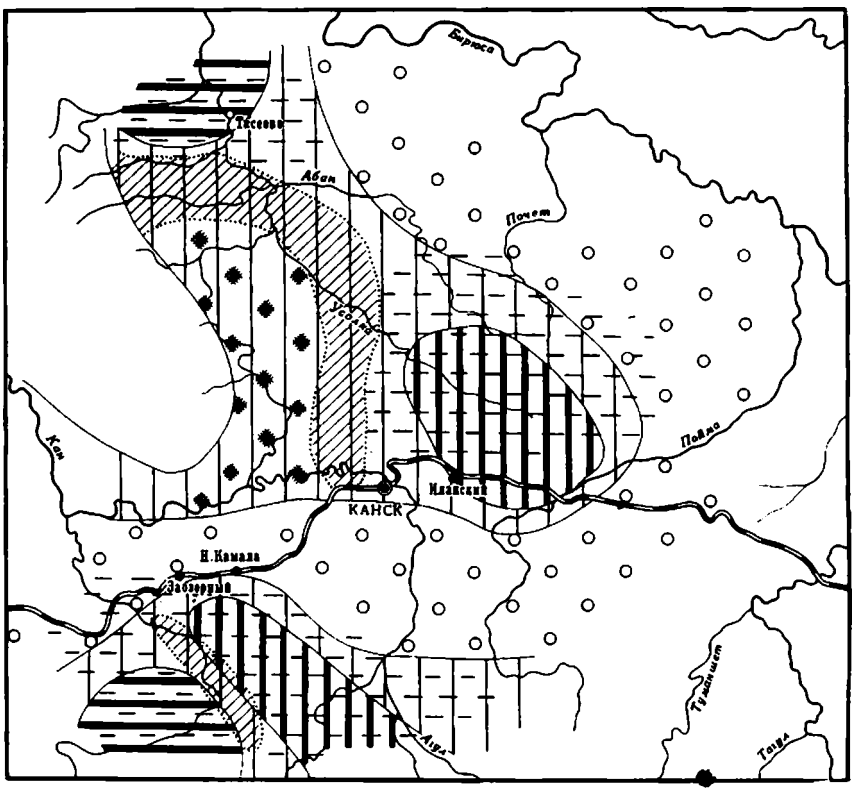
Фиг. 41. Литолого-фациальный разрез скв. 1670.

Условные обозначения к литологической и фациальной колонкам, вещественному составу см. на фиг. 2, условные обозначения к растительным остаткам — на фиг. 13



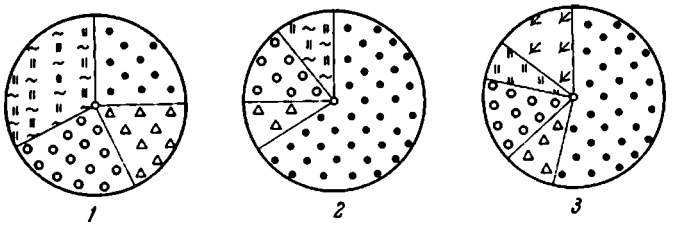
Фиг. 42. Схематическая фациальная карта юрских отложений нижнекамалинского времени на территории Рыбинской и Канско-Тасеевской впадин.

Условные обозначения см. на фиг. 40



Фиг. 43. Схематическая фациальная карта юрских отложений верхнекамалинского времени на территории Рыбинской и Канско-Тасеевской впадин.

Условные обозначения см. на фиг. 40



Фиг. 44. Минеральный состав камалинской свиты на Переяславском участке.

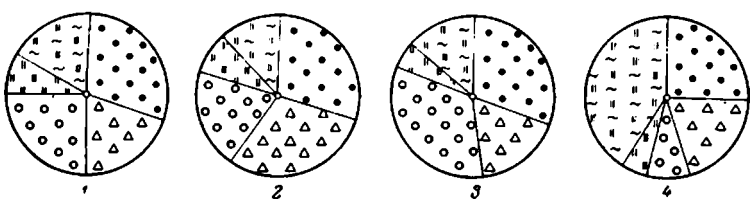
1— русловые песчаники; *2*— озерные песчаники и алевролиты; *3*— пойменные алевролиты.
Условные обозначения см. на фиг. 2

содержание полевых шпатов (до 35%) и низкое содержание кварца (15—18%).

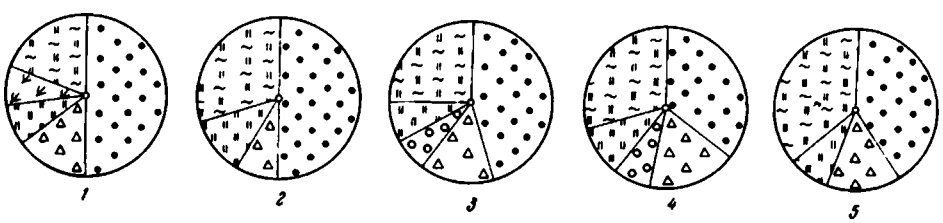
Сортировка и окатанность обломочного материала несколько улучшаются в песчаниках и алевролитах пойменного генезиса: $S_0 = 1{,}63$; $Md = 0{,}097—0{,}12$ *мм*.

Минеральный состав обломочной части пород представлен кварцем (35—40%), полевым шпатом (20%), слюдой (15%, мусковит и биотит). Содержание цемента, состоящего из углисто-глинистого материала, составляет в среднем 30%.

В камалинскую свиту на Абанском месторождении углей входят в основном крупно- и среднезернистые песчаники руслового генезиса. Мелкозернистые прирусловые и пойменные песчаники и алевролиты распространены меньше. Болотные фации встречены только на востоке и юге Абанского бассейна.

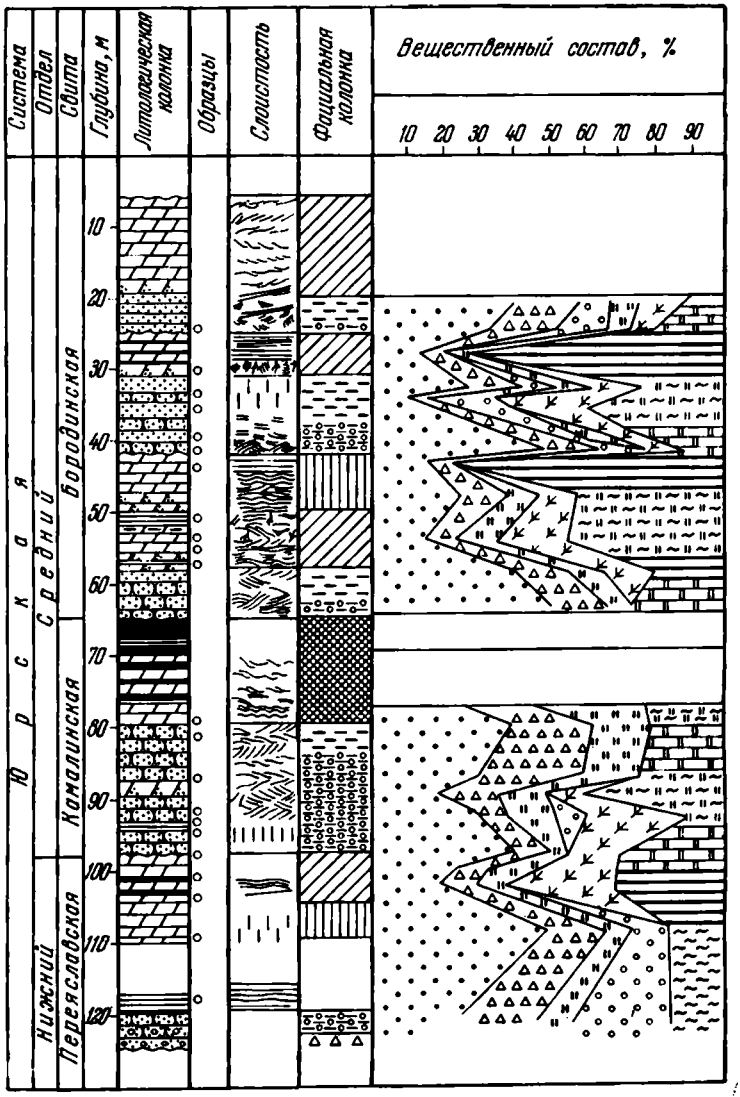


Фиг. 45. Минеральный состав камалинской свиты на Бородинском участке.
Условные обозначения см. на фиг. 2



Фиг. 46. Минеральный состав камалинской свиты на Абанском месторождении углей (средние данные по скв. 390).

1, *2*— озерные песчаники; *3*— прирусловые алевролиты; *4*— русловые песчаники; *5*— пойменные песчаники и алевролиты.
Условные обозначения см. на фиг. 2



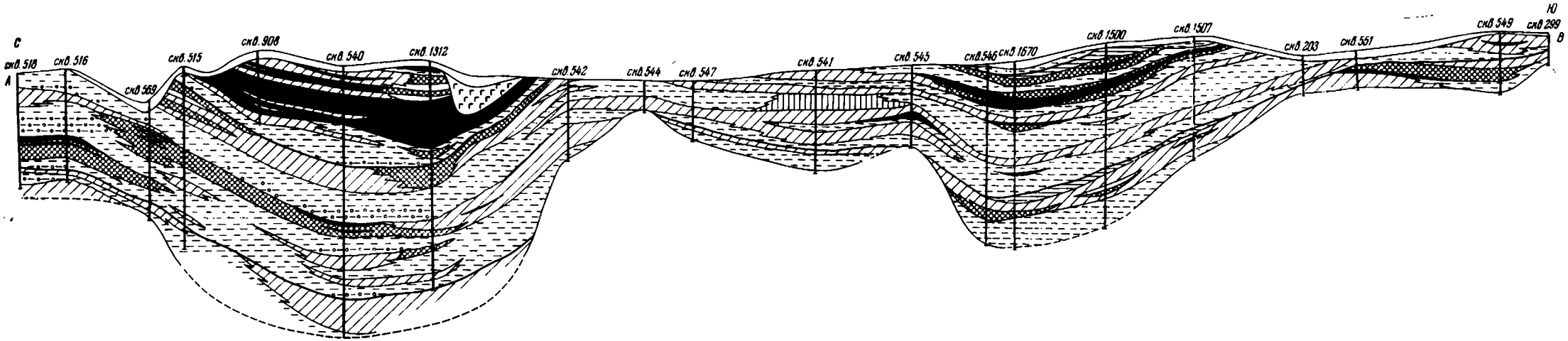
Фиг. 47. Литолого-фациальный разрез по скв. 8.

Условные обозначения см. на фиг. 2

Ритмичное строение проявляется очень слабо, даже разделение на две подсвиты — нижнекамалинскую и верхнекамалинскую — с уверенностью можно сделать только в центральной части бассейна. Соотношение фаций свидетельствует о значительном преобладании аллювиальных фаций в разрезе камалинской свиты.

Сортировка и окатанность обломочного материала здесь несколько улучшаются по сравнению с такими же осадками на Бородинском месторождении ($S_0 = 1{,}47$; $Md = 0{,}23$ *мм*).

Вещественный состав показан на фиг. 46 для всех фациальных комплектов, описанных для камалинской свиты. Характерной особенностью песчаников и алевролитов камалинской свиты является преобладание кварца и сравнительно невысокое содержание обломков пород, представленных эффузивами.



Фиг. 48. Фациальный разрез юрских отложений Рыбинской впадины.

Условные обозначения см. на фиг. 40

Заказ № 1741

В районе, примыкающем к восточной оконечности Енисейского кряжа, отложения камалинской свиты вскрыты вблизи поселков Тасеево и Мурма, где преобладают русловые фации и заканчивается осадконакопление озерно-болотными фациями. Сортировка и средний размер зерен (S_0= =2,1; Md=0,35 *мм*) показывают, что обломочный материал не имел длительной механической обработки. Песчаники здесь преимущественно аркозового и полимиктового состава. Цемент песчаников в основном карбонатный.

Распределение фаций в камалинское время иллюстрируется двумя картами для нижнекамалинской и верхнекамалинской подсвит (см. фиг. 42, 43). Так как отложения камалинской свиты наиболее полно представлены и подробно изучены на западе бассейна аккумуляции, то именно здесь интересно проследить смену фаций во времени. Начало камалинского времени характеризуется широким развитием аллювиальных фаций. Южная часть Рыбинской впадины, Абанская впадина, северная часть Приенисейской — вся эта территория являлась зоной распространения аллювиальных осадков, среди которых преобладали русловые фации с ослабленной динамикой среды. Полоса развития пойменных фаций окаймляет с востока куполообразное поднятие, границы которого резко сокращаются в это время, и заходит на север Рыбинской впадины. Кроме того, пойменные фации выделяются на северо-западе и на востоке Канско-Тасеевской впадины (фиг. 47). К концу раннекамалинского времени картина распределения фаций изменяется, но не существенно. Суживаются границы аллювиальной зоны за счет расширения пойменных фаций. На пойменных пространствах начинается формирование болот. Болотные фации появляются также на границе с Мурской впадиной.

Обстановка осадконакопления несколько меняется в позднекамалинское время. Расширение границ аллювиальных зон происходит на запад и северо-восток. Северная часть Рыбинской впадины вовлекается в общее прогибание, начавшееся на западе. В это время происходит соединение западного и восточного юрских бассейнов аккумуляции через аллювиальную долину. Пойменные фации в виде узкой полосы оконтуриваются только на западе Канско-Тасеевской впадины. Выделение зоны элювиально-делювиальных фаций в приенисейской части впадины в известной степени схематично из-за небольшого количества точек наблюдения.

В конце камалинского времени сужается зона развития аллювиальных фаций. На севере Рыбинской впадины остается узкая полоса аллювия, расширяющаяся к западу и к востоку. Отложения пойменных фаций покрывают почти всю территорию Рыбинской впадины, здесь с ними связано интенсивное угленакопление в Переяславской мульде. Граница пойменных фаций в пределах Канско-Тасеевской впадины перемещается далеко на восток.

Фации бородинской свиты. Отложения, относимые нами к бородинской свите, вскрыты и описаны только на территории Рыбинской и Канско-Тасеевской впадин. Полная мощность этих осадков доходит до 200 *м*, и с ними связано формирование крупных месторождений угля.

Наиболее полный разрез отложений бородинской свиты вскрыт в районе пос. Бородино, где мощность осадков достигает 200 *м*. Уменьшение мощности свиты происходит на север и юг бассейна (фиг. 48). Отложения бородинской свиты представляют собой один крупный ритм, имеющий асимметричное строение. Нижняя часть крупного ритма аллювиальная, ее мощность в центральной части впадины 30—35 *м*; верхняя — пойменная, мощность ее свыше 100 *м*. Кое-где ритм заканчивается озерными фациями, но их распространение очень ограничено. Мощные пласты углей залегают среди русловых и пойменных осадков и связаны с ними генетически.

Сортировка обломочного материала и средний размер зерен — обычные для русловых осадков начала крупного ритма: $S_0 = 1{,}53$; $Md = 0{,}29$ *мм*. В песчаниках в почти равных количествах присутствуют обломки пород, полевой шпат, кварц, отмечается повышенное содержание слюды.

Бородинская свита на Абанском участке также начинается русловыми отложениями, которые только на севере сменяются пойменными и озерными фациями. Мощность нижней аллювиальной части свиты в центральной части территории составляет 12—15 *м*, а при движении на запад и восток увеличивается до 30—35 *м*. Мощность верхней озерно-болотной части свиты — 120—130 *м*. Бородинская свита на Абанском и Бородинском участках имеет сходные черты строения. В обоих случаях нижняя аллювиальная часть свиты развита слабо, а верхняя, озерно-болотная — интенсивно. В Абанском участке, в отличие от Бородинского, аллювиальные фации сменяются озерными, к которым приурочено интенсивное угленакопление (фиг. 49). При движении на восток увеличивается в разрезе значение аллювиальных фаций. В этом направлении озерные фации постепенно замещаются пойменными и русловыми. Сортировка обломочного материала и средний размер зерен русловых отложений ($S_0 = 1{,}1—1{,}5$; $Md = 0{,}25—0{,}32$ *мм*) свидетельствуют о значительной его переработке.

Минеральный состав русловых отложений (фиг. 50) показывает, что среди песчаников этой группы фаций преобладают в основном аркозы. Состав песчаников пойменного и озерного генезиса характеризуется значительным увеличением содержания кварца. Коэффициент сортировки у них не превышает 0,85.

Отложения бородинской свиты вскрыты в районе Тасеева. В скважинах 6 и 7 верхи разреза свиты перекрыты верхнеюрскими отложениями, на которые с размывом ложатся пестроцветные осадки мела. Общая мощность бородинской свиты в Приенисейской части Канско-Тасеевской впадины составляет 160 *м*. Здесь можно выделить несколько ритмов, хорошо сопоставляющихся по простиранию. Аллювиальные части ритмов маломощны и развиты слабо, пойменные и озерно-болотные пользуются большим распространением и имеют значительную мощность. Среди песчаников русловых и прирусловых фаций по минеральному составу выделяются крупно- и среднезернистые песчаники, залегающие в основании ритмов. Состав их близок к полимиктовому, сортировка средняя: $S_0 = 2{,}35$. Алевролиты и мелкозернистые песчаники прирусловых фаций имеют аркозовый состав, а пересчеты гранулометрического состава показали, что $S_0 = 1{,}32$; $Md = 0{,}083$ *мм*. На северо-западе описываемой территории наблюдается замещение пойменных и прирусловых фаций озерными, представленными песчаниками, алевролитами и известняками, а также промежуточными разновидностями. Минеральный состав их приведен на фиг. 47. Терригенная часть этих пород представлена кварцем, полевым шпатом и слюдой, основная масса породы сложена сингенетичным карбонатом.

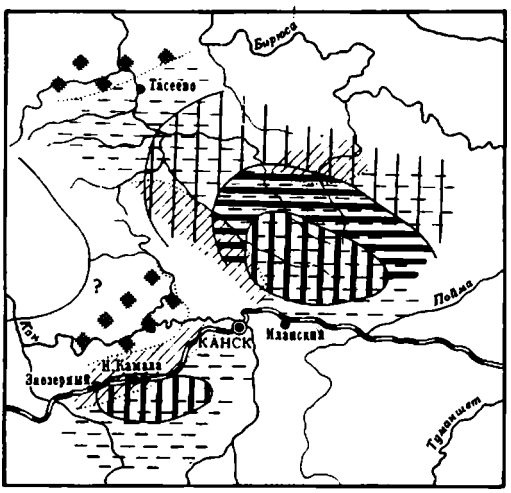
В распределении фаций бородинской свиты на территории Рыбинской и Канско-Тасеевской впадин наблюдается повторение контуров основных фациальных зон, выделенных в камалинской свите. В начале бородинского времени значительная часть территории была покрыта осадками аллювиального генезиса. К концу среднеюрского времени контур распространения аллювиальных фаций сокращается.

Так как отложения бородинской свиты не везде вскрыты на полную мощность, нет возможности оконтурить фациальные зоны на всей территории, но в пределах Канско-Тасеевской впадины можно выделить зоны распространения озерно-болотных и пойменных фаций.

Фации усть-балейской, присаянской и кудинской свит. В строении усть-балейской пачки в зоне глубокого погружения на юго-востоке бассейна принимают участие два ритма. Однако по срав-

нению с нижними ритмами черемховской свиты они не столь четко выражены в силу того, что пойменные фации здесь сильно редуцированы, особенно в нижней части разреза усть-балейской толщи.

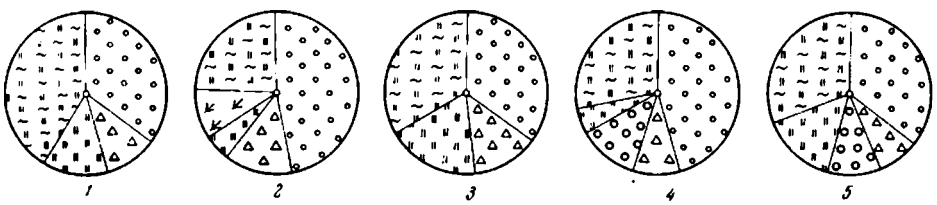
В верхах усть-балейских слоев наблюдается некоторое увеличение мощностей пойменного аллювия, а также появление фаций напойменных болот. Тем не менее второй ритм, как и первый, по-прежнему остается нормально асимметричным. Более существенную роль пойменные и болотные фации начинают играть на северо-восточной оконечности Прииркутской депрессии. Наряду с фациальными комплексами пойм и напойменных болот, среди усть-балейских осадков, слагающих верхние горизонты свиты, иногда фиксируются фации прирусловых отмелей, обычно подстилающие пойменные или болотные образования.



Фиг. 49. Схематическая фациальная карта юрских отложений бородинского (абанского) времени на территории Рыбинской и Канско-Тасеевской впадин.

Условные обозначения см. на фиг. 40

В центральной части Иркутского бассейна сохранились лишь нижние горизонты усть-балейской свиты, представленные главным образом фациями равнинного руслового аллювия (фиг. 51). Пойменный фациальный

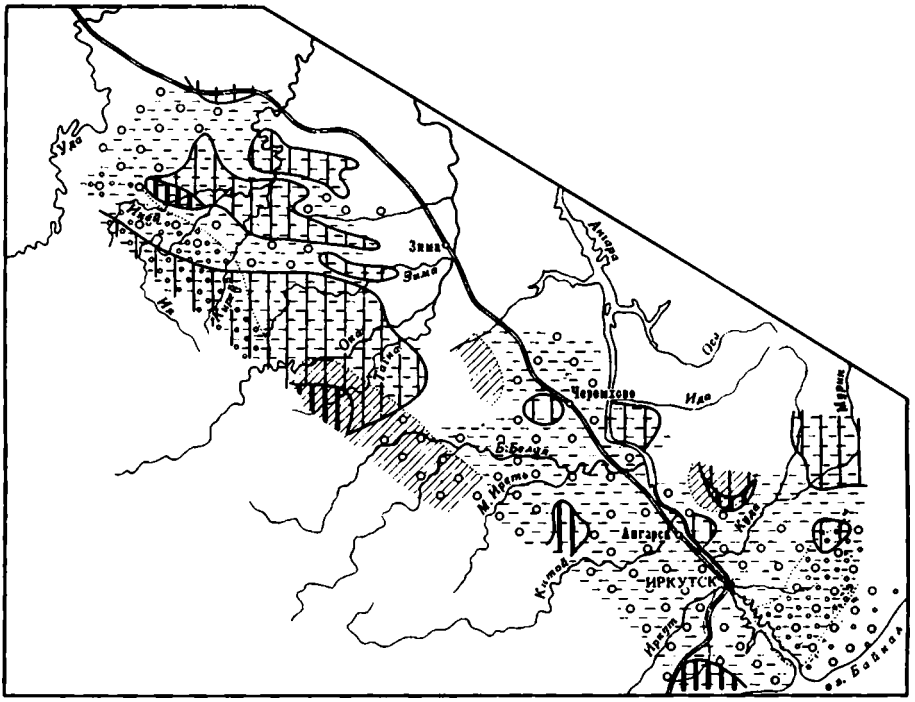


Фиг. 50. Минеральный состав бородинской свиты на Абанском участке.

1, 2— пойменные отложения; *3, 4*— озерные отложения; *5*— русловые отложения.
Условные обозначения см. на фиг. 2

комплекс наблюдается только в Присаянье (см. фиг. 38, скважины 90, 863).

В отложениях присаянской свиты ритмичность выражена очень слабо. По существу здесь фиксируются лишь нижние горизонты ритмов, представленные русловым аллювием (фиг. 52). Осадки же пойменного генезиса почти совершенно не развиты, и только к северо-востоку от зоны глубокого погружения юрского фундамента, в Прииркутской впадине (вблизи Прибайкальского предгорного бассейна), появляются отложения паводков (см. фиг. 44, скважины К-83, К-86). Русловые фации, начинающие присаянский ритм, не везде однотипны. В Кудинской депрессии и на северо-восточной оконечности Прииркутской впадины они представлены грубообломочными породами (конгломератами и грубозернистыми песча-



Фиг. 51. Схематическая фациальная карта юрских отложений Усть-Балейского времени на территории Иркутского бассейна.

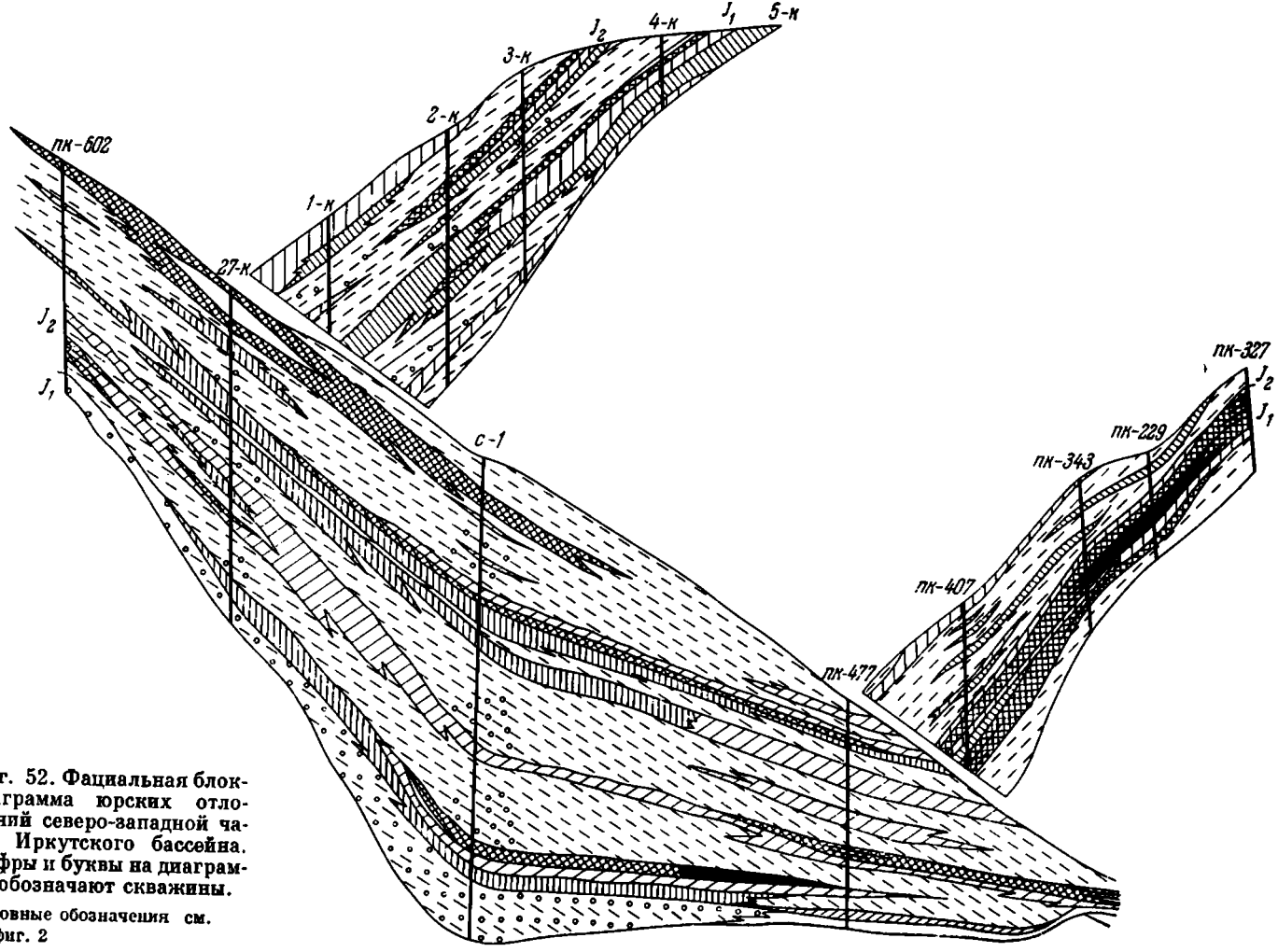
Условные обозначения см. на фиг. 40

никами с включениями гальки), седиментация которых происходила в русловых потоках предгорного типа. Юго-восточнее русловой фациальный комплекс отражает более спокойные условия осадконакопления. Здесь почти повсеместно развиты фации равнинного руслового аллювия (фиг. 53).

Кудинская свита распространена лишь в пределах Кудинской и Прииркутской впадин и представляет собой накопления грубообломочного аллювия с неясной линзовидной слоистостью. В составе ритмов почти полностью отсутствует верхняя пойменная часть, а ритмичность проявляется за счет колебаний в содержании крупной гальки.

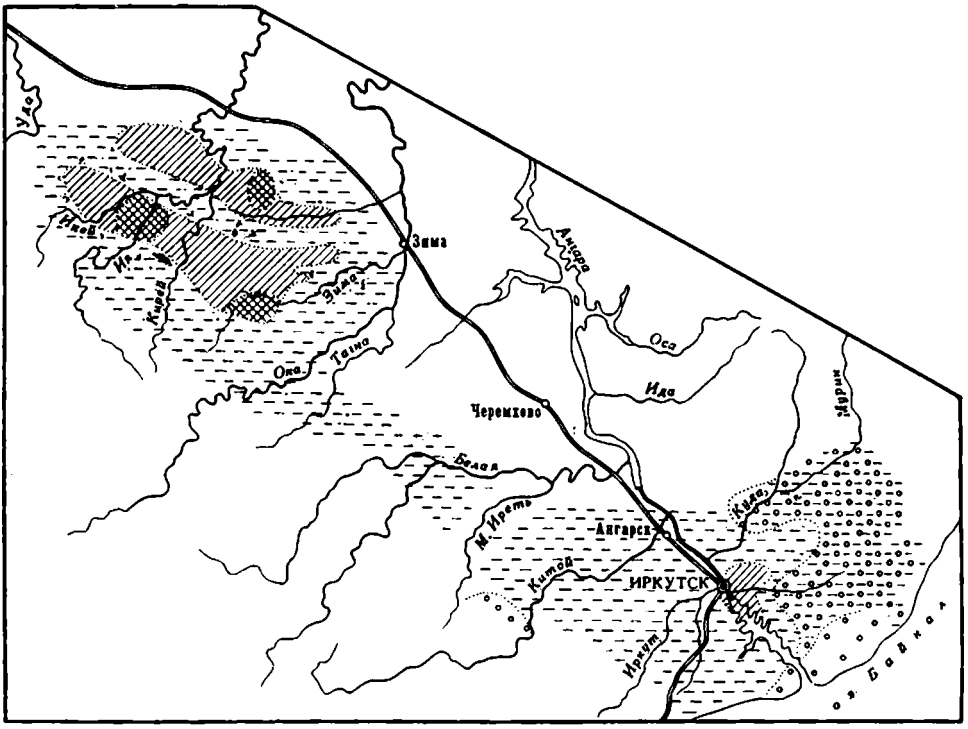
Фации караульнинской свиты. Верхнеюрские отложения с достаточной степенью достоверности выделяются в Тасеевской впадине. В скв. 7 (фиг. 54) вскрыта наибольшая мощность отложений верхней юры, составляющая 70 *м*; в скв. 6 мощность этих отложений составляет 15 *м*. Нижний контакт с подстилающими среднеюрскими породами бородинской свиты нормальный, верхний — резкий, несогласный. На верхнеюрские породы с размывом ложатся нижнемеловые пестроцветные осадки. В связи с этим полного последовательного разреза верхнеюрских осадков мы не наблюдаем.

Отложения караульнинской свиты имеют ритмичное строение. В скв. 7 выделено три полных ритма и один неполный. Первый ритм, считая снизу от контакта с бородинской свитой, — аллювиальный, его мощность 23 *м*. Нижняя часть ритма сложена песчаниками крупно- и среднезернистыми с косой однонаправленной слоистостью. В основании ритма встречены гравелиты с галькой кварца и крупными обломками стволов деревьев. При движении вверх по разрезу наблюдается постепенное



Фиг. 52. Фациальная блок-диаграмма юрских отложений северо-западной части Иркутского бассейна. Цифры и буквы на диаграмме обозначают скважины.

Условные обозначения см. на фиг. 2

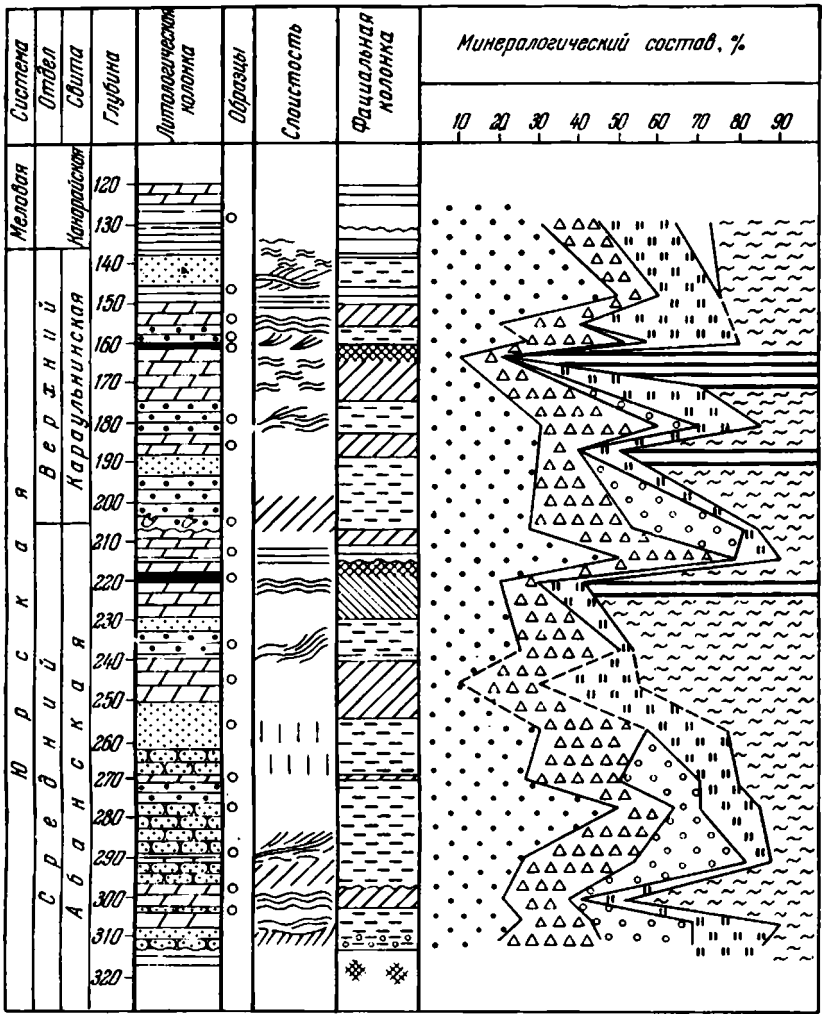


Фиг. 53. Схематическая фациальная карта юрских отложений присаянского времени на территории Иркутского бассейна.

Условные обозначения см. на фиг. 40

уменьшение размерности песчаников, улучшается их сортировка и окатанность. Мощность аллювиальной части ритма 18 *м*. Верхняя, пойменная часть ритма представлена серыми, темно-серыми плотными горизонтальнослоистыми алевролитами с включениями корневых систем растений. Второй ритм (снизу вверх) имеет строение, близкое к симметричному. Общая мощность ритма 25 *м*; мощность его аллювиальной части 10 *м*, а пойменно-болотной — 15 *м*. Нижняя часть ритма сложена среднезернистыми песчаниками с крупной косой слоистостью и включениями обломков стволов и стеблей растений. Выше залегают алевролиты серые и темно-серые, местами песчанистые. Заканчивается ритм метровым пластом угля, на который с размывом ложатся песчаники третьего ритма. Третий ритм имеет мощность 16 *м* и резко выраженное асимметричное строение. Аллювиальная часть ритма, мощностью 5 *м*, представлена среднезернистыми песчаниками, сцементированными карбонатными материалами. Выше аллювиальные отложения замещаются пойменными, представленными голубовато-серыми и светло-серыми алевролитами с песчанистой примесью. Заканчивается третий ритм светло-серыми плотными аргиллитами с тонкой горизонтальной прерывистой слоистостью. Четвертый ритм неполный, имеет мощность 8 *м*, состоит из русловых среднезернистых косослоистых песчаников. Выше залегают аргиллиты с линзами мелкогалечного конгломерата, мощностью 15—20 *см*, состоящими из хорошо окатанной гальки кварца.

В скв. 6 прослеживается только часть первого ритма, а верхи разреза размыты. Пестроцветные отложения нижнего мела с размывом ложатся на русловые песчаники первого ритма.



Фиг. 54. Литолого-фациальный разрез караульнинской свиты по скв. 7.
Условные обозначения см. на фиг. 2

Верхнеюрские осадки выделяются также и в пределах Мурской депрессии, где они представлены пойменными и болотными фациями, а иногда содержат глины каолинового состава, которые можно относить к фациальному аналогу перемещенной коры выветривания.

УГЛЕНОСНОСТЬ ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

В пределах Саяно-Вилюйского прогиба юрские отложения несут промышленные скопления углей в Канско-Тасеевской, Рыбинской, Вилюйской впадинах и в Иркутском бассейне.

Пласты углей промышленной мощности встречаются в разрезах юрских пород и не оконтуренных ныне угленосных бассейнов, например в Мурской впадине, в Приангарье и в бассейне Нижней Тунгуски; однако пока еще нельзя определить в этих районах масштабы промышленной угленосности. Для районов, где месторождения углей разведаны и разрабатываются, геологические запасы ископаемых углей в юрской толще определяются величиной порядка 155 млрд. *т*.

Громадная роль ископаемых углей юрского возраста в экономике южного и центральных районов Сибирской платформы, наряду с важным значением углей как показателей фациальных условий накопления и последующих изменений угленосных толщ, заставляет нас особо остановиться на описании угленосности юрских бассейнов.

Угленосность Канско-Тасеевской, Вилюйской впадин, а также Иркутского бассейна связана как с нижнеюрскими, так и со среднеюрскими отложениями. В Канско-Тасеевской впадине промышленное значение имеет верхняя часть разреза средней юры — бородинская свита; в Иркутском бассейне угленосна нижняя юра — черемховская свита, а в Вилюйской впадине самые низы разреза нижнего отдела юры.

Количественная оценка угленосности по бассейнам приводится в табл. 15.

Таблица 15

Количественная характеристика угленосности юрских отложений

Месторождение	Мощность свиты, м	Количество угольных пластов		Средняя суммарная мощность пластов угля, м		Коэффициент угленосности, %	
		всего	рабочих	общая	рабочих	общий	рабочий
Канско-Тасеевская впадина (Восточная часть Канско-Ачинского бассейна)							
Рыбинский район							
Переяславское	296	19	9	26,6	20,5	9,0	6,9
Ирша-Бородинское	444	28	16	86,4	76,9	19,4	17,2
Абанский район							
Абанское	150	9	3	21,6	17,5	14,40	11,6
Урало-Ключевское	75	2	1	10,2	9,5	13,6	12,7
Иркутский бассейн							
Азейское	100	16	2	9,5	7,5	9,5	7,5
Каранцайское	250	13	6	18,6	16,5	7,4	6,6
Черемховское	70	5	2	9,0	8,5	12,8	12,1
Ишинское	240	15	3	5,9	4,9	2,5	2,0
Базойское	450	18	1	6,5	3,2	1,4	0,7
Окско-Икейская впадина	460	21	—	6,0	—	1,3	—
Новометелкинское	273	46	25	10,0	8,5	3,3	2,8
Арапсахойское	390	17	1	3,5	2,7	0,9	0,7
Приркутская впадина	580	65	2	13,2	2,8	2,3	0,5
Ангаро-Вилюйский прогиб							
Пятачковое	28,60	3	1	1,34	1,14	4,6	3,9
Дачное	75,0	5	1	2,4	1,50	3,2	2,0

Количество пластов угля в разрезах юрской угленосной толщи изменяется в широких пределах — от 2 до 65, но рабочую мощность из них имеют от 1 до 25 пластов. В Канском бассейне и Рыбинской впадине наибольшее число пластов угля приурочено к Саяно-Рыбинскому угленосному району (28 угольных пластов, из которых рабочей мощности — 16), наименьшее — к Абанскому району, где в разрезе толщи насчитывается от двух до девяти пластов, из них от одного до трех пластов рабочей мощности.

В Иркутском бассейне наибольшее количество пластов угля (65) встречается в зоне Присаянского прогиба и в Приркутской впадине, где наблюдается более полный разрез юрской толщи (273—580 *м*).

В платформенной части бассейна, где мощность юры небольшая (70—100 *м*), количество пластов невелико — 5—6, из которых рабочим являются два.

Можно считать, что количество пластов угля в юрской толще определяется как полнотой ее стратиграфического разреза, так и главным образом условиями угленакопления.

Пласты угля в юрской толще имеют различную мощность — от нескольких сантиметров до десятков метров. Распределение их в разрезе неравномерно, что связано с указанной выше асимметричностью ритмов осадконакопления, а распределение пластов углей в юрской осадочной толще, естественно, подчинено ритмичности седиментации. Так, в Рыбинском районе угленасыщенность значительно увеличивается вверх по разрезу и от периферии к центру угленосной площади. Основная угленосность связана с нижними пластами бородинской свиты, которые имеют следующие средние мощности: «Профильный» — 3 *м*, «Рыбинский» — 7 *м*, «Гусевский» — 1,3 *м*, «Бородинский» — 43,2 *м*, «Подбородинский» — 1,1 *м*; нижележащие четыре пласта измеряются мощностью от 0,6 до 1,8 *м*. Кроме того, в камалинской свите хорошо изучены девять пластов, среди которых «Железнодорожный», «Камалинский», «Сомнительный», «Неожиданный» и другие имеют мощность от 0,47 до 2,7 *м*.

На Переяславском месторождении в бородинской свите изучено 14 пластов угля мощностью от 1 до 18 *м*. Наиболее мощным здесь является верхний пласт («Мощный»).

В Абанском районе в вознесенской свите содержатся только тонкие прослои угля (0,1—0,3 *м*). В абанской свите здесь известно девять пластов, из них «Мощный» и «Нижний» имеют промышленное значение; мощность первого изменяется от 15,5 до 20,0 *м*, второго составляет около 5 *м*.

В Иркутском бассейне большая часть угольных пластов имеет незначительную мощность (0,1—0,9 *м*), только отдельные из них обладают рабочей мощностью (свыше 1 *м*). Наибольшая мощность пластов приурочена к Присаянской части бассейна, где она достигает на Каранцайском и Новометелкинском месторождениях 13—18 *м*. В Черемховском, Азейском и других месторождениях общая мощность основных рабочих пластов угля составляет 6—9 *м* при мощности чистого угля 4,5—7,6 *м*.

В Прииркутском районе мощности основной массы пластов изменяются в пределах 0,1—0,3 *м*, только два пласта обладают мощностью свыше 1,0 *м*.

В Вилюйской впадине мощность известных пластов на разведанных месторождениях весьма неустойчива и невелика, обычно только один пласт имеет рабочую мощность, колеблющуюся от 1,3 до 3,5 *м*.

Пласты угля в Канско-Тасеевской и Рыбинской впадинах имеют простое строение и довольно устойчивую мощность. Наиболее мощный, «Бородинский» пласт (43—46 *м*), разведанный на площади около 90 *км*^{2}, в основном представлен одной пачкой; только в восточной и северо-восточной частях района он подвержен бифуркации. Менее мощные пласты — «Профильный», «Рыбинский» и другие, также изученные на площади многих десятков квадратных километров, очень редко расщепляются и теряют свою рабочую мощность. Обычно такое явление отмечается только в периферийных частях месторождений.

В Иркутском бассейне пласты угля по своему строению являются сложными и менее устойчивыми в мощности. Так, на Черемховском месторождении в «Главном» пласте местами насчитывается до 20 пачек, мощность которых колеблется от 0,05 до 2,0 *м*.

В Вилюйской впадине на Пятачковом месторождении угольные пласты имеют довольно сложную морфологию. Рабочий пласт, помимо резкого изменения в мощности на коротких расстояниях, часто сильно рас-

членяется. В его составе местами насчитывается четыре-пять пачек мощностью от нескольких сантиметров до 1,65 *м*.

Следовательно, в строении угольных пластов и в устойчивости их мощностей на рассматриваемой территории наблюдается много вариаций, что обусловлено весьма разнообразными фациальными условиями угленакопления.

В связи с неравномерностью развития отдельных бассейнов внутри юрской провинции пласты угля в разрезе юрской толщи распределяются также неравномерно.

Как известно, общим выражением степени угленосности разреза продуктивной толщи, связанной с устойчивостью благоприятных для угленакопления условий, является коэффициент угленосности. Его величина для юрских континентальных отложений на рассматриваемой территории колеблется в широких пределах.

Максимальная угленосность как общая, так и рабочих пластов, относится к Канско-Тасеевской впадине, где в Рыбинском угленосном районе на Ирша-Бородинском месторождении коэффициент общей угленосности достигает 19,4%, а рабочей — 17,2%. В Абанском районе для угленосной толщи коэффициент угленосности составляет 19,4%, а для рабочих пластов — 11,6%. Для других месторождений коэффициент угленосности несколько ниже, но остается также сравнительно высоким, соответственно 9,0—13,6 и 6,9—12,7%.

В Иркутском бассейне коэффициент угленосности существенно ниже, чем в Канско-Тасеевской впадине. Наиболее высок он только для Черемховского района, составляя для общей угленасыщенности 12,8% и для рабочей —12,1%. Несколько ниже этот коэффициент для угленосной толщи Азейского и Каранцайского месторождений. Для остальных месторождений бассейна угленасыщенность весьма низкая — всего 0,9—3,3%.

Угленосная толща Вилюйской впадины по разведанным месторождениям также имеет весьма низкий коэффициент угленосности (общий — 3,9%, рабочий —2,9%).

Ископаемые угли, развитые в изученных нами юрских отложениях, обладают низкой степенью углефикации, однако по характеру исходного растительного материала, степени метаморфизма и другим качественным показателям они весьма разнообразны.

Описываемые угли подразделяются на гумусовые, гумусово-сапропелевые и сапропелевые. Первые из них занимают до 87—90% от оцениваемых запасов, вторые — около 10—12% и сапропелиты около 1%.

Гумусовые угли макроскопически представлены полублестящими, полуматовыми и матовыми разностями. В Иркутском бассейне преобладают полублестящие разности, а в восточной части Канского бассейна — полуматовые. Все они имеют черный цвет, в западных районах платформы — с буроватым оттенком. По структуре и по сложению угли также разнообразны — от однородных до тонкоштриховатых и от массивных до слоистых и плитчатых. Иркутским углям присущи неровный, неправильно угловатый и раковистый изломы, тогда как для канской группы месторождений преобладающими являются неровный и призматический.

Гумусово-сапропелевые угли по своей природе являются смешанными, поэтому и физические свойства их непостоянны.

Сапропелевые угли образуют самостоятельные месторождения только в Иркутском бассейне, обычно же они встречаются в виде прослоев среди других разновидностей углей. По сложению они делятся на массивные и слоистые.

Петрографические исследования показывают, что гумусовые угли содержат 80—90% гелефицированного вещества, представленного ксилепом, ксиловитреном и витрепом. Фюзенизированные ткани в составе угля не играют существенной роли, они встречаются в виде единичных небольших

линзочек и мелких обрывков семифюзенита и фюзена. Из липоидных элементов в составе угля наблюдаются отдельные включения спор, смоляных тел, обрывки кутикулы и коровой ткани. Для сапропелевых и гумусово-сапропелевых разностей характерно присутствие в угле водорослей и желтоватых тел невыясненной природы (Румянцева, 1964).

Исходным растительным материалом для формирования гумусовых углей в юрской угленосной формации послужили скопления остатков высших растений. Накопление пластов сапропелита было связано с существованием озер, населенных планктоном. При его отмирании образовались донные осадки, превратившиеся в сапролит после захоронения, в процессе биохимического разложения. Благоприятная обстановка для накопления сапропелитов существовала на сравнительно ограниченных площадях, главным образом в северо-западной части Иркутского бассейна.

Образование гумусово-сапропелевых углей было связано с часто меняющимися условиями существования озер и болот, в которых происходило накопление торфяников, но в отдельные моменты получали развитие застойные водоемы, где отлагался сапропелевый материал. Непостоянство фациальных обстановок, естественно, вызвало смешанное, послойное чередование в пластах пачек гумусовых и сапропелевых углей, что является характерным для многих угольных пластов юры юга Сибирской платформы.

В составе исходного растительного материала иркутских и вилюйских углей преобладали мелкие стебли и ветки, о чем свидетельствует часто встречающаяся под микроскопом кутикула, окаймляющая молодые побеги, а также мелкоклеточные обрывки коровых тканей почти при отсутствии крупных обломков древесины. Это, как отмечает П. П. Тимофеев, говорит о том, что основными углеобразователями являются растения мелкодревесного, кустарникового и травянистого типов.

В застойных водоемах получали развитие одноклеточные колониальные водоросли, которые послужили исходным материалом для сапропелитов. Встречающиеся в сапропелитовых углях споры и пыльца крупных древесных форм, вероятно, были занесены в водоем ветром.

Для гумусовых углей Канско-Ачинского бассейна, в том числе и для его восточной части, по данным П. П. Тимофеева, исходным фитоценозом являлась древесная растительность с подчиненным значением мелкодревесной, кустарниковой и травянистой. Об этом свидетельствует характер микроструктуры углей, которая представляет собой скопление фрагментов крупноклеточных коровых и древесных тканей, с обнаруживающимися годичными кольцами и смоляными ходами. Кутикула в этих углях немногочисленна, что указывает на незначительное участие зеленого растительного материала, не обладавшего пробковой тканью. О лесном характере болот, в которых происходило накопление торфа, говорит присутствие обломков и крупных фюзенизированных фрагментов древесных тканей во всех типах этих углей.

Различие в исходном растительном материале, а также разнообразие фациальных обстановок торфонакопления, как видно из многочисленных материалов, накопившихся по углепетрографическим исследованиям (О. Г. Румянцева, Л. И. Боголюбова, П. П. Тимофеев и др.), проявляется в особенностях количественного и качественного состава микрокомпонентов углей. Так, угли Иркутского бассейна сложены в основном гелифицированными микрокомпонентами, различающимися между собой только степенью сохранности структурных тканей и измельченностью последних. В этих углях второстепенными микрокомпонентами являются липоидные элементы: споры, кутикула, пробковые ткани, смоляные тела, а также водоросли. Количество их в составе угля редко превышает 10—12%.

Угли Канской группы месторождений также состоят из преобладающих гелифицированных микрокомпонентов, но в качестве второстепенных, на-

ряду с липоидными элементами, им сопутствуют гелифюзенизированные микрокомпоненты. Количество последних колеблется в широких пределах, в некоторых разностях углей они даже являются преобладающими, а гелифицированные микрокомпоненты в этих случаях играют роль второстепенных. Споры и кутикула в составе их немногочисленны (1—5%), но смоляные тела встречаются чаще, особенно коровые ткани.

Угли Вилюйской впадины сложены тоже в основном гелифицированными микрокомпонентами с очень незначительным присутствием второстепенных микрокомпонентов, представленных главным образом микроспорами и изредка коровой тканью.

Характерными петрографическими особенностями рассматриваемых гумусовых углей являются:

1. Неодинаковая степень разложения лигнино-целлюлозных тканей растений в процессе гелификации в различных угленосных бассейнах и районах.

2. Микроспоры, наиболее распространенные форменные элементы всех типов углей и распределенные более или менее равномерно в гелифицированном веществе. Обрывки макроспор обычно единичны.

3. Смоляные тела в углях, изредка встречающиеся в виде отдельных включений среди гелифицированного вещества.

4. Фюзенизированные компоненты, содержащиеся в незначительном количестве в некоторых углях Канского бассейна. В углях Иркутского бассейна они представлены только единичными линзами и небольшими обрывками семифюзенита и фюзенита, которые обнаруживаются иногда под микроскопом. В углях Вилюйской впадины удалось обнаружить их при микроскопических исследованиях в виде единичных мелких обрывков.

5. Присутствие в углях небольших линз витренизированных обломков древесины и стеблей растений.

6. Сравнительно часто отмечаемые обрывки коровой ткани среди гелифицированного вещества углей Канского и Иркутского бассейнов.

Гумусовые угли, фациально отвечающие отложениям болот, по генетической классификации П. П. Тимофеева, Л. И. Боголюбовой и В. С. Яблокова (1962), в зависимости от степени разложения и измельчения лигнино-целлюлозных тканей подразделяются на пять генетических групп:

1. Телинитовые угли со слабой степенью разложения лигнино-целлюлозных тканей, образовавшиеся в подвижной геотектонической обстановке с быстрым погружением торфяников, при малой продолжительности биохимического разложения растительного материала.

2. Постелинитовые угли с относительно слабой степенью разложения лигнино-целлюлозных тканей, образовавшиеся в относительно подвижной геотектонической обстановке, при относительно большой быстроте погружения области торфонакопления и относительно малой продолжительности биохимического разложения растительного материала.

3. Преколлинитовые угли с относительно сильной степенью разложения лигнино-целлюлозных тканей, образовавшиеся в относительно устойчивой геотектонической обстановке, при относительно малой быстроте погружения области торфонакопления и относительно большой продолжительности биохимического разложения растительного материала.

4. Коллинитовые угли с сильной степенью разложения лигнино-целлюлозных тканей, образовавшиеся в устойчивой геотектонической обстановке, при малой быстроте погружения области торфонакопления и большой продолжительности биохимического разложения растительного материала.

5. Лейптинитовые угли с почти полным разложением лигнино-целлюлозных тканей, образовавшиеся в весьма устойчивой геотектонической обстановке, при сравнительно малой быстроте погружения области торфона-

Таблица 16

Генетические группы и типы углей и фации торфонакопления
(по данным П. П. Тимофеева, Л. И. Боголюбовой и А. С. Стругова)

Генетические группы углей, выделенные по степени разложения лигнино-целлюлозных тканей	Генетические типы углей, выделенные по количественному соотношению углеобразующих микрокомпонентов	Фации торфонакопления
	Канский бассейн (восточная часть)	
I. Телинитовые угли со слабой степенью разложения лигнино-целлюлозных тканей	Гелифюзенито-телинитовый	Подвижного периодически обводняемого, слабо проточного, лесного торфяного болота
	Семигелифюзенито-телинитовый	
	Гелинито-гелифюзенито-телинитовый	
	Гелифюзенито-гелинито-телинитовый	Подвижного, сильно обводненного, застойного торфяного болота
	Гелинито-телинитовый крупнодревесный с гелифюзенитами	
	Гелинито-телинитовый древесно-паренхимный	
	Гелинито-телинитовый суберинитовый	
	Гелинито-телинитовый мелкодревесный	
	Гелинито-телинитовый паренхимный	
	Фюзенито-телинитовый	Подвижного, «сухого», застойного торфяного болота
II. Посттелинитовые угли с относительно слабой степенью разложения лигнино-целлюлозных тканей	Гелифюзенитоподобный посттелинитовый	Относительно подвижного, обводненного, проточного лесного торфяного болота
	Гелифюзенито-посттелинитовый	Относительно подвижного, периодически обводненного, слабо проточного, лесного торфяного болота
	Гелинито-гелифюзенито-посттелинитовый	
	Гелифюзенито-гелинито-посттелинитовый	Относительно подвижного, сильно обводненного, застойного торфяного болота
	Гелинито-посттелинитовый крупнодревесный с гелифюзенитом	
	Гелинито-посттелинитовый с гелифюзенитом	
III. Прекоплинитовые угли с относительно сильной степенью разложения лигнино-целлюлозных тканей	Гелифюзенито-прекоплинитовый	Относительно устойчивого периодически обводненного, слабо проточного, лесного торфяного болота
	Гелинито-гелифюзенито-прекоплинитовый	
	Гелифюзенито-гелинито-прекоплинитовый	Относительно устойчивого, сильно обводненного, застойного торфяного болота
	Гелинито-прекоплинитовый с гелифюзенитом	
	Гелинито-прекоплинитовый с коровыми тканями	
	Гелинито-прекоплинитовый с микроспорами	
	Гелинито-прекоплинитовый с водорослями	
IV. Коплинитовые угли с сильной степенью разложения лигнино-целлюлозных тканей	Гелифюзенитоподобный коплинитовый	Устойчивого, обводнено-проточного, лесного торфяного болота.
	Гелифюзенито-коплинитовый	Устойчивого, периодически обводненного слабо проточного, лесного торфяного болота
	Семигелинито-коплинитовый с гелифюзенитом	Устойчивого, обводненного, застойного торфяного болота
	Семигелинито-коплинитовый с гелифюзенитом и смоляными телами	
	Семигелинито-коплинитовый с коровыми тканями	
	Семигелинито-коплинитовый смешанный	
	Гелинито-коплинитовый с гелифюзенитом	Устойчивого, сильно обводненного застойного торфяного болота
	Гелинито-коплинитовый смешанный	
	Гелинито-коплинитовый с гелифюзенитом и водорослями	

Продолжение табл. 16

Генетические группы углей, выделенные по степени разложения лигнино-целлюлозных тканей	Генетические типы углей, выделенные по количественному соотношению углеобразующих микрокомпонентов	Фации торфонакопления
V. Лейптинитовые угли с почти полным разложением лигнино-целлюлозных тканей	Кутиновый с семифюзенито-коллинитом	Весьма устойчивого, обводненного, застойного торфяного болота
	Кутиновый семигелинито-коллинитовый	
	Кутиновый с гелинито-коллинитом	Весьма устойчивого, сильно обводненного, застойного торфяного болота
	Иркутский бассейн	
I. Телинитовые угли со слабой степенью разложения лигнино-целлюлозных тканей	Гелинито-телинитовый крупнодревесный	Подвижного, сильно обводненного, застойного торфяного болота
	Гелинито-телинитовый древесный паренхимный	
	Гелинито-телинитовый мелкодревесный	
	Гелинито-телинитовый паренхимный	
II. Посттелинитовые угли с относительно слабой степенью разложения лигнино-целлюлозных тканей	Гелинито-гелифюзенито-посттелинитовый	Относительно подвижного, сильно обводненного, застойного торфяного болота
	Гелинито-посттелинитовый мелкодревесный	
III. Прекоплинитовые угли с относительно сильной степенью разложения лигнино-целлюлозных тканей	Гелинито-прекоплинитовый с кутикулой	Относительно неустойчивого, сильно подвижного, застойного торфяного болота
	Гелинито-прекоплинитовый с микроспорами	
	Вилюйская впадина (западная часть)	
I. Телинитовые угли со слабой степенью разложения лигнино-целлюлозных тканей	Гелинито-телинитовый смешанный	Подвижного, сильно обводненного, застойного торфяного болота
II. Посттелинитовые угли с относительно слабой степенью разложения лигнино-целлюлозных тканей	Гелинито-посттелинитовый смешанный	Относительно подвижного, сильно обводненного, застойного торфяного болота

копления и весьма большой продолжительности биохимического разложения растительного материала.

В зависимости от характера вещества углеобразующих микрокомпонентов эти группы, в свою очередь, подразделяются на подгруппы, в каждой из которых соответственно количественному соотношению микрокомпонентов, а также особенностям исходного растительного материала, выделяются генетические типы углей.

В табл. 16 приводятся выделенные генетические группы и типы гумусовых углей и фациальные обстановки торфонакопления.

Из этой таблицы видно, что в Канском бассейне встречаются угли всех групп по степени разложения растительного материала; среди иркутских углей установлены три генетические группы, а на Пятачковом месторождении — только первые две группы, имеющие низкую степень разложения растительных тканей. По типу вещества углеобразующих микрокомпонентов наибольшим распространением пользуются четыре класса углей: гелифюзениты, гелиниты, семигелиниты и фюзениты. Последние наблюдаются преимущественно в углях Канского бассейна.

Выделенные генетические группы углей характеризуются следующими данными.

Телинитовые угли по своему составу почти на 75% состоят из крупных фрагментов гелифицированных растительных тканей, представленных

ксиленом, ксиловитреном с полузаплывшими и заплывшими полостями клеток, витреном как структурным, так и бесструктурным, витренофюзеном и фюзеном.

Посттелинитовые угли представляют собой еще более гелифицированные и раздробленные растительные ткани. Они состоят из мелких частиц ксиловитрена и витрена овальной, линзовидной или неправильной формы, образовавшихся в процессе дальнейшего распада крупных фрагментов тканей. Поэтому под микроскопом в углях наблюдаются более мелкие структурные и бесструктурные растительные ткани, представляющие собой скопления крупноаттритового и аттритового материала.

Прекоплинитовые угли являются продуктом дальнейшего разложения растительных тканей до мелких бесструктурных гранулированных частиц, часто имеющих нечеткие расплывчатые очертания. По степени измельчения гелифицированного растительного материала они представляют собой мелкоаттритовый губчатый материал, составляющий до 75% угольного вещества.

Коллинитовые угли сложены бесструктурным или хлопьевидным веществом, являющимся продуктом сильного разложения лигнино-целлюлозных тканей. В составе этого угля второстепенные микрокомпоненты весьма разнообразны.

Лейптинитовые угли состоят из стойких микрокомпонентов кутинита, образование которого было связано с интенсивным разложением лигнино-целлюлозных тканей и их интенсивным выносом, вследствие чего на месте накопления сохранился только стойкий к разложению кутинит, составляющий в угле более 50%.

Обстановки торфонакопления, обусловившие степень разложения растительного материала углей, были весьма изменчивы, что породило большое разнообразие как генетических групп углей, так и их типов. Особенно большим разнообразием отличаются угли Канского бассейна, где установлены все их генетические группы и значительное количество типов углей, чего нельзя сказать об иркутских углях. Сравнительно однообразны в этом отношении угли Вилюйской впадины, где наблюдается распространение только первых двух генетических групп углей с низкой степенью разложения растительных тканей.

Гумусовые угли Иркутского бассейна по качеству весьма разнообразны, тогда как угли Канского бассейна и Вилюйской впадины являются типичными бурыми. Иркутские угли по химическому составу и физическим свойствам колеблются от зрелых бурых ($Б_3$) до каменных (марки $Д_1$, $Г_6$, $Г_{13}$, $Г_{17}$ и ГЖ). Такое изменение качественного состава углей обусловлено проявлением регионального метаморфизма как по площади бассейна, так и в зависимости от глубины залегания угольных пластов. Наблюдается общее увеличение степени метаморфизма этих углей с северо-запада на юго-восток и в южном направлении, в сторону Восточного Саяна.

Характерным для этих углей является увеличение содержания общей серы по мере возрастания степени метаморфизма (от 0,45 до 10,0%).

В Канском бассейне и Рыбинской впадине на сравнительно небольшой площади сосредоточены значительные запасы углей, в основном приуроченные к двум наиболее крупным месторождениям — Абанскому и Ирша-Бородинскому.

В Иркутском бассейне 46% всех запасов относится к северо-западной части бассейна, в юго-восточной части их сосредоточено около 30% и только около 24% приходится на центральную часть бассейна, где ведется в настоящее время основная угледобыча.

Наиболее крупные запасы углей сосредоточены в бассейне на нескольких месторождениях: Каранцайском, Новометелкинском, Аранхойском, Черемховском и Азейском.

В Вилюйской впадине запасы угля подсчитаны пока по Пятачковому месторождению.

В пределах Иркутского и Канского бассейнов, основных очагов угленакопления, можно выделить следующие генетические типы формирования угольных пластов:

1. Угленакопление в тектонических впадинах.
2. Угленакопление на склонах водоразделов, испытывавших погружение более интенсивное, чем сами водоразделы, но более слабое, чем впадины.
3. Угленакопление на водораздельных или междуречных пространствах.
4. Угленакопление в эрозионных впадинах.

Первый тип угленакопления наиболее ярко выражен в Канском бассейне (Бородинское и Абанское месторождения), где угольные пласты достигают 40-метровой мощности. При этом хорошо улавливается тенденция уменьшения мощности угольных пластов по мере удаления от центральной части депрессий и приближения к периферическим зонам. Сам по себе этот факт весьма примечателен, так как совершенно ясно указывает на то, что основное торфообразование происходило главным образом в центральных участках угленосных мульд. Фациальный субстрат, на котором формировались торфяные пласты, служил в данном случае лишь предпосылкой заболачивания и в дальнейшем не оказывал влияния на торфонакопление. Так, бородинский угольный пласт возник в результате образования торфяного болота на пойме, а нижний пласт Абанского месторождения, также обязанный своим происхождением торфяникам, сформировался при медленном прогибании депрессии. В центральных частях впадин скорость погружения наиболее близко соответствовала нарастанию торфяных пластов и, таким образом, способствовала длительному накоплению органической массы, что в конечном итоге привело к возникновению очень мощных пластов угля.

По характеру угли на Бородинском и Абанском месторождениях блестящие и полублестящие, главным образом споровые и кутикуловые кларены, свидетельствующие об обводненности болот и разложении растительного материала в анаэробных условиях, способствовавших гелификации.

В Иркутском угленосном бассейне первый генетический тип угленакопления не дал промышленных месторождений. Толщи, выполняющие тектонические впадины Прибайкало-Присаянского прогиба, здесь слабоугленасыщены.

В период формирования черемховской свиты днища этих впадин испытывали значительные погружения, благодаря чему здесь сосредоточивались мигрирующие русла рек и наращивание разреза происходило главным образом за счет русловых фаций. Следовательно, длительное торфонакопление в указанных впадинах было исключено. Встреченные угли обычно имеют характер маломощных пропластков и линз, более или менее равномерно распределенных в песчано-алевритовой толще черемховской свиты. Неустойчивость торфонакопления отражает и петрографический состав углей. Преобладающими разновидностями оказываются кларено-дюрены ксиловитрено-ксиленовые, кларено-дюрены микроспоро-ксиловитреновые, зольные дюрено-кларены микроспоро-ксиловитреновые и дюрено-кларены смешанные, т. е. типы, которые, отличаясь наличием в их массе гелифицированных структурных тканей, указывают на непродолжительность процесса биохимического разложения исходного растительного материала[1]. Повышенная зольность (до 27%) и присутствие фюзена подтверждают неустойчивость торфонакопления во впадинах. Отсут-

[1] Здесь и далее петрографический состав углей приводится по данным О. Г. Румянцевой.

ствие примеси сапропелевого материала в составе углей объясняется тем, что в условиях постоянной миграции русел длительное существование озер, способных накапливать сапропелевый материал, вряд ли возможно.

Второй генетический тип угленакопления особенно перспективен на склонах водоразделов, с ним связано большое количество промышленных месторождений угля в Иркутском бассейне.

Таковы Каранцайское, Новометелкинское, Тарасовское, Головинское, Забитуйское, Нытдинское, Мотовское, Арансахойское, Усолье-Тельминское, Карамагайское, Ишинское, Базойское и др.

Располагаясь в целом в зоне активного тектонического прогибания, площади этих месторождений погружались все же медленнее смежных впадин и на протяжении всего периода формирования черемховской свиты оставались склонами водоразделов, недоступными для блуждающих русловых потоков и только изредка затапливаемыми паводковыми водами. Неглубокое залегание грунтовых вод, свойственное таким участкам, как высокие поймы, способствовало интенсивному торфообразованию.

Пласты углей данного генетического типа угленакопления отличаются выдержанностью на площади и простым строением. Как правило, в сторону сопредельных впадин происходит расщепление и выклинивание многих из них вследствие фациального замещения или эрозионного размыва.

Большинство месторождений второго генетического типа угленакопления образовалось во внутреннем поле Прибайкало-Присаянского прогиба, на склонах водоразделов и междуречных пространств. Количество угольных пластов обычно не превышает десяти, а в составе углей преобладают типы с высоким содержанием коллинитового материала. Последнее определяется тем, что в условиях более медленного погружения процесс преобразования растительного материала был длительнее и глубже. Из всего многообразия углепетрографических типов, свойственных углям данного генезиса, самыми распространенными являются кларены и дюрено-кларены микроспоро-ксиловитреновые, кутикуло-суберинитовые, кларены суберинитовые, микроспоровые, кутикуловые и, реже, кларено-дюрены смешанные, зольные. Чистые сапропелиты среди углей второго генетического типа не встречаются. При бурном развитии растительности, характерном для присклоновых частей пойм, накапливающийся в отдельных нанойменных озерах и старицах сапропелевый материал терялся в массе гумусового вещества, образуя лишь незначительную примесь к нему.

Базой угленакопления третьего генетического типа служили юрские водоразделы и междуречные пространства, а торфяники формировались в условиях полусухих верховых болот. Практической ценности угли третьего генетического типа не представляют, поскольку угольные пласты здесь маломощны и малочисленны.

Слабое тектоническое погружение, обусловившее водораздельное положение этих площадей в юрское время, отсутствие привноса минерального материала извне и низкое стояние уровня грунтовых вод, свойственное водоразделам, препятствовало росту и захоронению торфяных пластов.

Единственным исключением среди угольных месторождений третьего генетического типа является Черемховское, где угленосный горизонт представлен почти сплошной угольной пачкой. Конфигурация угольной залежи и наличие в основании угольного пласта кремнисто-карбонатной брекчии позволяют считать, что накопление растительного материала происходило в обширной депрессии или в целой системе карстовых депрессий. Обилие карстовых впадин, которые в первоначальный момент угленакопления представляли собой озера с открытой поверхностью вод, благоприятствовало накоплению сапропелевого материала, поэтому в низах угленосного горизонта нередко встречаются сапропелевые угли до-

вольно значительной мощности. До некоторой степени торфообразованию на Черемхово-Хайтинском водоразделе способствовала и тектоническая мобильность последнего, связанная с интенсивными движениями отрицательного знака в смежных впадинах (Прииркутской и Голуметской).

Угли Черемховского месторождения в основном сложены кларено и дюрено-кларено микроспоро-ксиленовым, кларено микроспоровым, кларено-дюреном смешанным, кларено ксиленовым, зольным. Наличие слабо ослизненного растительного материала (линзы ксиленов), значительное содержание O_2 в составе углей и присутствие фюзена указывают на малую обводненность торфяников, подтверждая тем самым их водораздельное положение.

Четвертый тип угленакопления является одним из наиболее распространенных в Иркутском бассейне и отличается от других типов углей (бурые угли) исключительно глубоким преобразованием исходного материала и преобладанием сапропелитовых разностей. В противоположность первым трем типам угленакопления, контролирующим фактором которых был тектонический режим, четвертый тип целиком обязан эрозионному рельефу платформенной зоны бассейна.

До начала формирования верхних горизонтов черемховской свиты осадконакопление в пределах платформенной зоны происходило, главным образом, в изолированных друг от друга эрозионных впадинах, протягивавшихся в виде цепи по северной окраине Иркутского бассейна. Самыми крупными из них были Тулунская, Азейская, Будаговская, Даурская, Шебертинская, Мугунская, Хахарейская, Глинкинская и Матаганская.

В период ослабленных тектонических движений отрицательного знака на территории бассейна, с которым совпадает эпоха основного угленакопления, реки, пересекавшие перечисленные выше впадины, распадались на ряд проточных и непроточных озер, при этом наиболее благоприятными местами для образования озер или озеровидных расширений речных долин являлись эрозионные впадины. Последующее их зарастание, а также заболачивание ранее созданных обширных пойм способствовало накоплению растительного материала и росту торфяников. При наличии целой системы озер, длительное время обособленных друг от друга, впадины оказывались главными очагами сапропелевого углеобразования. Особенно выделяются в этом отношении Будаговская, Хахарейская и Матаганская впадины, где существование озер было наиболее продолжительным. В течение всего периода основного торфонакопления здесь происходило накопление исключительно чистого сапропеля, давшего впоследствии месторождения богхедов и кеннелей.

Гумусовые угли этой зоны сложены в основном кларенами микроспоровыми, кларенами кутикуло-микроспоровыми, кларено-дюренами и кларенами микроспоро-ксиленовыми.

Почти полное отсутствие гелефицированных структурных тканей свидетельствует о глубокой биохимической переработке исходного растительного материала, когда все структурные гелефицированные ткани прошли через полужидкую и жидкую стадии и превратились в основную массу, включающую лишь споры, пыльцу и кутикулу. Преобладание коллинитового вещества над теллинитовым указывает на длительность процесса переработки материала, медленный рост торфяника и продолжительное соприкосновение торфяного пласта с атмосферой.

Глава шестая

МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Изучение минерального состава юрских отложений Канско-Вилюйского прогиба ставило своей задачей выяснить особенности формирования континентальных осадков в условиях платформенной структуры.

Выделение и изучение характерных минеральных ассоциаций позволило проследить изменения характера и интенсивности накопления осадков в различных палеогеографических условиях и разрешило судить об относительной удаленности и вещественном составе источников сноса; кроме того, в некоторых случаях появилась возможность более полно обосновать расчленение осадочной толщи и выделение отдельных свит.

Таблица 17

Содержание кварца в юрских отложениях (в %)

Район	Свита			
	переяславская, черемховская, заларинская (I_1)	камалинская, присаянская (I_2)	боровинская, абанская (I_2)	караульнинская (I_3)
Поселок Аршан, скв. 27	18,3	23,6	—	—
» » скв. 3-к	33,3	45,4	—	—
Стекольный карьер	75,4	—	—	—
Переяславское месторождение, скв. 1670	50,5	36,0	—	—
Там же, скв. 1507	38,7	40,0	19,1	—
Бородинское месторождение, скв. 1336	38,0	25,0	30,0	—
Поселок Тасеево, скв. 8	34,4	28,1	29,4	—
» Абан, скв. 420	36,3	35,4	27,0	—
» » скв. 390	53,4	27,3	10,8	55,3
» » скв. 503	14,8	25,0	15,8	15,1
» Ирбей, скв. 20, 18	19,1	24,0	—	—
» Канарай, скв. 7	—	—	18,3	11,4

Ниже приведена краткая характеристика отдельных минералов, входящих в состав терригенных обломков.

Кварц — наиболее распространенный минерал в юрских отложениях. Содержание его в породах колеблется в значительных пределах и доходит до 75%.

В табл. 17 показаны усредненные данные содержания кварца в отложениях нижней и средней юры.

Как видно из таблицы, наибольшее содержание кварца приурочено к северо-западной части Иркутского бассейна и к восточной части Абанского месторождения, где встречены почти мономинеральные кварцевые песчаники. Разнообразный характер включений в зернах кварца свидетельствует о неодинаковом генезисе исходных пород.

Главными являются пять следующих разновидностей кварца:

1. Светлый, прозрачный, с редкими включениями циркона или апатита, форма зерен близкая к округлой и овальной, края мелкозубчатые, иногда регенерационной формы. Такие обломки кварца встречаются довольно часто; они образовались, вероятно, при разрушении магматических пород.

2. Прозрачный, чистый, с включениями тонких иголок рутила, обломков черного непрозрачного минерала и мелких точечных включений (возможно, сфена). Форма обломков близка к изометричной.

3. Макроскопически молочно-белый, непрозрачный, под микроскопом — продолговатые остроугольные обломки, имеющие волнистое или агрегатное погасание. Включений не обнаружено. Среди обломочного материала песчанистых пород такой кварц встречается наиболее часто. Образование этих зерен следует связывать с разрушением метаморфических пород.

4. Правильно округлой или овальной формы зерна с ровной гладкой поверхностью. Включения минералов или газово-жидкие включения встречаются редко. Образование этих зерен следует связывать с вторичной переработкой осадочных пород.

5. Сильно вытянутые, копьеобразные или иглообразные зерна с острыми краями содержат большое количество газово-жидких, а также мелких точечных включений черного непрозрачного минерала. Края зерен неровные, зазубренные, следов окатанности не наблюдалось, в породе располагаются по напластованию. Образование их следует связывать с разрушением пирокластических пород и переносом обломков на незначительное расстояние.

Существенное различие форм обломочного кварца на разных участках территории зависит от преобладания тех или иных пород в областях сноса. Так, в отложениях нижнеюрского возраста преимущественное распространение в песчаных осадках имеют обломки кварца первого и третьего типов; минеральные ассоциации с таким кварцем встречены в южном и юго-западном Присаянье. В центральных районах платформы основным источником обломочного материала были осадочные породы, поэтому здесь в основном присутствует кварц четвертого типа. Вблизи выходов эффузивных и пирокластических пород в песчаниках юрского возраста часто встречаются обломки кварца пятого типа. При движении по разрезу снизу вверх в обломочной части осадка увеличивалось содержание кварца четвертого типа. Жильный кварц среди обломков встречается довольно редко.

Изменение обломочного кварца начиналось, вероятно, в уже сформировавшемся осадке и продолжалось в течение всего длительного времени существования породы. Эти изменения сводились в основном к процессам растворения и выноса SiO_2, в результате чего образовались структуры разъедания, а также — регенерации отдельных зерен кварца. Последние проявляются в обрастании отдельных зерен кварца тонкими кварцевыми каемками, имеющими довольно четкую границу с основным зерном. Кроме того, встречаются отдельные обломки с наросшими новообразованиями пирамидальной формы. В этом случае, как правило, не наблюдается четкого отграничения старого зерна от новообразования. Можно предположить, что этот процесс происходит на ранней стадии диагенеза, когда осадок еще рыхл и возможность роста кристаллов ничем не ограничена. Образование каемок вокруг зерен кварца происходило уже несколько

позже. Осадок был значительно уплотнен, и форма каемки часто повторяет очертание порового пространства. Между зернами и новообразованием кварца часто располагается тонкая полоска глинистого минерала. Песчаники и крупнозернистые алевролиты, имея неплотную упаковку обломочного материала, обладают, как правило, высокой проницаемостью. С момента образования осадка по поровым пространствам мигрировали водные растворы с различным характером минерализации. Образование кварцевых каемок относится к тому периоду времени, когда поровый раствор был наиболее насыщен кремнеземом. Образование каемок кварца наблюдалось в породах не только вокруг кварцевых зерен, но и вокруг обломков полевого шпата и кварцитов.

Полевые шпаты. После кварца это наиболее распространенная группа породообразующих минералов, встречающаяся в песчаниках, алевролитах и аргиллитах. Содержание полевых шпатов в юрских отложениях приведено в табл. 18.

Таблица 18

Содержание полевых шпатов в юрских отложениях (в %)

Район	Свита			
	переяславская, черемховская (J_1)	камалинская (J_2)	бородинская (J_2)	карауль-нинская (J_3)
Рыбинская впадина	15	18,4	18	—
Тасеевский	19	16	13,0	11,0
Абанский	17	12,6	13,5	9,0
Северо-западная часть Иркутского бассейна	11,6	—	—	—

Значительная измененность полевых шпатов нарушает их баланс в породе и искажает представление о содержании этих минералов в породах данного района.

Встречены следующие полевые шпаты.

1. Калиевые полевые шпаты. Ортоклаз во фракциях определяется с трудом. Как правило, это вытянутые или таблитчатые зерна, покрытые тонкой пленкой нелитоморфного вещества. Показатели преломления: $Ng = 1{,}527$; $Np = 1{,}519$. Пертитовые структуры встречаются редко, причем калиевый полевой шпат значительно изменен, имеет мутноватый облик, а мелкие точечные или призматические включения альбита остаются прозрачными. Ортоклаз с пертитовыми структурами встречается чаще всего в абанской свите. Микроклин встречен почти во всех изученных разрезах. Содержание его достигает 15—18%. Это почти неизмененные, таблитчатой формы зерна с характерной решетчатой структурой. В карбонатизированных песчаниках наблюдаются слабо корродированные поверхности отдельных зерен. Показатели преломления: $Ng' = 1{,}526$, $Nm' = 1{,}523$; $Np' = 1{,}517$.

2. Кислые плагиоклазы. Альбит-олигоклаз образует чистые прозрачные зерна неизмененного минерала с тонкими полисинтетическими двойниками. Встречается редко и в основном в тонкозернистых песчаниках и алевролитах переяславской свиты (Рыбинская впадина). Показатели преломления: $Ng' = 1{,}535$; $Np' = 1{,}524$. В большинстве случаев зерна альбита изменены с образованием агрегатов гидрослюдистых минералов, диагностика их в этом случае возможна по реликтам, сохранившим первоначальный облик. Среди пород абанской свиты Тасеевского района встречены кварц-полевошпатовые песчаники, в которых вторичный альбит образует

местами цемент. Новообразования альбита представляют собой зерна неправильной формы с многочисленным включением черного непрозрачного вещества (растительный детрит).

3. Средние плагиоклазы. Среди этой группы минералов удалось диагностировать только андезин. Его показатели преломления: $Ng' = 1{,}568$; $Np' = 1{,}571$. Он сильно изменен или замещен карбонатом.

Слюды. Из этой обширной группы минералов наиболее часто в отложениях юрского возраста встречаются мусковит и биотит. В песчаниках нижнеюрского возраста эти два минерала содержатся почти в равных количествах. Выше по разрезу наблюдается уменьшение их содержания до полного исчезновения. Кроме этих двух наиболее распространенных минералов из группы слюд, встречены и другие слюдистые минералы, имеющие второстепенное значение.

Содержание биотита в породе колеблется от 0 до 10%. Этот минерал встречается в виде бурых, довольно крупных чешуек и табличек, как правило, затронутых вторичными процессами. Свежие неизмененные биотиты встречаются довольно редко. В шлифе отмечено несколько стадий преобразования биотита в осадочных породах.

1. Разбухание чешуек, приводящее к изменению формы зерна, ослабление окраски. Этот процесс, происходящий на ранней стадии диагенеза, связан с гидратизацией минерала, окислением железа и частичным выносом последнего.

2. Расщепление чешуек биотита и скопление по плоскостям спайности агрегатов минерала. Этот процесс сопровождается дальнейшим падением интенсивности окраски. Чешуйки биотита становятся почти бесцветными, нарушается их целостность.

3. Дальнейшее преобразование может идти двумя путями: либо превращение биотита в тонкочешуйчатый агрегат, состоящий из эпидота и гидробиотита, либо постепенное замещение оставшихся светлых участков зерна хлоритоподобным минералом. При этом усиливается интенсивность окраски без плеохроизма до голубовато-зеленого цвета. Оптические свойства этого вновь образованного минерала близки к пеннину.

4. Полное разрушение чешуйки биотита, в результате чего агрегаты гидробиотита постепенно сливаются с гидрослюдистым цементом; тонкокристаллический агрегат эпидота замещается бурыми гидроокислами железа. Окраска новообразований хлорита становится более интенсивной, появляется слабо выраженный плеохроизм.

Два последних этапа преобразования биотита характерны для более поздней стадии изменения породы. Те немногие чешуйки биотита, которые сохранились в неизмененном виде, представляют интерес как палеогеографические коррелятивы. В районе Абанского месторождения углей в песчаниках и алевролитах встречены чешуйки довольно чистого прозрачного биотита с четким плеохроизмом от светло-зеленого до темно-коричневого. Эти чешуйки содержат включения сагенита, циркона и сфена. В некоторых случаях наблюдается замещение биотита рудным минералом.

Пирит — преимущественно вторичный минерал, образовавшийся на различных стадиях существования осадка и породы.

Встречены его следующие морфологические разновидности.

1. Пирит тонкоагрегатный, располагается в глинистом цементе, обогащенном углистым материалом. Источником железа может быть биотит, а серы — углистое вещество. Агрегаты пирита состоят из мелких октаэдрических зерен.

2. Пирит яснокристаллический, форма кристаллов довольно разнообразная, в основном, комбинации куба и октаэдра. Встречаются также пентагондодекаэдры, размер кристаллов от 0,2—0,3 до 1,5 *мм*. В песчаниках пирит заполняет поровые пространства или нарастает на зерна кварца.

3. Превдоморфозы пирита по растительным остаткам, полевому шпату и карбонату, имеющие волокнистое строение.

4. Конкреции пирита в пластах углей скорлуповатого строения размером 3—5 *см*.

5. Крупнокристаллический пирит, образующий цемент в песчаниках, является наиболее поздним образованием. В этом случае он часто замещает карбонатный цемент.

Различные морфологические разновидности пирита приурочены к определенным стратиграфическим горизонтам, а также характерны для пород, образовавшихся в разных фациальных условиях. Так, в отложениях переяславской свиты встречаются довольно крупные конкреции пирит-марказита и отдельные шестоватые агрегаты пирита; в отложениях камалинской свиты — крупнозернистые разности, образующие цемент в песчаниках. Форма кристаллов — комбинации куба и октаэдра. В отложениях абанской свиты пирит чаще встречается в виде тонкодисперсных агрегатов, замещающих растительные остатки, а также мелких пирит-марказитовых конкреций, располагающихся по плоскостям напластования углистых аргиллитов.

Ильменит. Очень распространенный минерал тяжелой фракции. Встречен почти во всех юрских отложениях. Содержание ильменита в тяжелой фракции исследуемых пород на разных участках бассейна седиментации показано в табл. 19.

Таблица 19

Содержание ильменита в юрских отложениях (в %)

Район	Свита		
	переяславская, черемховская, заларинская (I_1)	камалинская, присаянская (I_2)	абанская, бородинская (I_2)
Новометелкино, скв. 773	35,0	—	Отложений нет
Поселок Кирей, скв. 1-к	5,1	7,8	То же
» Владимировка, обн. 5	50	—	» »
» Аршан, скв. 27	7,4	8,4	» »
» Ирбей, скв. 1	18,3	9,4	» »
Город Тулун, скв. 1-А	83	—	» »
» » скв. 17	85	—	» »
» » скв. 87	38	—	» »
Стекольный карьер	5,4	—	» »
Абанский участок, скв. 420	22,0	21,4 (от 0 до 51)	17,3 (от 10 до 66,7)
» » скв. 390.	—	35,8 (от 0 до 70)	15,0 (от 0 до 55)
Поселок Тасеево, скв. 8	Редкие знаки	16,0	11,7 (от 0 до 60)
» Бородино, скв. 1336	43,4	23,0	Редкие знаки
» Переяславка, скв. 1670	13,5	1,0 (от 0 до 15)	—
» » скв. 1507	—	0,8	—

Из таблицы видно, что наибольшие содержания ильменита приурочены к нижнеюрским отложениям северо-западной части Иркутского бассейна и к среднеюрским Абанского участка. Скопления ильменита отмечаются, как правило, в русловых и прирусловых осадках.

В морфологическом отношении ильменит представляет собой зерна размером от 0,03 до 1,5 *мм*, в различной степени окатанные и корроди-

рованные. Можно выделить несколько разновидностей ильменита по их морфологическим особенностям.

1. Продолговатые, таблитчатые, близкие к ромбоэдрической форме зерна с раковистым сколом. Цвет черный. Вторичные изменения проявляются слабо. Размер зерен до 0,8 *мм*. Скопления этой разновидности ильменита отмечаются на северо-западе Иркутского бассейна и на востоке Канско-Тасеевской впадины в прирусловых и озерных песчаниках преимущественно кварцевого состава.

2. Угловато-окатанные и окатанные зерна с неровной шероховатой, матовой поверхностью встречены повсеместно на исследуемой территории. В выемках и зазубринах на поверхности зерен наблюдаются скопления лейкоксена. Размер зерен 0,1—0,5 *мм*. На юге Рыбинской впадины и в присаянских разрезах Иркутского бассейна содержание этой разновидности ильменита в пойменных фациях доходит до 40% от веса тяжелой фракции.

3. Овальной или близкой к округлой форме зерна, сплошь или частично покрытые желтовато-серой коркой лейкоксена. Размер зерен 0,08—0,5 *мм*. Наиболее часто встречаются в песчаниках пойменного и болотного генезиса.

4. Скелетные формы зерен, образовавшиеся в результате интенсивной коррозии ильменита. Встречены только в русловых песчаниках.

Карбонаты. Среди минералов этой группы встречены кальцит, доломит, анкерит, сидерит. Чаще всего они образуются после формирования осадка на разных стадиях преобразования последнего, заполняя поровые пространства в осадке. Сингенетичные формы карбонатов среди юрских отложений редки.

Известняк или доломитизированный известняк встречается в виде маломощных прослоев в песчаниках и алевролитах. Прослои карбоната обнаружены на северо-западе Тасеевской впадины и на севере Абанской впадины. Возникновение их следует связывать с небольшими озерными бассейнами. Обломки терригенного карбоната встречаются в юрских отложениях также очень редко (табл. VII, *2*, *3*). Вторичные карбонаты наиболее широко распространены среди юрских песчаников и алевролитов, где они образуют вкрапленники в глинистом цементе и сплошной мономинеральный цемент (табл. V, *1*). В последнем случае карбонат, как правило, представляет собой крупные конкреции, достигающие в поперечнике 6—8 *м*. Содержание вторичного карбоната в юрских отложениях по отдельным скважинам приведено в табл. 20.

Из таблицы видно, что самые высокие содержания вторичного карбоната в разрезе юрских отложений отмечаются в камалинской свите на Переяславском и Бородинском месторождениях, а также в породах бородинской свиты на Абанском месторождении. Именно для этих частей юрского разреза характерно широкое развитие сравнительно хорошо отсортированных песчаников аллювиального и озерного генезиса с окатанными зернами. Интенсивная карбонатизация песчаников в этом случае связана с миграцией минерализованных растворов, а источниками кальция и магния являлись мощные толщи подстилающих юру карбонатных пород.

Кальцит наиболее широко распространен среди песчаников камалинской свиты, где он чаще всего замещает глинистый цемент. Замещение первичного цемента кальцитом может быть частичным или полным. В первом случае наблюдаются отдельные вкрапленники различных размеров в глинистой массе. Во втором случае кальцит полностью замещает цемент, а иногда и терригенные обломки. Интенсивнее всего происходит замещение кальцитом полевого шпата. Карбонатный цемент песчаников, как правило, полностью перекристаллизован, при этом образуются структуры: микрозернистая, мозаичная, пойкилитовая, крестообразная, крустификационная (табл. V, *1*, *2*, *3*).

Таблица 20

Содержание вторичного карбоната в юрских отложениях южной части Сибирской платформы

(карбонатизированные породы в процентах к мощности отложений)

Район	Свита			
	переяславская или черемховская	камалинская или присаянская	бородинская или абанская	караульнинская
Аршан-Тулунский профиль, скв. 27	5,2	3,0	Отложений нет	Отложений нет
Там же, скв. 1	8,4	1,1	То же	То же
Поселок Кирей, скв. 1-К	4,8	2,5	» »	» »
Переяславское месторождение, скв. 1670	0,8	10,3	1,4	» »
Там же, скв. 1507	0,5	9,8	0,4	» »
Бородинское месторождение, скв. 1336	4,5	12,3	5,8	» »
Поселок Мурма, скв. 8	—	4,2	11,3	» »
» Капарай, скв. 7	Отложения не вскрыты	Отложения не вскрыты	8,9	4,5
Абанское месторождение, скв. 420	2,2	5,8	10,0	0,4
Там же, скв. 541	3,8	6,3	12,1	—

Доломит в виде зерен ромбоэдрической формы встречен в алевролитах и аргиллитах. Зерна (размер их не превышает 0,3 *мм*) имеют зонарное строение, обусловленное чередованием каемок доломита и гидроокислов железа. Доломит также входит в состав карбонатного цемента песчаников, где он находится в парагенезисе с анкеритом и, возможно, с родохрозитом. Содержание окиси железа и марганца в некоторых случаях доходит до 5,35 и 0,84%. Анкерит присутствует в качестве примеси в карбонатном цементе и устанавливается с помощью термического анализа. Его количество не превышает 3—4%.

Как правило, карбонатный цемент в песчаниках и алевролитах представляет собой ассоциацию трех минералов: кальцита, доломита и анкерита. Мономинеральный цемент встречается довольно редко. Известны случаи нахождения кальцитового цемента в конгломератах и гравелитах Иркутского бассейна, а также сингенетичного доломитового цемента на севере Тасеевской впадины.

Сидерит образуется как аутигенный минерал на различных стадиях существования породы. Тонкодисперсный сидерит располагается в цементе мергелистых алевролитов в виде стяжений со слабо заметным радиально-лучистым строением. Конкреции сидерита правильно округлой формы, размером до 5 *мм*, располагаются по плоскостям напластования углей и углистых аргиллитов. Строение конкреций концентрическое, скорлуповатое. Оболочки, состоящие из шестоватого сидерита, чередуются с глинисто-железистыми пленками. Крупные конкреции состоят из раскристаллизованного сидерита с показателем преломления 1,868. Судя по интенсивному ожелезнению, сопровождающему сидеритовые конкреции, мы имеем дело с сидероплезитом, где содержание железа доходит до 58%. Обычны псевдоморфозы сидерита по стволам деревьев и другим растительным остаткам.

Химический состав сидеритовых конкреций и сидеритизированной древесины показан в табл. 21.

В отложениях чайкинской свиты на реках Чоне и Нижней Тунгуске и в Мурской впадине изучены также пласты сидерита мощностью до нескольких десятков сантиметров. Как правило, образование сидерита про-

Таблица 21

Химический состав сидеритовых конкреций (обр. 448[а]) и сидеритизированной древесины (обр. 455)

№ образца	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	FiO_2	п. п. п.	Сумма	$CaCO_3$	$MgCO_3$	$FeCO_3$
448[а]	9,08	8,42	2,55	45,81	3,34	4,41	0,22	26,29	99,92	5,96	9,22	73,87
455	0,08	6,55		57,17	—	—	0,20	36,29	100,29			92,45

исходит на ранней стадии диагенеза, когда осадок еще не уплотнился. В фациальном отношении это чаще всего осадки озер или проточных болот.

Псевдоморфозы сидерита по крупным растительным остаткам образуются позже и связаны с циркуляцией высокоминерализованных растворов в песчаниках.

Наибольшее содержание сидерита приурочено к переяславской свите.

С ф е н — один из самых распространенных минералов тяжелой фракции юрских отложений.

Содержание его (в основном в виде терригенных зерен) приведено в табл. 22.

Таблица 22

Содержание сфена в тяжелой фракции юрских отложений (в %)

Район	Свита			
	переяславская, черемховская	камалинская, присаянская	бородинская, абанская	караульнинская
Рыбинская впадина	10	8,2	Присутствует	—
Тасеевский	Присутствует	Присутствует	2,5	1,7
Абанский	6	2	1,5	3,5
Северо-западная часть Иркутского бассейна	8	2,3	—	—
Юго-восточная часть Иркутского бассейна	9,5	1,7	—	—
Центральная часть Иркутского бассейна	4,7	3,6	—	—

Формы нахождения сфена различны. Терригенный сфен наиболее часто встречается в виде угловатых, слабо окатанных, почти непрозрачных зерен коричневато-бурой окраски, реже — в виде прозрачных, чистых совершенно не окатанных обломков, лишенных каких-либо включений. Наибольшее содержание сфена отмечено в песчаниках и алевролитах нижней юры, выше по разрезу содержание сфена сокращается. Чистые прозрачные разновидности сфена встречаются довольно редко в песчаниках Абанского участка (табл. XII, *1*, *2*).

Новообразования сфена составляют незначительный процент в тяжелой фракции и приурочены главным образом к скоплениям растительного детрита и по плоскостям напластования углистых аргиллитов. Это чаще всего агрегаты очень мелких кристалликов минерала. В алевролитах Абанского участка сфен образовался при разрушении эффузивных пород. Нередко перекристаллизация агрегатного сфена приводит к образованию кристаллов брукита или анатаза (табл. X, *10*).

В отложениях юрского возраста широко распространен процесс лейкоксенизации. Тонкодисперсный лейкоксен образуется при разрушении

ильменита, сфена, анатаза, брукита и других титанистых минералов. Лейкоксенизации в большей или меньшей степени подвергаются почти все зерна ильменита.

Терригенный лейкоксен встречается довольно редко и приурочен в основном к осадочным породам нижней юры.

Циркон (табл. X, *1*, *2*) в юрских отложениях встречен повсеместно. Содержание его в тяжелой фракции колеблется от 1—2 до 25—30%. Усредненные данные содержания циркона приведены в табл. 23.

Таблица 23

Содержание циркона в юрских отложениях (в %)

Район	Свита			
	переяславская, черемховская (I_1)	камалинская, присаянская (I_2)	бородинская (I_2)	караульнинская (I_3)
Рыбинская впадина	9,0	6,5	11,0	
Тасеевский	0,5	2,5	11,0	—
Абанский	11	9,3	12,0	14,0
Северо-западная часть Иркутского бассейна	8,5	30	—	—
Центральная часть Иркутского бассейна	19,5	10,0	—	—
Юго-восточная часть Иркутского бассейна	0,8	0,4	—	—

Встречено несколько разновидностей циркона, из которых три наиболее распространены.

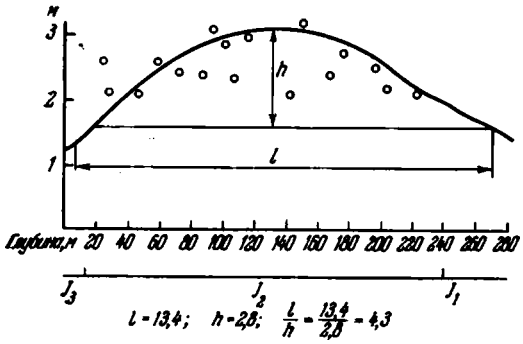
1. Цирконы длиннопризматические (отношение поперечника кристалла к его длине 1 : 10), свежие, неизмененные, неокатанные, бесцветные, прозрачные. Форма зерен тонкопризматическая, с острыми пирамидальными окончаниями. Некоторые зерна имеют укороченные призмы и более острые дипирамиды.

2. Цирконы призматические (отношение поперечника кристалла к его длине 1 : 5). Форма кристалла — комбинация тетрагональной призмы и тетрагональной дипирамиды. Цвет светло-коричневый. Содержатся мелкие непрозрачные включения. Зерна несут на себе следы переноса. Среди призматических цирконов встречаются кристаллы с зонарным строением, внутри которых две или три зоны разделены пленкой буроватого непрозрачного вещества. Интенсивность окраски усиливается от периферии к центру зерна.

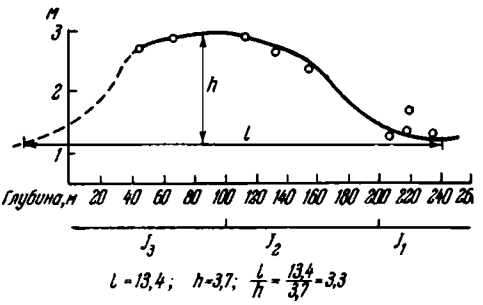
3. Короткопризматические (1 : 3) и изометричные (1:1) зерна циркона распространены наиболее широко. Среди них почти не встречается чистых прозрачных разновидностей. Чаще всего это окрашенные кристаллы с большим количеством включений. Окраска разной интенсивности: светло-коричневая, розовато-серая, розовая с фиолетовым оттенком. Встречаются плеохроирующие разновидности от густо-розового до почти бесцветного. Зерна циркона, относящиеся к этой группе, очень редко встречаются в виде целых кристаллов с четкими кристаллографическими гранями. Как правило, это обломки со следами хорошей окатанности.

Представляет интерес изменение средних содержаний этих трех разновидностей циркона по разрезу (фиг. 55, 56). Число, выражающее отношение длиннопризматических, наиболее хорошо сохранившихся форм к сильно разрушенным, является своеобразным коэффициентом выветрелости для циркона. На графике прослежены эти изменения коэффициен-

та выветрелости циркона по разрезу. В нижней юре (скв. 420) значения его наиболее низкие в связи с тем, что в это время происходило поступление в осадок неизмененных кристаллов. Если рассматривать этот же коэффициент для Рыбинской впадины (скв. 1670), то здесь также наблюдаются низкие значения коэффициента в нижнеюрских отложениях, которые резко возрастают в средней юре. В отличие от графика по скв. 420



Фиг. 55. Изменение средних содержаний четырех разновидностей циркона по скв. 420



Фиг. 56. Изменение средних содержаний четырех разновидностей циркона по скв. 1670

здесь нет такой плавности кривой, что можно было бы объяснить различием характера тектонического режима в предгорной и платформенной частях региона.

Если взять соотношение разлета кривой к перпендикуляру в наивысшей ее точке $\frac{l}{n}$, то это значение для платформенных областей будет приближаться к 5, а для предгорных впадин будет составлять 2,5—3. Таким образом, в периоды наиболее активной эрозионной деятельности, когда имеют место более углубленные врезы речных долин, значение коэффициента понижается.

Гранат (табл. X, *3*, *4*, *5*) — один из самых распространенных минералов среди песчано-алевритовых юрских пород (табл. 24).

Таблица 24

Среднее содержание граната в юрских отложениях (в %)

Район	Свита		
	переяславская, черемховская (J_1)	камалинская, присаянская (J_2)	бородинская или абанская (J_3)
Рыбинская впадина	8	20,8	23
Тасеевский	Присутствует	5	30,1
Абанский	7	12	10
Северо-западная часть Иркутского бассейна (Арпан—Тулун)	1,4	13,5	—
Центральная часть Иркутского бассейна (Кирей—Новометелкино)	33,0	31,0	—
Юго-восточная часть Иркутского бассейна	Присутствует	—	—

В песчаниках и алевролитах отмечено несколько разновидностей гранатов.

1. Гранаты бесцветные, прозрачные, почти неизмененные. Очертания зерен оскольчатые. Очень часто наблюдаются обломки кристаллов. В бес-

цветных гранатах установлены газово-жидкие включения, а также отдельные кристаллы апатита и рутила.

2. Розовые гранаты с синеватым оттенком имеют форму ромбо-додекаэдров, реже — ромбоэдров. Целые, хорошо сохранившиеся кристаллы очень редки, в основном встречаются их обломки и осколки. Включения отсутствуют. Сохранность зерен хорошая, в очень редких случаях наблюдаются корродированные поверхности. Показатель преломления 1,754—1,758.

3. Гранаты густо-оранжевые или розовато-серые. Форма зерен самая разнообразная. В основном — это обломки кристаллов с острыми или слабо сглаженными краями. Излом раковистый, некоторые зерна сохранили ромбоэдрическую форму. Часты включения мелких точечных непрозрачных кристаллов рутила, циркона или апатита. Степень выветрелости различная, поверхности зерен слабо корродированы. Отдельные грани кристаллов регенерированы. Показатель преломления 1,780.

4. Гранаты бесцветные или розовато-серые. Форма зерен неясная, очертания оскольчатые, зерна сильно корродированы с образованием так называемых черепитчатых форм поверхности. Процессы коррозии заходят иногда очень далеко с образованием глубоких «карманов» на поверхности зерна, заполненных поляризующим агрегатом. Зерна таких гранатов бывают настолько разрушены, что сохраняются одни скелетные формы с зубчатой поверхностью. Показатель преломления 1,773 (табл. XI, *1—4*).

В базальных горизонтах юры в Мурской впадине гравелистые конгломераты обогащены крупными зернами красно-фиолетового пиропа. Пироп отмечен также в юрских отложениях в районе г. Тулуна, в бассейне р. Непы и в некоторых других пунктах.

Рутил. Содержание минерала в юрских отложениях приведено в табл. 25.

Таблица 25

Среднее содержание рутила в юрских отложениях (в %)

Район	Свита			
	переяславская, черемховская (J_1)	камалинская, присаянская (J_2)	бородинская (J_2)	караульнинская (J_3)
Рыбинская впадина	2,5	6,0	10,0	—
Тасеевский	Присутствует	0,3	7,5	0,6
Абанский	3,0	3,0	5,0	1,7
Северо-запад Иркутского бассейна (Аршан — Тулун)	0,5	6,5	—	—
Центр Иркутского бассейна (Кирей—Новометелкино)	1,7	—	—	—
Юго-восток Иркутского бассейна	0,1	—	—	—

Каких-либо коррелирующих особенностей в распространении рутила не подмечено. Он встречается в виде кристаллов призматической формы, темно-коричневого, красновато-коричневого, реже темно-синего цвета. Темно-синие рутилы встречаются преимущественно в нижних горизонтах юры (переяславская и нижнекамалинская свиты). Встречены зерна рутила, перенесшие длительную транспортировку, и совершенно свежие, неизмененные обломки зерен, часто сдвойникованные (табл. XII, *8*). Содержание и распределение последних не удалось подсчитать и проследить, но, вероятно, здесь действует та же закономерность, которая была подмечена в цирконах: свежие, неизмененные обломки зерен, лишенные

следов переноса, располагаются ближе к источникам сноса, где содержание их в тяжелой фракции резко возрастает.

Игольчатые включения рутила в кварце, биотите и хлорите образуют правильную сетчатую структуру с углом перекрещивания отдельных иголочек около 120°.

Группа эпидота. Содержание минералов этой группы в юрских отложениях приведено в табл. 26.

Таблица 26

Содержание минералов группы эпидота в юрских отложениях (в %)

Район	Свита		
	переяславская, черемховская (I_1)	камалинская, присаянская (I_2)	бородинская (I_3)
Рыбинская впадина	—	1,0	—
Тасеевский	Присутствует	Присутствует	—
Абанский	15,0	15,2	13,0
Аршан — Тулун	1,0	—	
Новометелкино	12,9	34,1	
Юго-восток Иркутского бассейна	23,8		

Как видно из таблицы, наибольшее содержание минералов группы эпидота приурочено к нижнеюрским отложениям. В среднеюрских породах постоянное содержание этого минерала отмечается на Абанском участке. Среди минералов группы эпидота преобладают эпидот и цоизит, реже встречается клиноцоизит.

Эпидот (табл. XII, *6*, *7*) встречается в виде неправильных изометричных зерен, иногда со следами коррозии. Цвет зерен желтовато-бурый. $Ng = 1{,}766$; $Nm = 1{,}720$.

Цоизит встречается в виде довольно крупных неокатанных, остроугольных обломков с газово-жидкими включениями и точечными включениями непрозрачных минералов. На поверхности зерен наблюдаются продукты разрушения минерала. $Np' = 1{,}702$; $Ng' = 1{,}715$. Отмечены как совершенно свежие и неизмененные зерна цоизита, так и разрушенные, с сильно корродированной поверхностью.

Клиноцоизит представлен мелкими бесцветными зернами с аномальными цветами интерференции.

Монацит отмечен в среднеюрских отложениях Канско-Тасеевской и Рыбинской впадин. Содержание этого минерала в тяжелой фракции русловых и озерных фаций в отдельных случаях доходит до 15%. Зерна монацита имеют удлиненную форму, иногда с пирамидальными окончаниями. Цвет коричневато-желтый, буроватый. В некоторых зернах наблюдался слабый плеохроизм от коричневато-бурого до желтовато-зеленого цвета (табл. XII, *3*, *4*, *5*). В среднеюрских песчаниках Тасеевской и Рыбинской впадин монацит встречается в ассоциации со сфеном.

Анатаз наблюдается в виде правильных кристаллов дипирамидального облика или обломков кристаллов со следами призматических граней. Цвет кристаллов желтовато-бурый, показатель преломления очень высокий. Окатанные зерна встречаются редко. Образование анатаза в юрских отложениях следует связывать с лейкоксенизацией ильменита. Агрегатные, хлопьевидные скопления лейкоксена содержат часто мелкие идиоморфные кристаллы анатаза.

Брукит встречается реже, чем анатаз. Это чаще всего обломки кристаллов таблитчатой формы с остатками призматических граней буровато-зеленого цвета, слабо плеохроирующие. Среди песчаников абанской сви-

ты обнаружен терригенный брукит, слабо окатанный, с шероховатой поверхностью зерен. Появление его в осадках можно объяснить разрушением эффузивных пород, расположенных на севере Абанской впадины. Образование аутигенного брукита связано, вероятно, с повышенным содержанием биотита и ильменита в песчаниках. Большинство идиоморфных кристаллов брукита приурочено к агрегатным продуктам разрушения биотита.

Апатит (табл. X, *6*, *7*) — обычный минерал тяжелой фракции юрских отложений. Несколько повышенные его содержания отмечаются в Присаянье и на юге Рыбинской впадины. Он встречается в виде хорошо образованных кристаллов и их обломков.

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ

В юрских отложениях группа глинистых минералов является одной из наиболее распространенных и входит в состав цемента песчаников и алевролитов, слагает пласты и линзы глинистых пород. Определение вещественного состава глинистых пород и сохранности отдельных минералов позволяет судить об условиях седиментогенеза континентальных осадков в различных водоемах. В связи с этим некоторые глинистые минералы имеют коррелирующее значение при сопоставлении разрезов в тех случаях, когда изучены фациальные условия образования осадков. В процессе изучения континентальных отложений юрского возраста была сделана попытка осветить некоторые вопросы, относящиеся к качественной характеристике глинистых минералов, генезису и закономерностям их распространения.

Каолинитовые глины широко распространены в юрских отложениях Саяно-Вилюйского прогиба, но на севере, в Вилюйской впадине и в Приангарье, они почти совершенно не изучены. Поэтому приводимое ниже описание глинистых минералов основывается на материалах Канского и Иркутского бассейнов.

Каолинит является распространенным минералом в составе юрских отложений, однако чистые, собственно каолинитовые глины, встречаются довольно редко и образуют небольшие по мощности и простиранию линзы, прослои и пласты в отложениях озерно-болотного генезиса.

В шлифах каолинит тонкодисперсный, плохо раскристаллизованный, почти не поляризует, особенно в тех литологических разностях пород, которые обогащены органическим веществом. В алевролитах и песчаниках с глинистым цементом каолинит образует мелкие пластинчатые, червеобразные, слабо преломляющие листочки, интерферирующие в серых тонах. В песчаниках, а иногда и алевролитах встречаются хорошо раскристаллизованные вермикулитоподобные сростки каолинита, псевдоморфозы по полевым шпатам.

Структура каолинитовых глин колломорфная, пелитоморфная, оолитоподобная, алевропелитовая, редко псаммопелитовая, характерная для песчаников, и брекчиевидная. Текстура массивная, литоидная, слоистая, струйчатая, в зависимости от содержания пелитоморфного кварца, иногда мучнистая. Цвет каолинитсодержащих пород варьирует в широких пределах в зависимости от качества и количества минеральных примесей. Так, железистые примеси меняют цветовую гамму от палево-желтых до темно-красных тонов. Присутствие значительного количества гидрослюд придает существенно каолинитовой породе сероватый оттенок, а минералов хлоритовой и монтмориллонитовой групп — зеленоватый. Тонкодисперсное органическое вещество окрашивает каолинитовые разности пород в темно-серые, иногда почти черные тона. Резкая концентрация красящего пигмента придает породе пятнистую окраску.

Химические анализы каолинитовых глин (табл. 27) указывают на характерное для каолинитов высокое содержание глинозема (до 32—38%). Содержание кремнезема составляет 39,40—46,52%; содержание железа, щелочей и щелочных земель колеблется от десятых долей до нескольких процентов в зависимости от минералов примесей.

Таблица 27

Химический состав каолинитовых глин и высокоглиноземистых аргиллитов юрских отложений

Компоненты	Трошковское месторождение	Бельское месторождение	Пос. Бородино (верхнекамалинская свита)	Присаяные (заляринская подсвита)	Новометелкино (заларинская подсвита)
SiO_2	46,52	44,58	40,38	44,97	42,70
TiO_2	0,68	1,76	0,38	0,05	0,77
Al_2O_3	32,16	35,35	32,59	37,79	25,07
Fe_2O_3	3,82	1,30	4,97	0,37	2,57
FeO	1,52	0,24	1,74	0,36	—
MnO	—	—	0,01	—	Следы
MgO	0,80	0,45	4,35	0,44	1,92
CaO	1,40	0,26	0,40	1,19	0,16
Na_2O	0,04	0,06	0,20	0,22	0,17
K_2O	1,22	1,53	1,73	0,21	1,64
H_2O^-	4,82	1,53	2,06	2,14	9,30
H_2O^+	11,36	13,91	11,33	15,18	18,80
CO_2	Не опред.	0,18	Не опред.	Не опред.	Не опред.
SO_3	» »	Не опред.	» »	0,28	» »
Сумма	99,74	99,62	98,08	101,06	100,80
SiO_2 (своб.)	Не опред.	Не опред.	3,62	Не опред.	Не опред.

Результаты термических исследований каолинитовых глин приведены на фиг. 57.

На ряде термограмм фиксируется примесь гидрослюды или монтмориллонита.

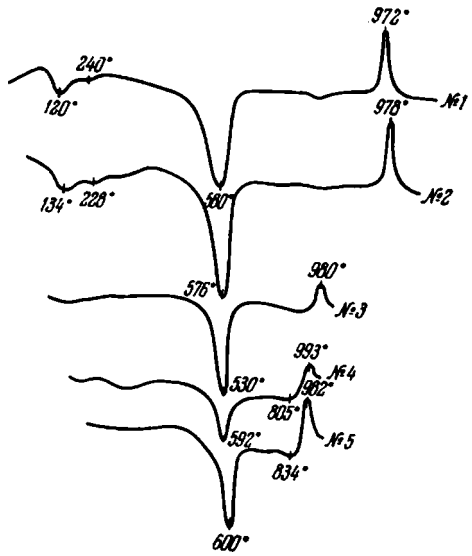
Низкотемпературный эндотермический эффект удаления гигроскопической воды не является характерным для каолинита. Чаще всего его наличие обусловлено содержанием, кроме каолинита, других глинистых минералов, таких, как галлуазит, гидрослюды или монтмориллонит.

Дополнительный эндотермический эффект при 805—834° указывает на присутствие монтмориллонита; при наличии примеси гидрослюдистых минералов резко снижается конфигурация отдельных пиков, эффекты кажутся затухающими. Мономинеральность глинистого материала отражается в резкости эффектов и их величине.

По данным рентгеновского анализа встречаются хорошо окристаллизованные разности каолинита (структурно совершенные) и плохо окристаллизованные разности (структурно несовершенные).

Для минералов этого типа характерны интенсивные базальные отражения с межплоскостными расстояниями — 7,1 *kx* и 3,5 *kx*, а также соответствующая совокупность линий, число, интенсивность и острота которых зависят от степени совершенства структуры каолинита. Дифракционные картины с большим числом четких и интенсивных линий свидетельствуют о совершенной структуре минералов. По мере уменьшения степени совершенства структуры наблюдается общее ослабление дифракционной картины, линии «размываются», сливаются, возникают широкие полосы.

Рентгенометрические характеристики исследованных образцов приведены в табл. 28. Чисто каолинитовыми глинами из исследованных нами пород (если не считать незначительную примесь кварца, который увеличивает интенсивность линии 3,34 *kx*) оказались образцы из Новометелкина (обр. 421, 423), Тулуна (обр. 17), Катарбейского месторождения (обр. 40) и из скв. 7 в пос. Канарай (обр. 813). Каолинитовые глины Ангаро-Бельского водораздела (обр. 748, 751, 752, 772) содержат примесь монтмориллонита. Его присутствие легко устанавливается по наличию отражения $d = 13—15$ *kx*, которое увеличивается до 17 *kx* после насыщения образцов этиленгликолем и уменьшается до 10 *kx* после прокаливания при 550—600° С.



Фиг. 57. Кривые нагревания глин преимущественно каолинитового состава (фракция < 1 μ)

Дифракционные картины всех указанных глин почти полностью идентичны, содержат достаточное количество четких интенсивных линий, характерных для каолинита, что позволяет сделать вывод о довольно высокой степени окристаллизованности минерала. В то же время сравнение с эталонным образцом каолинита с совершенной структурой, приведенным Бриндли в 1955 г., показывает, что исследованные авторами каолиниты по степени совершенства структуры занимают промежуточное место в серии каолинит — файрклей — галлуазит, но ближе расположены к каолиниту.

В различных литологических разностях пород преимущественно каолинитовые глины обычно содержат примеси гидрослюд, хлоритов, монтмориллонитов, реже галлуазита. Даже самые чистые, на первый взгляд, каолинитовые глины при детальном минералогическом исследовании обычно обнаруживают примеси глин других минеральных групп, влияющих на их технологические свойства. Почти постоянная примесь каолинитовых глин — пелитоморфный кварц.

Генетически каолинит в юрских отложениях юга Сибирской платформы делится на следующие разновидности: 1) каолинит осадочный; 2) каолинит аутигенный (диагенетический, эпигенетический); 3) каолинит гипергенный.

Источником осадочного каолинита могли быть многочисленные коры выветривания доюрского возраста, развивавшиеся на самых разнообразных стратиграфических уровнях. Не исключено, что сносимый при разрушении кор выветривания материал был далеко не однородным и состоял из разновидностей глинистых минералов, которые формировались в процессе выветривания на различных породах.

Материал, отлагавшийся в юрских водоемах, вероятно, не всегда был глинистым. Большую роль играли слюды (биотит, мусковит), полевые шпаты, обломки пород, по которым в благоприятных физико-химических условиях развивался каолинит.

Осадочный каолинит составляет основную часть тонкодисперсной фракции ряда аргиллитов, является цементом механического заполнения пор в песчано-алевритовых и грубозернистых породах. Он представляет тонкодисперсную, спутанно-волокнистую или червеобразную массу, слабо или почти не поляризующуюся под микроскопом.

Таблица 28

Рентгенометрические константы каолинитовых глин в исходном состоянии (аналитик З. Ф. Тимофеева)

Образцы									
772		748 (752)		751		423 (421, 17, 4)		813	
I	*d* (*kx*)	*I*	*d* (*kx*)	*I*	*d* (*kx*)	*I*	*d* (*kx*)	*I*	*d* (*kx*)
2	13,2	2	14,7	5	13,7	—	—	—	—
10	7,2	10	7,3	10	7,2	10	7,12	9	7,1
2	4,91	3	4,95	3	4,92	—	—	—	—
10	4,46	10	4,46	10	4,45	6	4,44	8	4,40
2	4,14	4	4,18	3	4,16	5	4,16	4	4,10
1	3,89	4	3,96	3	3,92	1	3,85	3	3,86
10	3,60	9	3,58	9	3,57	10	3,56	4	3,52
2	3,38	1	3,40	2	3,36	10	3,34	10	3,30
1	3,11	—	—	—	—	—	—	—	—
2	2,84	2	2,80	1	2,82	—	—	2	2,80
2	2,75	—	—	1	2,76	—	—	—	—
8	2,56	9	2,56	9	2,56	8	2,56	5	2,54
8	2,49	7	2,50	6	2,49	2	2,49	3	2,48
8	2,34	9	2,34	8	2,34	1	2,39	5	2,32
5	2,29	3	2,29	4	2,29	3	2,27	4	2,26
2	2,19	1	2,19	1	2,19	1	2,13	2	2,17
—	—	—	—	—	—	—	—	2	2,11
3	1,990	3	1,991	3	1,988	4	1,98	3 разм.	1,973
2	1,838	2	1,840	3	1,937	1	1,84	—	—
2	1,813	1	1,788	2	1,784	—	—	—	—
—	—	2	1,690	1	1,689	—	—	—	—
3	1,657	2	1,663	2	1,774	4	1,66	3	1,658
—	—	2	1,641	1	1,640	—	—	2	1,630
2	1,614	1	1,616	1	1,617	1	1,62	—	—
2	1,540	3	1,540	1	1,541	4	1,54	4	1,532
10	1,485	9	1,488	8	1,490	7	1,49	9	1,480

Примечание. Разм. — размытая линия.

Каолинит аутигенный образуется в стадии седиментации и литификации осадка за счет разнородного глинистого и обломочного материала. Если первичный глинистый материал имел преимущественно полиминеральный состав, то в условиях низких значений pH, значительного содержания органического углерода и серной кислоты, а также медленной скорости накопления осадка происходила переработка многокомпонентного материала в каолинитовый. Наиболее активно эти процессы проявляются в условиях болотного выветривания, которое в ряде случаев приводит к образованию почти мономинеральных глинистых пород.

Только реликты первичной структуры, вермикулитоподобные сростки каолинита, псевдоморфозы по полевым шпатам свидетельствуют о разнородном характере первичного материала.

В грубозернистых породах процесс каолинизации захватывает и грубообломочную часть осадка. Выветриванию подвергаются слюды, полевые шпаты, фемические минералы, обломки пород. Говоря об эпигенезе грубодисперсной фракции в породе, необходимо учитывать, что частично процесс каолинизации мог проходить еще в зоне гипергенеза. И тогда в юр-

ские седиментационные бассейны приносились каолинизированные полевые шпаты, гидратированные слюды, частично измененные фемические минералы, обломки пород. В грубодисперсных породах в эпигенетическую стадию каолинизации существенную роль, помимо цемента заполнения пор, начинает играть цемент разложения, крустификационный и регенерационный цементы за счет перераспределения компонентов, освобождающихся при разложении грубодисперсных минералов и перекристаллизации тонкодисперсной глинистой массы.

В условиях pH > 7 каолинитовые глины при наличии достаточного количества калия в растворе замещаются каолинит-гидрослюдистыми глинами. В трещиноватых каолинитах, уже прошедших стадию литификации, в условиях хорошего кислородного обмена при проникновении на глубину водных растворов, содержащих окисное железо, происходит образование минералов монтмориллонитовой группы, причем железистых разностей типа нонтронита. Вторичный монтмориллонит образует скопления нежно-зеленых порошковатых агрегатов, покрывающих стенки трещин.

С процессами аутигенного минералообразования связаны шамозитовые, шамозит-каолинитовые, каолинит-гидрогетитовые конкреции, изученные С. С. Чекиным (1962) на Бельском месторождении и приуроченные, как правило, к участкам аргиллитов, обогащенных органическим веществом.

Гипергенный каолинит образуется в юрских толщах при их выветривании, а там, где отложения юры выходят на поверхность, каолинообразование продолжается и в настоящее время.

На Ангаро-Бельском водоразделе в Иркутском бассейне сосредоточена группа месторождений огнеупорных глин. В своих представлениях о генезисе высокоглиноземистых аргиллитов и каолинитов Ангаро-Бельского водораздела Иркутского амфитеатра мы следуем гипотезе осадочного происхождения. Приносимый в юрские бассейны материал глинисто-аркозового состава в новых физико-химических условиях при очень медленной скорости накопления осадков проходил стадию диагенетической переработки, приведшую в ряде случаев к формированию мономинеральных глин.

О влиянии терригенных компонентов на формирование каолинитов свидетельствуют псевдоморфозы по полевым шпатам, вермикулитоподобные сростки каолинита по биотиту. Кремпезем, освобожденный в процессе диагенеза, а также частично принесенный в растворах, способствовал образованию кремнистых халцедоновых стяжений, которые вместе с кремнистыми обломками, принесенными при разрушении карбонатных пород, образовывали каолино-кремневые брекчии и каолины, обогащенные кремнем. Аутигенные кремневые стяжения имеют, как правило, концентрическое строение.

В пользу осадочного происхождения каолинитовых глин говорят отдельные хорошо окатанные зерна кварца, косая слоистость, обогащение глин органическим веществом в приконтактовой зоне с угленосной юрой, наличие глиняных катунов.

Некоторые исследователи при изучении минерального состава тяжелой и легкой фракций отмечали присутствие реликтовых минералов и обломков пород аллохтонного происхождения. Так, Я. Я. Яржемским (1938) отмечен циркон дипирамидальной формы, не характерный для пород нижнего кембрия, где он несет следы резко выраженной окатанности. С. С. Чекиным в легкой фракции каолинитов Ангар-Бельского водораздела описаны кристаллы кварца дипирамидальной формы, свойственные породам порфирового ряда. Обломки эффузивных пород типа микротрахитов в составе высокоглиноземистых аргиллитов Гымыльского месторождения описаны П. В. Калашниковым.

Многие исследователи большую роль уделяли другому минералу каолинитовой группы — галлуазиту. Детальные рентгенометрические исследования, проведенные В. А. Дрицем и А. А. Кашаевым (1960), С. С. Чекиным (1962), свидетельствуют о том, что породообразующим минералом в этой группе месторождений является каолинит в виде двух разностей: структурно совершенного и структурно несовершенного. Галлуазит является незначительной примесью как в каолинитовых глинах, так и в глинах многокомпонентного состава.

Крупной группой месторождений каолинита на юге Сибирской платформы является Балайская, приуроченная к кварцево-каолиновой толще на севере Рыбинской впадины.

Геологоразведочные работы в связи с поисками месторождений каолинов и тугоплавких глин расширили представления о генезисе и составе кварцево-каолиновой толщи. В. А. Борисов (1961) связывает фациально основную массу каолинитового материала с пролювиальными фациями при подчиненной роли аллювиальных и делювиальных отложений в небольших озерах и болотах с линзами и прослоями бурого угля. Глинистый материал, образовавшийся в результате выветривания карбонатных и карбонатно-глинистых пород девона и карбона, несомненно, оказывал влияние на состав кварцево-каолиновой толщи. Что касается минерального состава глин, входящих в продуктивную толщу, то большинство исследователей склоняется к бинарному комплексу каолинит — монотермит.

Подводя итог характеристике существенно каолинитовых образований юга Сибирской платформы, мы должны отметить, что наиболее крупные, известные в настоящее время месторождения каолинитовых глин приурочены либо к полям-шлейфам, находящимся вблизи изверженных, метаморфических и осадочных пород, содержащих большое количество алюмосиликатных минералов, либо к полям-ловушкам (карстам), где в озерно-болотных осадках при соответствующих физико-химических условиях происходила переработка грубообломочного и глинистого материала.

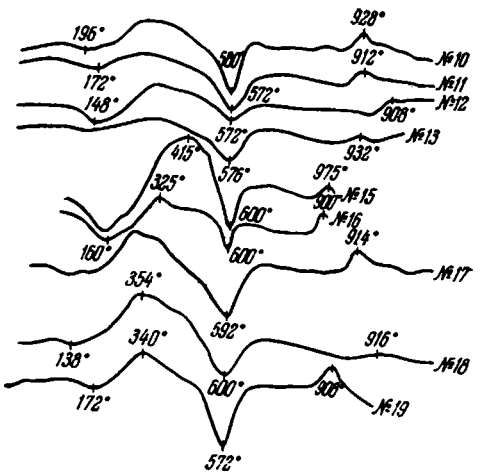
Гидрослюды в составе терригенных отложений описываемого региона распространены в нескольких парагенетических ассоциациях: хлорит-гидрослюды, монтмориллонит-гидрослюды, каолинит-гидрослюды, хлорит-каолинит-монтмориллонит-гидрослюды при явном преобладании гидрослюдистого материала в самых различных фациях, и только в единичных образцах глинистая фракция представлена чистыми гидрослюдами с примесью пелитоморфного кварца.

По генезису гидрослюды можно разделить на осадочные и аутигенные. Осадочные гидрослюды образовывались в зоне гипергенеза и перенесены в юрские водоемы. В песчаниках и алевролитах они образуют цемент механического заполнения пор, а в гидрослюдистых аргиллитах составляют основную массу породы.

Минералы-спутники — хлорит, монтмориллонит, каолинит — могут быть как принесенными вместе со слюдистым материалом, так и новообразованными — продуктами изменения самих гидрослюд или других минералов. Аутигенные гидрослюды образуются в процессе диагенеза и эпигенеза. Они развиваются в основном по биотиту, полевым шпатам, обломкам пород и фемическим минералам. Наиболее эффективные изменения биотита прослеживаются в грубозернистых породах, доступных проникновению поровых вод, способных изменить характер среды и вызвать ряд стадийных превращений минералов, неустойчивых к химическим реагентам. В процессе изменения нарушается кристаллическая структура биотита: по трещинам спайности он расщепляется на отдельные волокна, обесцвечивается, разбухает, обволакивает соседние терригенные зерна. При гидратации биотита происходит образование хлоритовых минералов, тогда обесцвеченные пакеты диоктаэдрического гидробиотита чередуются с зелеными полосками хлорита, а рентгеновский анализ фиксирует нали-

чие смешаннослоистых разностей — диоктаэдрических гидрослюд и хлоритов. В ряде случаев образование гидрослюд по биотиту завершается полным его замещением мелкочешуйчатым ориентированным агрегатом; первичная (биотитовая) природа минерала устанавливается по реликтам спайности. Помимо свободного биотита, в юрские водоемы поступали обломки биотитовых сланцев, которые, разлагаясь, при соответствующих физико-химических условиях давали глинистый материал преимущественно гидрослюдистого состава.

Под микроскопом диоктаэдрические гидрослюды — мелкие разно ориентированные, иногда определенно ориентированные чешуйки с высокими показателями преломления ($Ng' = 1{,}582$, $Np' = 1{,}564$, $Ng' - Np' = 0{,}18$), интерферирующие в оранжево-желтых тонах. Ориентированные агрегаты гидрослюдистых глин удлиненно веретенообразной формы, с резко очерченными краями.



Фиг. 58. Кривые нагревания глин с переменным содержанием гидрослюд (фракция < 1 μ)

У минералов этой группы, которые по своим свойствам стоят близко к слюде, на кривых нагревания наблюдаются три эндотермических эффекта: при 100—170° (удаление гигроскопической воды), при 500—650° (удаление конституционной воды), при 840—900° (разрушение кристаллической решетки). Минералы-примеси влияют на интенсивность термических эффектов и приводят к появлению эффектов, не характерных для гидрослюд.

Кривые нагревания образцов (фиг. 58, *№ 10—13*) доказывают, что они содержат минералы каолинитовой группы (эндоэффект при 572—580° и экзоэффект при 908—932°) и гидрослюдистый минерал, который проявляется слабым эндотермическим эффектом, предшествующим экзотермическому. Адсорбированная вода удаляется при 136—172°.

Термограммы образцов (фиг. 58, *№ 15—19*) указывают на глинистый минерал каолинитовой группы. Слабо обнаруживается гидрослюда по эндоэффекту, предшествующему экзотермическому эффекту каолинита. Все образцы содержат двухвалентное железо, окисление которого сопровождается экзотермическим эффектом.

Рентгеновский анализ позволил установить наличие чистой гидрослюды в образцах 741 и 742 (табл. 29), несмотря на значительное количество кварца, который затрудняет расшифровку рентгенограмм. Гидрослюды — диоктаэдрические, так как отражение (060) не превышает величины 1,500 *kx*. Характерными линиями для гидрослюд являются 10; 4,95; 3,33.

Чаще встречаются гидрослюды с примесью каолинита (образцы 755, 493, 497). Каолинит определяется по рефлексам 7; 3,5 *kx*, которые исчезают после прокаливания глины.

Многочисленные образцы гидрослюд, исследованные нами, содержат монтмориллонит, который определяется по рефлексу 17 *kx* для насыщенного этиленгликолем образца (образцы 802 и 804 в табл. 29), или хлорит,

Таблица 29

Рентгенометрические константы существенно гидрослюдистых глин юрских отложений (аналитик З. Ф. Тимофеева)

Образцы																					
741		742		755		493		497		371		710		802		804		711		513	
I	*d*(*kx*)	*I*	*d*(*kx*)	*I*	*d*(*kx*)	*I*	*d*(*kx*)	*I*	*d*(*kx*)	*I*	*d*(*kx*)	*I*	*d*(*kx*)	*I*	*d*(*kx*)	*I*	*d*(*kx*)	*I*	*d*(*kx*)	*I*	*d*(*kx*)
10	10,0	10	10,1	4	10,2	7 разм.	10,3	3 разм.	10,2	4	13,75	2	13,5	3	14,0	2	16,6	10	17	10	13,98
2 разм.	7,02	4	4,92	4 разм.	7,2	3 разм.	7,4	3 разм.	7,4	3	9,60	10	9,6	10	9,92	4	9,81	5 разм.	9,7	2	10,3
6	4,95	10	4,48	5	4,95	5	4,95	3	4,97	10	6,88	8	6,9	5	7,14	5	7,10	10	7,04	3	7,15
3	4,20	3	4,23	10	4,47	10	4,48	8	4,51	2	4,76	7	4,88	7	5,00	2	4,93	3	4,89	2	6,56
3	3,65	5	3,66	4	3,54	4	3,34	2	3,72	10	4,38	2	4,15	2	4,67	10	4,47	5	4,43	2	4,97
8	3,30	10	3,33	4	3,34	2	2,85	3	3,55	3	3,97	2	3,82	3	4,16	9	4,13	5	4,31	5	4,52
3 разм.	1,964	3	3,02	3	2,85	9	2,58	10	3,35	2	3,57	3	3,47	3	3,66	2	3,54	5	4,12	5	4,25
3 разм.	1,643	4	2,84	10	2,58	3	2,37	1	2,83	3	3,42	1	3,15	3	3,52	6	3,33	3 дв.	3,81	4	4,03
		10	2,56	3	2,36	2	1,694	6	2,56	10	3,23	1	2,94	8	3,31	4	3,02	3	3,67	5	3,73
		3	2,43	3	1,990	3	1,652	2	2,34	2	2,74	1	2,53	1	2,10	1	2,82	10	3,53	4	3,55
		4	2,37	3	1,818	7	1,496	6	1,490	4ш	2,48	1	2,10	1	1,970	4	2,69	10	3,31	10	3,36
		3	2,24	3	1,693					3	2,30	3	1,980	4ш	1,799	7	2,56	3	2,81	9	3,21
		2	2,18	8	1,657					1	2,06			2	1,697	5	2,44	2	2,73	4	2,97
		3	2,12	9 дв.	1,497					2	1,937			2	1,643	1	1,992	8	2,55	5	2,57
		4	1,973							2	1,764					5	1,500	4	2,48	4	2,47
		4	1,806							1	1,650					2	1,487	3	2,36	4	2,40
		4	1,657							2	1,610							7	2,32	2	2,29
		4	1,533							4	1,499							4	2,27	3	2,13
		8	1,498							3	1,462							2	2,18	5	1,816
		3	1,372							2	1,450							4	1,976	4	1,664
																		8	1,652	5	1,540
																		3	1,609	5	1,497
																		8ш	1,532		
																		4	1,492		
																		8	1,480		

Примечание. Образцы 741, 710, 802 — ориентированные, образцы 804, 711 — насыщенные этиленгликолем; разм. — размытая линия, дв. — двойная линия, ш. — широкая линия.

рефлекс (001) которого остается неизменным — 14 *kx* (образцы 710, 371) — как после насыщения образцов этиленгликолем, так и после прокаливания при 550°.

По мере погружения осадка и выхода его из зоны свободного водообмена существенные коррективы в первичный состав глинистого вещества начинают вносить подземные воды. Они являются той физико-химической средой, в которой происходит изменение осадка, уже прошедшего стадию литификации. Чем тонкозернистее порода, тем менее она доступна влиянию подземных вод. Перекристаллизация первичного гидрослюдистого цемента влечет за собой образование хлоритов, монтмориллонита, каолинита, цеолитов.

Хлориты в составе описываемой ассоциации могут быть как сингенетичными с гидрослюдами, так и вторичными образованиями за счет перекристаллизации первичного гидрослюдистого цемента. В таких случаях хлориты образуют крустификационные каемки пор или полностью заполняют поры, образуя хлоритовый цемент.

Каолинит и монтмориллонит могли развиваться по гидрослюдам как в стадию диагенеза, так и в стадию эпигенеза. Процесс каолинизации и монтмориллонитизации сопровождается пелитизацией первичного гидрослюдистого вещества.

Третьей разновидностью глин, широко распространенных на юге Сибирской платформы, являются глины преимущественно монтмориллонитового состава. Как правило, они полиминеральны и встречаются в смеси с минералами группы каолинита, гидрослюдами, хлоритом.

Монтмориллонит входит в состав цемента песчаников, алевролитов, является основным породообразующим минералом аргиллитов и восковидных глин, почти полностью состоящих из монтмориллонита.

В Иркутском амфитеатре горизонты сравнительно чистых монтмориллонитовых глин встречаются в кровлях угольных пластов и переслаиваются с глинами многокомпонентного состава в Канско-Тасеевской и Рыбинской впадинах.

Относительно чистые монтмориллонитовые глины — светлые, желтовато-зеленоватые, восковидные разности комковатой или массивной текстуры с раковистым изломом; иногда пятнисто пигментированы окислами железа.

Под микроскопом монтмориллонит — мелкие игольчатые чешуйки, преломляющие в желтых тонах, или псевдоморфозы по биотиту, полевым шпатам, фемическим минералам и обломкам пород.

Ориентированные агрегаты, полученные при высушивании суспензии, имеют вид тонкой папиросной бумаги с показателями преломления: $Ng' = 1{,}555$; $Np' = 1{,}540$; $Ng' - Np' = 0{,}015$.

Наиболее хорошо микроскопически определимы аутигенные монтмориллониты, образующиеся по биотиту, хлоритам, полевым шпатам и обломкам эффузивных пород.

Кривые нагревания монтмориллонитовых глин имеют три эндотермических эффекта и два экзотермических (фиг. 59). Первый эндотермический эффект с максимумом 150—180° сопровождается удалением гигроскопической воды. Иногда он раздваивается, на нем появляются ступеньки или более ясно выраженный изгиб с максимумом при 200—240° (обр. 771). Появление его объясняется изменением характера выделения адсорбированной воды, которая содержится между пакетами кристаллической решетки и зависит также от состава поглощенных оснований. Кальций-магниевые монтмориллониты имеют эту остановку, а натриевые — не имеют. Первый эндотермический эффект не является определяющим при диагностике минералов монтмориллонитовой группы.

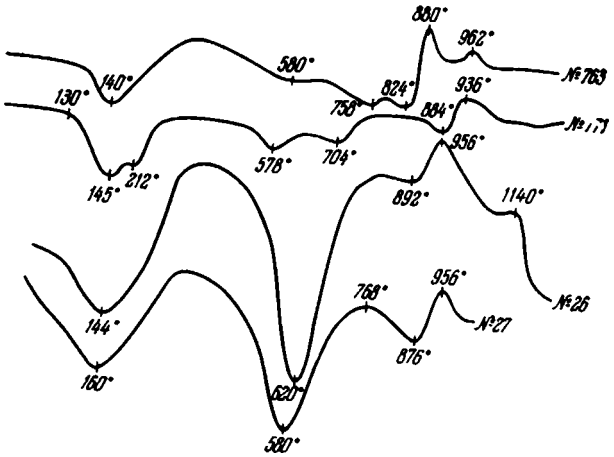
Характерными являются эндотермические эффекты в интервале температур 752 и 824° (обр. 763). Примесь каолинита проявляется дополни-

тельным эффектом, иногда сильно растянутым по оси времени за счет гидрослюд, которые влияют также на глубину эффекта.

На кривой нагревания обр. 763 каолинитовый эндотермический эффект проявляется при 580°, экзотермический — при 880°.

Эндотермические эффекты при 752 и 824°, а также экзотермический при 962° указывают на присутствие монтмориллонита.

Кривые нагревания (см. фиг. 59, № *26—27)* указывают на содержание в них каолинит-монтмориллонитовых глинистых минералов. Первый эндотермический эффект, протекающий в интервале температур 578—620°,



Фиг. 59. Кривые нагревания глин преимущественно монтмориллонитового состава (фракция < 1 μ)

сильно растянут по оси времени, что может быть вызвано присутствием гидрослюд (помимо монтмориллонита). На это же может указывать и глубина максимума эффекта. Второй эндотермический эффект при 864—892° свойствен монтмориллониту. Экзотермический эффект при 936—956° отвечает главным образом превращению каолинита. Адсорбированная вода удаляется при 144—160°.

По ряду кривых нагревания (фиг. 60) устанавливаются глинистые минералы каолинит-монтмориллонитовой группы, но со значительно меньшим количеством монтмориллонита, чем у предыдущей группы. На это указывают величины первого и второго эндотермических эффектов. Они незначительны. Эндотермические эффекты фиксируются в температурных интервалах: первый при 564—618°, второй при 816—900°; экзотермический эффект фиксируется в интервале 904—956°. Адсорбированная вода удаляется при 128—206°.

Присутствие монтмориллонита устанавливается рентгеновским анализом по сильному рефлексу 14 *kx* для природного образца, который при насыщении глины этиленгликолем увеличивается до 17 *kx*. Мономинеральные глины не обнаружены. Наиболее чистые монтмориллониты (табл. 30, образцы 411, 416, 451, 562,1) содержат в качестве примеси гидрослюдистый минерал, который фиксируется на рентгенограммах слабым диффузным рефлексом 10 *kx*, и каолинит (обр. 411).

Гораздо чаще встречается ассоциация монтмориллонит — гидрослюды — каолинит (табл. 31). Судя по интенсивности отражений, примерно равные соотношения (образцы 422, 433) сменяются преимущественным содержанием монтмориллонита (образцы 377, 392, 425, 565), монтморил-

Таблица 30

Рентгенометрические константы монтмориллонитовых глин юрских отложений (аналитик З. Ф. Тимофеева)

Образцы									
411		416		451		562		1	
I	*d* (*kx*)	*I*	*d* (*kx*)	*I*	*d* (*kx*)	*I*	*d* (*kx*)	*I*	*d* (*kx*)
10	17,9	10	17,08	10	17,08	10	16,7	10 диф.	16,1
1 диф.	9,65	3 диф.	9,84	3 диф.	9,65	2 диф.	9,97	3 диф.	9,3
3	7,21	—	—	—	—	1	8,43	—	—
8	4,56	7	4,44	10	4,47	10	4,47	10	4,46
2	3,70	—	—	—	—	2	4,42	2	3,54
5	3,37	2	3,32	4	3,34	5	3,35	5	3,34
5	2,59	5	2,55	6	2,60	7	2,59	8	2,65
—	—	1	1,67	2 диф.	1,67	—	—	2	1,67
4 диф.	1,517	5	1,50	8	1,50	6	1,51	3	1,54

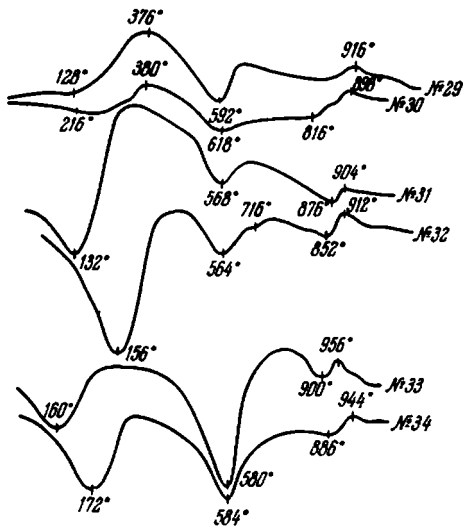
Примечание. Данные приведены для образцов, насыщенных этиленгликолем; диф.— диффузная линия.

лонита и каолинита с примесью гидрослюды (образцы 398, 363) или монтмориллонита и гидрослюды с примесью каолинита (обр. 423).

Химический анализ глин преимущественно монтмориллонитового состава приведен в табл. 32. Они содержат сравнительно низкое количество Al_2O_3 (до 16—24%); Fe_2O_3 — от 6 до 9%. Встречаются монтмориллонит, бейделлит, нонтронит.

Генетически монтмориллонит можно отнести к следующим разновидностям: монтмориллонит осадочный, образованный в зоне гипергенеза доюрских кор выветривания и переотложенный в юрских бассейнах, и монтмориллонит аутигенный.

Аутигенный монтмориллонит образуется в диагенетическую и эпигенетическую стадии изменения осадка за счет перекристаллизации разнородного глинистого цемента, монтмориллонитизации биотита, полевых шпатов, обломков эффузивных пород, фемических минералов.



Фиг. 60. Кривые нагревания монтмориллонитовых глин с переменным содержанием каолинита (фракция $< 1\mu$)

Хлорит, гидрослюды, каолинит встречаются в монтмориллонитовых глинах в качестве примеси как продукты стадийного изменения или как остаточные продукты при перекристаллизации первичного глинистого цемента.

Гипергенный монтмориллонит формируется в зоне гипергенеза самих юрских толщ как стадийный продукт выветривания. В течение мел-палеогенового и современного выветривания сам монтмориллонит литифицированной породы явился объектом выветривания в зоне гипергенеза и перешел в каолинит.

Таблица 31

Рентгенометрические константы глин трехкомпонентного состава (аналитик З. Ф. Тимофеева)

Образцы																			
422		423		377		392		425		565		393		363		424		478	
I	*d*(*kx*)	*I*	*d*(*kx*)	*I*	*d*(*kx*)	*I*	*d*(*kx*)	*I*	*d*(*kx*)	*I*	*d*(*kx*)	*I*	*d*(*kx*)	*I*	*d*(*kx*)	*I*	*d*(*kx*)	*I*	*d*(*kx*)
3	17,15	3	17,0	10 диф.	17,0	10 диф.	17,42	10	17,00	9	17,1	8 диф.	16,00	10	17,70	4 диф.	17,42	5	13,5
2	10,15	1	9,97	3 ш.	9,97	3	9,94	3	10,0	5	10,1	3	9,90	2	10,12	4 диф.	9,94	3	10,1
3	7,06	2	7,05	3 ш.	7,02	3	7,08	2	7,11	5	7,01	10	7,05	8	7,17	1	7,02	3	7,1
2	4,86	1	4,92	2	4,89	1	4,92	2	4,92	3	4,22	2	4,50	9	4,54	2	4,90	4	4,97
5	4,42	4	4,46	5	4,46	4	4,48	5	4,46	3	3,52	5	4,44	9	4,20	4	4,47	10	4,49
1	3,85	—	—	4	4,09	3	4,24	2	4,12	5	3,30	5	4,30	2	3,70	3	3,99		4,25
1	3,65	3	3,66	1	3,84	3	3,68	2	3,66	5	3,25	5	4,13	2	3,56	2	3,83		3,67
2	3,50	2	3,49	2	3,64	2	3,58	2	3,50	2	2,87	2 дв.	3,85	10	3,35	3	3,66	3	3,54
4	3,31	5	3,31	3	3,47	8	3,34	6	3,33	1	2,68	6	3,54	1	3,21	1	3,49	3	3,35
1	2,81	4	3,17	10	3,30	2	3,17	3	3,16	7	2,50	5	3,31	1	2,99	10	3,32	3	2,85
4	2,55	1 ш.	2,96	1	3,18	1	2,99	1	2,97	2	2,27	2	2,84	5	2,58	2	3,17	8	2,58
1	2,49	1 ш.	2,80	2	2,95	2	2,81	1	2,80	7	2,07	2	2,73	1	2,45	8	3,00	3	2,34
2	2,32	4 ш.	2,56	1	2,80	5	2,57	4ш.	2,56	2	2,03	6	2,55	1	2,43	2	2,81	8	2,13
1	1,965	1	2,43	5	2,54	2	2,45	2	2,45	7	1,843	4	2,47	1	2,33	2ш.	2,56	1	1,992
2	1,803	1	2,37	1	2,47	2	2,39	1	2,38	1	1,728	5	2,32	1	2,28	1	2,44	2	1,813
1	1,533	1	2,30	1	2,43	1	2,34	2	1,536	4	1,573	3	2,27	1	2,13	1	2,42	2	1,697
		1	2,26	2	2,37	1	2,28	3ш.	1,496	2	1,556	2	2,17	3	1,821	2	2,37	2	1,656
4	1,481	1	2,11	2	2,32	2	2,13	—	—	—	—	4	1,975	1	1,702	3	2,25	2	1,540
		2	1,81	2	2,27	1	1,884					2	1,535	2	1,661	3	2,09	3 разм.	1,497
		3	1,537	2	2,11	3	1,818					7	1,483	3	1,547	4	1,870	3	
		3	1,497	4	1,801	4	1,541							3	1,501	4	1,850	1	
				2	1,690	4 ш.	1,497									2	1,685		
				4	1,533											3	1,646		
				4	1,497											2	1,538		
				4	1,481											1	1,502		
																3	1,491		

Примечание. Диф.— диффузная линия, ш.— широкая линия, дв.— двойная линия, разм.— размытая линия. Данные приведены для образцов, насыщенных этиленгликолем.

Таблица 32

Химический состав преимущественно монтмориллонитовых глин юрских отложений

Компоненты	Заларинская подсвита (Новометелкино)	Заларинская подсвита (Трошковское месторождение)	Бородинская свита (Абан)	Камалинская свита (Абан)	Бородинская свита (Абан)	Переяславская свита (Ирбей)
SiO_2	61,89	53,50	58,48	54,46	54,20	56,17
TiO_2	0,69	0,59	0,91	1,19	0,81	1,16
Al_2O_3	16,06	22,36	19,25	21,92	20,61	20,21
Fe_2O_3	9,28	7,52	4,85	6,36	3,99	1,72
FeO	—	0,30	1,65	1,89	1,90	5,21
MnO	0,17	—	0,04	0,02	0,02	0,04
MgO	2,20	2,50	2,05	3,03	2,46	2,88
CaO	0,16	1,27	0,82	0,76	1,58	1,41
Na_2O	0,20	0,34	1,41	0,10	0,41	1,18
K_2O	0,07	1,58	4,70	2,34	1,17	2,00
H_2O^-	15,70	6,48	4,70	8,68	3,24	0,88
H_2O^+	9,96	9,41	5,87	9,13	11,60	7,78
Сумма	100,68	99,46	100,03	101,20	98,75	99,76
SiO_2 (свободный)	Не опред.	8,50	15,96	Не опред.	Не опред.	Не опред.

Изменения глинистых минералов имеют разнонаправленный характер. Мономинеральные фракции глин образуются за счет полиминеральных. Многокомпонентные системы в процессе диагенеза и эпигенеза приходят к определенному упрощенному базису, становясь мономинеральной породой. В других случаях первичная мономинеральная глинистая масса процессами аутигенеза доведена до состояния полиминеральных глинистых смесей с комплексом минералов, являющихся продуктами стадийного изменения первоначальной глинистой массы. Одновременно идет перестройка структуры пород, изменение состава и типа цемента. Первичный тип цемента занимает подчиненное положение, его замещают цемент разложения, регенерационный и крустификационный цемент.

Довольно детально вопросы аутигенеза в разрезе юрских отложений юга Сибирской платформы разобраны В. И. Копорулиным (1962), который выделил три крупных типа эпигенетических изменений, приведших к формированию современного цемента пород.

1. Интенсивная каолинизация биотитового и гидробиотитового материала, формирование каолинитового цемента. Одновременно происходит образование лейкоксена, анатаза, лимонита, пирита, регенерация обломочного кварца, замещение полевых шпатов каолинитом, растворение гранатов.

2. Интенсивная хлоритизация биотитового материала с последующим переходом его в каолинит. Процесс развивается, в основном, в тонкодисперсной массе с образованием каемок крустификационного хлорита; сопровождается образованием лимонита, лейкоксена, анатаза, слабой хлоритизацией кислых и цеолитизацией средних плагиоклазов.

3. Широкое развитие процессов монтмориллонитизации глинистого цемента и обломочных компонентов. Процесс сопровождается образованием пирита, лейкоксена, анатаза, слабой коррозией кварца, интенсивным замещением полевых шпатов каолинитом, замещением эпидота и цоизита монтмориллонитом.

Говоря о вещественном составе юрских глин, необходимо принять во внимание доюрские коры выветривания как источники глинистого материала. Признаки достаточно глубокого выветривания, выявленные во мно-

гих местах юга Сибирской платформы, позволяют выделить две крупные области, различающиеся физико-химическими условиями зоны гипергенеза, области преимущественного развития алюмосиликатных и карбонатных пород. В первом случае выветривание происходило по типу разложения, во втором — по типу выщелачивания.

На породах изверженного и метаморфического комплекса архея и протерозоя орто- и метаэлювий развивались по типу разложения. Из полевых шпатов, слюд и фемических минералов образовывались хлориты, гидрослюды, монтмориллониты, каолиниты.

Породы, богатые полевошпатовым материалом, превращались в каолинитовую и каолинит-гидрослюдистую тонкодисперсную массу, которая либо сохранялась in situ (Авотинское месторождение, Рыбинская впадина), либо в сменившихся тектонических условиях образовывала переотложенную кору выветривания (группа месторождений Балайского типа, Рыбинская впадина).

На породах нижнего и верхнего палеозоя, в зависимости от литологического состава материнского субстрата, коры выветривания развивались по типу разложения и выщелачивания. Сохранившиеся фрагменты параэлювия дают отрывочные представления о характере выветривания.

Кора выветривания на породах нижнего кембрия сохранилась в отдельных карстовых воронках и западинных формах рельефа. Переотложенная кора выветривания представлена делювиально-пролювиальными фациями. По кремнисто-карбонатным и карбонатным брекчиям в процессе выщелачивания образовались кремнисто-глинистые брекчии с полиминеральным составом глинистого вещества.

На Гымыльском месторождении высокоглиноземистых аргиллитов П. В. Калашниковым встречена кора выветривания на доломитах нижнего кембрия. Остаточные глины представлены гидрослюдами и монтмориллонитом с незначительной примесью каолинита. Аналогичная кора выветривания встречена в Олонках, где она перекрыта заларинской подсвитой черемховской свиты. При выщелачивании карбонатного субстрата образовывались полиминеральные глины, состоящие из гидрослюд, каолинита, монтмориллонита с большим количеством пелитоморфного кварца — маршаллита.

Кора выветривания на песчаниках и алевролитах верхоленской свиты кембрия наблюдалась авторами в районе с. Халтуровского, где она представлена изумрудно-зелеными глинами каолинит-гидрослюдисто-монтмориллонитового состава, перекрытыми мелкозернистыми осадками черемховской свиты.

В Присаянье, в долине р. Куйт, при бурении вскрыта сапролитовая зона, представленная грязно-зелеными алевролитами, сменяющимися вниз по разрезу вишнево-красными известковистыми алевролитами неизмененных материнских пород.

Каолинитовые, каолинит-гидрослюдистые, каолинит-гидрослюдисто-монтмориллонитовые глины развиты на породах ордовика.

На породах девона и карбона корообразование проявилось в декарбонатизации мергелей девона, в образовании глинисто-халцедоновых брекчий при выщелачивании известняков девона и карбона. Отбеленный глинистый материал терригенных пород имеет полиминеральный состав.

На водоразделах рек Ии, Оки и Уды широко распространены траппы, на которых в условиях теплого влажного климата сформировались совершенные профили кор выветривания, мощностью до 20 *м*, с отдельными зонами, характеризующимися определенными парагенетическими ассоциациями глинистых минералов,— от зоны слабо измененных материнских пород до зоны монтмориллонит-гидрослюдистой, где основная часть коры выветривания представлена пятнистоокрашенными глинистыми песками или тонкодисперсными глинами, состоящими из каолинита, хлоритов, гидрослюд, монтмориллонита, бейделлита, нонтронита.

С переотложенным ортоэлювием траппов в районе г. Тулуна генетически связано месторождение ильменита, а в Присаянье — горизонт тонко отмученных глин полиминерального состава при явном преобладании минералов каолинитовой группы (каолинит, галлуазит).

Изучение глинистых пород в составе юрских отложений юга Сибирской платформы показало, что они имеют следующие характерные особенности.

1. Частая смена минерального состава глин по вертикали.

2. В большинстве случаев в состав глинистых пород входят такие основные глинистые минералы, как каолинит, гидрослюды и монтмориллонит; в качестве примесей присутствуют галлуазит, бейделлит, нонтронит и, в отдельных случаях, гидраты глинозема.

3. Среди тонкодисперсных отложений наиболее распространены следующие полиминеральные смеси: каолинит — гидрослюда, каолинит — монтмориллонит, каолинит — гидрослюда — монтмориллонит, хлорит — гидрослюда — монтмориллонит. Они характеризуют различные фациальные обстановки формирования осадков.

4. Состав глинистых пород обусловлен, с одной стороны, разнотипностью состава разрушенных пород и степенью его выветрелости, с другой — интенсивностью развития диагенетического и эпигенетического процессов в юрских осадках.

5. Гипергенные изменения в подстилающих породах, приведшие к формированию доюрских кор выветривания, после их переотложения обусловили в ряде случаев образование мономинеральных прослоев глин в разрезе.

6. Образование мономинеральных глин может быть также связано с диагенетическими процессами в юрских отложениях, которые приводят в итоге к разрушению и выносу малоустойчивых компонентов и созданию упрощенных соединений.

7. В стадии эпигенеза происходит резко выраженное уплотнение породы с образованием многочисленных систем трещин, по которым начинается миграция минерализованных растворов. В этих условиях широко распространены такие процессы, как коррозия и метасоматоз минералов, в том числе и глинистых.

ХАРАКТЕРИСТИКА МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ

Изменение качественного и количественного состава минералов в породах юрского возраста находится в тесной зависимости от качественного состава источников сноса и их географического положения по отношению к зоне активного осадконакопления.

Минеральный состав юрских отложений довольно однообразен. На протяжении всего разреза набор минералов тяжелой и легкой фракции остается почти неизменным. Коррелирующие признаки приходится искать в количественных соотношениях этих минералов и их генетических признаках. На этом основании были выделены минеральные ассоциации. Преобладающее значение того или иного минерала и его положение в разрезе для данной территории позволяет судить о некоторых особенностях процесса осадконакопления.

Если проследить изменения минерального состава на всей изученной территории, то обнаружатся существенные различия в минералогии отдельных впадин. С одной стороны, эти различия обусловлены неодинаковыми источниками сноса, с другой — несходностью геотектонического режима впадин.

Наиболее древними осадками, образовавшимися в юрское время на территории Саяно-Вилюйского прогиба, считаются отложения в бассейне рек Большой и Малой Ботуобий и Ыгыгатты, где они представлены ирелях-ской и конгломератовой свитами.

В нижних частях преляхской толщи в бассейне рек Малой и Большой Ботуобий можно выделить две петрографо-минералогические ассоциации. На северо-западе Саяно-Вилюйского прогиба, вблизи восточного края области массовых излияний траппов для низов преляхской толщи характерна кварцитово-туфовая петрографическая ассоциация, сложенная в основном конгломератами, продуктами размыва и переотложения подстилающих кор выветривания. В толще разреза конгломераты составляют 80% и переслаиваются с линзами глинистых и глинисто-алевритовых пород. Здесь преобладают фации предгорного элювия, конусов выноса, делювия и пролювия. Об источниках питания для этой толщи и путях транспортировки обломочного материала можно судить по составу гальки конгломератов (табл. 33).

Таблица 33

Состав гальки конгломератов низов преляхской толщи

Породы, слагающие гальку	Содержание гальки, %	Породы, слагающие гальку	Содержание гальки, %
Кварц	1,5	Метаморфические породы	3,5
Кварцит	37,0	Траппы и их туфы . . .	46,5
Кислые эффузивы, порфириты	4,5	Кремни	1,0
Гранитоиды	5,5	Песчаники и алевролиты	0,5

Как видно из табл. 33, основную массу обломков в конгломератах преляхской толщи составляют траппы и кварциты. Обломки траппов, туфов, песчаников, кремней, сланцев и других пород очень слабо окатаны и в значительной степени выветрены. Часто обломки этих пород несут на себе следы изменений, выразившихся в процессах каолинизации полевых шпатов, маршаллитизации песчаного цемента, ожелезнения, загипсованности, окисления углистого материала и др.

Обломки кварца, кварцитов, кислых эффузивов, роговиков, кристаллических сланцев составляют основную массу обломочного материала и представляют собой хорошо окатанные гальки и валуны со следами длительной транспортировки. Гальки кислых и средних эффузивов представлены порфирами, порфиритами и их туфами. Преобладают альбитофиры, ортофиры, кварцевые порфиры, фельзитовые порфиры и их туфы.

Среди минералов тяжелой фракции основное значение имеют пльменит и ставролит, а подчиненное — циркон, рутил, дистен, турмалин, роговая обманка, актинолит, сфен, эпидот, анатаз. Распределение этих минералов на территории указывает на преимущественное направление сноса с северо-запада, где интенсивно размывались траппы и осадочные породы пермского возраста. О том, что поступление обломочного материала шло как при разрушении изверженных, так и осадочных пород, свидетельствует присутствие темно-зеленого турмалина, принесенного из пермских осадков, а также зерен циркона и рутила. Эти сравнительно устойчивые к механической обработке минералы имеют различную форму и очертания. Встречаются длинно- и короткопризматические, прозрачные бесцветные или розоватые кристаллы циркона, призматические кристаллы рутила, иногда сдвойникованные. Наряду с четкими кристаллографическими формами, наблюдались зерна циркона, рутила и турмалина, представляющие собой обломки в значительной степени окатанных кристаллов. Поверхность таких зерен шероховатая, неровная. Хорошо сохранившие свои кристаллографические формы зерна попадали в осадок в результате разрушения траппов, расположенных к северо-западу от полосы развития юрских пород. Пути переноса зерен были невелики, поэтому они сохрани-

лись в неизменном виде. С разрушением траппов связано также присутствие в осадках минералов групп амфиболов и пироксенов.

При движении с северо-запада на юго-восток количество ставролита падает, сокращается содержание дистена и пироксенов, несколько возрастает содержание магнетита и циркона, появляется гроссуляр. По мере удаления от области распространения траппов происходит также изменение содержания ильменита от 50 до 15%.

На юго-востоке территории господствует другая минеральная ассоциация — циркон-гранат (альмандин, гроссуляр)-эпидотовая. Переход между этими двумя существенно разными ассоциациями постепенный. Здесь можно было бы выделить промежуточную минеральную зону, для которой характерен смешанный комплекс минералов, присутствующих в разных количествах: ставролит, магнетит, альмандин и пироксены. Южнее этой зоны намечается обогащение пород в тяжелой фракции эпидотом. Основным источником эпидота здесь были области развития эпидотовых скарновых пород. Кроме эпидота, широко развиты альмандин, гроссуляр, дистен, рутил.

На юге и юго-востоке Вилюйской синеклизы выделяется район распространения кварцевых маршаллитизованных песчаников с линзами каолинита. По преобладающему значению минералов легкой фракции для этих отложений характерна халцедон-каолинит-кварцевая ассоциация. Содержание кварца доходит до 60%, почти весь кварц переотложенный.

Обломки пород имеют однообразный состав. Здесь преобладают микрозернистые кварциты, кислые эффузивы и слюдистые сланцы. Из группы акцессорных минералов присутствуют: ставролит, альмандин, шпон, циркон, корунд, дистен, анатаз, турмалин. Следует отметить, что ставролит и дистен являются характерными для пород аллювиального генезиса, в то время как группа устойчивых минералов (циркон, рутил, турмалин), а также гранаты приурочены к участкам развития остаточных и переотложенных кор выветривания.

Для описываемой минеральной ассоциации характерны вторичные минералы, образовавшиеся в стадию сингенеза, диагенеза и эпигенеза. Среди них интересен паралюминит. Паралюминит — тонкозернистый бесцветный минерал волокнистого строения с агрегатным погасанием. Он представляет собой гидратную форму сульфата алюминия, образовавшегося в условиях гипергенеза. Большой интерес вызывают два других минерала — маршаллит и метагаллуазит, образование которых следует связывать с более поздними стадиями формирования породы. Эти минералы образуют скопления в виде сферолитовых и комковатых образований в цементе песчаников или алевролитов. Маршаллит, по описаниям А. Г. Фаткулина,— непрозрачный, светло-серый минерал с характерной колломорфной, реже сферолитовой структурой, типичный минерал коры выветривания.

Метагаллуазит описан в отложениях преляхской толщи в виде двух разновидностей — темной и светлой. Темноцветный минерал содержит значительную примесь органического вещества, которое удаляется при прокаливании. Метагаллуазит отличается от галлуазита несколько более высокими значениями показателя преломления: $Nm = 1{,}567-1{,}591$. Оба минерала образуются в процессе поверхностного выветривания кварц-полевошпатовых песчаников. Присутствие их в нижних частях разреза преляхской толщи подтверждает генетическую связь этих осадков с нижележащей остаточной корой выветривания, датируемой триасом, а также возможность сохранения условий поверхностного выветривания в начале юрского периода, если не на всей изучаемой территории, то на отдельных более стабильных участках.

В процессе миграции береговой линии бассейнов часть территории время от времени становилась сушей, что обусловило образование таких

минералов, как паралюминит, маршаллит и метагаллуазит. Образование последнего вполне возможно также в условиях донного выветривания, в стадию сингенеза, наряду с каолинитом. Поэтому присутствие метагаллуазита в разрезе не всегда означает выход осадка на поверхность. Более точным индикатором наличия коры выветривания является паралюминит, образование которого возможно только в условиях сингенеза. Маршаллит также характерен для областей развития поверхностного выветривания, однако значительные концентрации этого минерала в иреляхской толще могут быть связаны с переработкой материала подстилающих триасовых кор выветривания.

Для верхней части разреза иреляхской толщи представляется возможность выделить также две минералогические ассоциации. Однако в связи с тем, что фациальная характеристика территории в иреляхское время была очень однообразной (преобладание аллювия), оконтуривание их представляет определенные трудности. На северо-западе в районе р. Большой Ботуобии выделяется кварц-полевошпатовая ассоциация со значительным содержанием обломков эффузивных пород. Для этих пород характерна плохая сортировка и окатанность обломочного материала. Из темноцветных минералов в значительных количествах здесь присутствуют роговая обманка, хлорит и эпидот.

Вторая ассоциация, кварц-полевошпатово-гидрослюдистая, тяготеет к противоположному восточному борту Вилюйской синеклизы и характеризуется повышенным содержанием полевого шпата (до 48—50%), уменьшением количества кварца и кремнистых обломков. Среди акцессорных минералов резко увеличивается количество устойчивых к выветриванию аллотигенных минералов (циркон, рутил, турмалин, корунд).

Широкое развитие аллювиальных осадков в конце иреляхского времени позволяет предположить, что исследуемая территория в это время представляла собой обширную аккумулятивную равнину с небольшими водораздельными участками. Характер и расположение минеральных ассоциаций дают возможность утверждать, что направления сноса обломочного материала в основном продолжали оставаться такими же, как и в начале юрского времени, но поступление материала стало более интенсивным. Однако в это время движение обломочного материала с юго-запада вдоль прогиба было преобладающим, а северо-западное и юго-восточное направления были второстепенными. Утратили свое значение и отдельные местные размывы.

Укугутская свита расчленяется на две аллювиальные толщи: нижнюю (конгломератовую) и верхнюю. Здесь представляется возможность выделить и две наиболее характерные ассоциации минералов. Для нижней, конгломератовой толщи характерна минерально-петрографическая ассоциация, в состав которой входит до 68% обломков пород, до 25% кварца, до 15% полевых шпатов. Обломки пород представлены в основном кварцитами, траппами, кислыми эффузивами и порфиритами, яшмами и роговиками. Тонкодисперсный глинистый материал преимущественно гидрослюдистый. Кварц в основном переотложенный из осадочных пород, реже аутигенный. Широко развит в конгломератовой толще комплекс диагенетических минералов: сидерит, лимонит, халцедон, шамозит и др. Среди акцессорных минералов здесь можно выделить эпидот-пироксен-роговообманковую ассоциацию (табл. 34).

Главное направление сноса — вдоль оси — Саяно-Вилюйского прогиба, подчиненное — с юга и с северо-запада.

Для верхней аллювиальной толщи укугутской свиты на описываемой территории характерна также одна минеральная ассоциация — полевошпатово-гидрослюдисто-кварцевая. Содержание полевого шпата составляет 25%, кварца — до 60%, обломков пород — от 5 до 20—25%. Количество обломков пород уменьшается снизу вверх по разрезу.

Комплекс минералов тяжелой фракции здесь несколько отличается от нижележащей конгломератовой толщи. Увеличивается содержание устойчивых минералов — циркона и рутила, появляется ставролит, сокращается количество ильменита и почти полностью исчезает моноклинный пироксен. В содержании минералов группы эпидота и граната резких колебаний не установлено. Наблюдения над количественным изменением главных породообразующих минералов указывают на то, что этап интенсивного осадконакопления, сопровождавшийся глубоким врезом аллювиальных долин и накоплением мощной конгломератовой толщи, сменяется этапом более спокойным, когда разработка речных долин происходила в ширину. В этот период улучшается сортировка и окатанность обломочного материала.

Таблица 34

Содержание минералов тяжелой фракции в конгломератовой толще укугутской свиты (в %)

Минерал	Река Малая Ботуобия	Скв. 23
Пироксен	0,2	25,3
Роговая обманка . . .	54,7	68,5
Эпидот	23,7	41,6

На юге Саяно-Вилюйского прогиба в нижнеюрское время накапливались осадки, объединенные в переяславскую и черемховскую свиты.

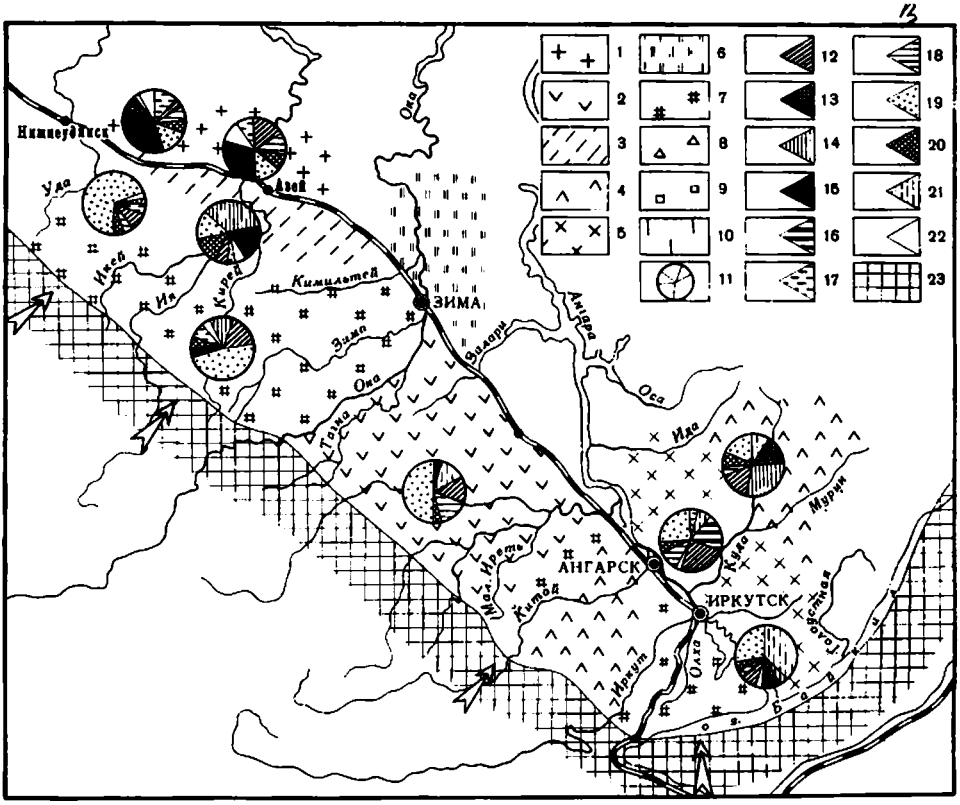
Детальное изучение породообразующих минералов позволяет выделить на территории Иркутского угленосного бассейна несколько минеральных ассоциаций. На юго-востоке бассейна широко развиты конгломераты, которые слагают весь разрез нижнеюрских отложений. Поэтому здесь приходится говорить о выделении не минералогических, а петрографических ассоциаций, для которых характерно преобладание обломков тех или иных комплексов пород. Петрографическая ассоциация с преобладанием обломков эффузивных пород расположена на востоке Иркутского бассейна (Усть-Орда, Олонки). Эта ассоциация оконтуривается в виде довольно широкой полосы, протягивающейся от оз. Байкал на северо-запад (фиг. 61).

В состав конгломератов преимущественно входят эффузивные породы, представленные главным образом кварцевыми и кварцсодержащими порфирами с крупными выделениями полевого шпата и микрозернистой кварц-полевошпатовой основной массой. Кроме обломков эффузивных пород, присутствуют обломки кварца, гнейсов, пегматитов, роговиков, кремней и других пород.

Сравнение эффузивных обломков с кварцевыми порфирами Елохина мыса на Байкале показывает их тождественность, о чем неоднократно упоминалось в литературе (Павловский и Цветков, 1936). Это позволяет предположить, что источниками питания для данной терригенно-петрографической провинции служили эффузивные покровы Байкальских сводов.

На юге и северо-западе Иркутского бассейна оконтуриваются зоны распространения конгломератов с преобладанием в обломках метаморфических пород. В их составе преобладающее значение имеют обломки гранитов, роговиков, гнейсов и др. Увеличивается содержание обломков осадочных пород и резко сокращается содержание обломков эффузивных. Петрографический состав гальки свидетельствует о сносе материала со стороны современного Саянского поднятия.

На севере Иркутского бассейна следует также выделить небольшую территорию распространения конгломератов, состоящих из обломков эффузивных, метаморфических, осадочных пород и гранитов. Наряду с наиболее прогнутыми участками бассейна, где в первую очередь начиналось



Фиг. 61. Схематическая карта минеральных ассоциаций черемховской свиты Иркутского бассейна.

Условные обозначения к фиг. 61—64.

Ассоциации: *1* — кварц-каолинит-гидрослюдистая; *2* — каолинит-халцедоновая; *3* — кварц-полевошпат-биотитовая; *4* — монтмориллонит-гидрослюдистая; *5* — петрографическая с преобладанием эффузивных пород; *6* — петрографическая с равным содержанием обломков эффузивных пород и пород гранит-пегматитового ряда; *7* — петрографическая с преобладанием метаморфических пород; *8* — полевошпат-кварцевая с преобладанием обломков осадочных и эффузивных пород; *9* — кварц-полевошпатовая с преобладанием обломков изверженных пород; *10* — кварц-полевошпат-хлоритовая; *11* — циклограмма содержания минералов(тяжелая фракция); *12* — циркон; *13* — монацит; *14* — эпидот; *15* — ильменит; *16* — лейкоксен; *17* — сфен; *18* — апатит; *19* — гранат; *20* — рутил; *21* — роговая обманка; *22* — непрозрачные разрушенные минералы; *23* — области сноса

аллювиальное осадконакопление, существовали выступы рельефа, которые играли роль своеобразных водораздельных участков в юрской речной системе. В нижнеюрское время на территории Иркутского бассейна сложились терригенно-минералогические провинции, для которых характерен определенный комплекс породообразующих минералов.

Ниже приведена характеристика наиболее распространенных минеральных ассоциаций: кварц-каолинит-гидрослюдистой, каолинит-халцедоновой, кварц-полевошпат-биотитовой, монтмориллонит-гидрослюдистой. Название ассоциаций характеризует как псаммитовую, так и пелитовую части осадка.

Кварц-каолинит-гидрослюдистая ассоциация распространена на северо-западе Иркутского бассейна, в районе г. Тулуна. Северная граница ее распространения неясна, южная — ограничивается распространением траппов. Осадки состоят в основном из обломков кварца, кварцитов и кварц-полевошпатовых пород. Содержание кварца в отдельных случаях доходит до 90%. В тонкодисперсных фракциях аллювиальных осадков преобладают гидрослюда и гидрохлорит, а в озерных — каолинит и гал-

луазит. Ниже приведены химические анализы песчаников стекольного карьера в районе г. Тулуна и песчаников ордовикского возраста, развитых в верховьях р. Курзан (табл. 35).

Таблица 35

Химические анализы юрских и ордовикских кварцевых песков (содержание окислов, в %)

Окислы	Стекольный карьер в районе г. Тулуна					Верховье р. Курзан
	Пробы					
	3	7	8	9	15	
SiO_2	97,08	97,04	97,3	97,8	96,92	80,32
TiO_2	Следы	0,17	Следы	0,17	0,14	—
Fe_2O_3	0,33	0,01	0,65	0,17	0,20	0,87
FeO	0,14	0,21	0,14	0,14	0,18	0,25
MgO	—	—	—	0,03	—	0,40
Al_2O_3	1,76	2,85	1,16	2,81	3,22	8,54

Как видно из табл. 35, химический состав юрских и ордовикских пород очень близок. Это позволяет считать, что основным поставщиком обломочного материала были осадочные породы, слагающие обширную, слабо приподнятую и дренируемую равнину в центральной части Саяно-Вилюйского прогиба. Акцессорная группа в этих отложениях представлена устойчивыми минералами: цирконом, турмалином и рутилом. Содержание циркона в отдельных пробах доходит до 45%, рутила — до 17%, турмалина — до 10%. Несколько севернее описываемого района в юрских отложениях, среди акцессорных минералов наибольшим распространением пользуется гранат пироп-альмандинового ряда и встречаются единичные зерна пиропа. Вблизи г. Тулуна резко изменяется состав тяжелой фракции.

Здесь кварцевые песчаники значительно обогащены ильменитом, содержание которого в отдельных пробах достигает 65—75%. Кроме того, в тяжелой фракции присутствуют (в %): роговая обманка (до 18), эпидот (7—8), цоизит (4—5), гранат (12—15), циркон (8—10), турмалин (5—7), рутил (2—3) и т. д. Источниками такого комплекса минералов явились траппы, расположенные южнее.

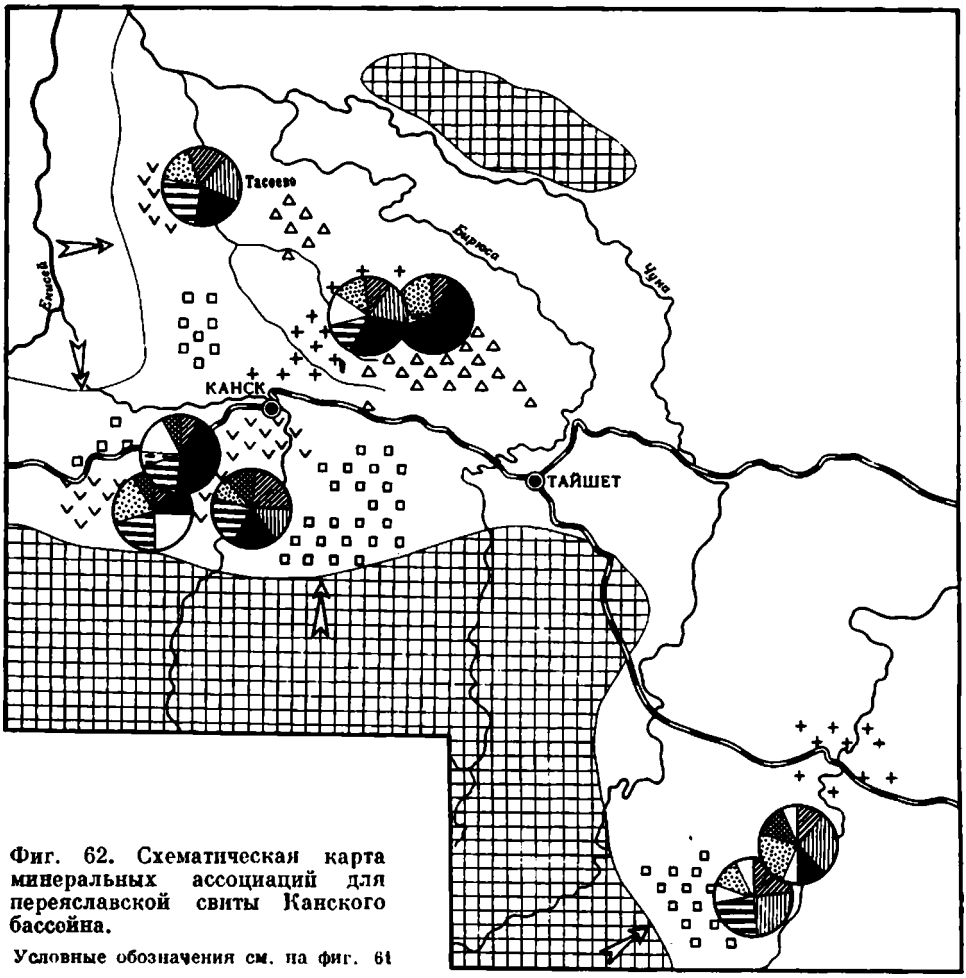
Таким образом, в формировании осадков кварц-каолинит-гидрослюдистой ассоциации принимали участие осадочные породы ордовикского возраста, оконтуривающие впадину с севера и с северо-востока, и траппы, замыкающие ее с юга.

Кварц-полевошпатово-биотитовая ассоциация распространена южнее г. Тулуна, в полосе северо-западного простирания от Каранцая до г. Нижнеудинска. Характерными особенностями этой ассоциации являются преобладание песчано-алевритовых пород, высокое содержание кварца (40—45%) и полевого шпата (30—35%) и повышенное содержание биотита (до 25%).

Биотит представлен довольно крупными чешуйками, сравнительно слабо измененными. Наблюдается обесцвечивание, частичное ослабление плеохроизма, ожелезнение по краям чешуек. Обломки пород (8—10%) имеют подчиненное значение. В основном это обломки кварцитов, глинистых сланцев и сильно измененных эффузивов.

Тяжелая фракция представлена минералами группы эпидота, цирконом, гранатом, сфеном, рутилом, ставролитом, турмалином, роговой обманкой, ильменитом.

Состав и особенности ассоциации, характер окатанности и сортировка обломков кварца, следы выветривания на полевых шпатах и обломках эффузивов свидетельствуют о том, что основными поставщиками обломочного материала были осадочные образования, которые окаймляли бассейн ак-



Фиг. 62. Схематическая карта минеральных ассоциаций для переяславской свиты Канского бассейна.

Условные обозначения см. на фиг. 61

кумуляции. Наряду с транспортированным на значительное расстояние материалом, в бассейн поступали совершенно свежие роговые обманки (табл. X, *8*, *9*), слабо измененный биотит, гранат, корунд и апатит. В связи с этим можно предположить, что одновременно с основным направлением движения материала с юго-востока на северо-запад существовало значительное количество боковых потоков, поставлявших обломочный материал с севера и с юга. Привнос темноцветных минералов и ильменита в результате разрушения траповых массивов составляет характерную черту данной минеральной ассоциации. В пределах Рыбинской впадины в переяславской свите выделены две минералогические ассоциации: кварц-полевошпатовая с преобладанием обломков изверженных и метаморфических пород и каолинит-халцедон-гидрослюдистая (фиг. 62).

Кварц-полевошпатовая ассоциация с преобладанием изверженных и метаморфических пород в обломках распространена на юге Рыбинской впадины. Для нее характерно высокое содержание обломков пород (до 50%), среди которых наиболее распространены гнейсы, сланцы, кварциты, роговики, микропегматиты. Кварц (20—25%) представлен остроугольными, плохо окатанными обломками; среди зерен кварца совершенно отсутствует переотложенный тип. Полевые шпаты (18—20%) представлены в основном плагиоклазами кислого состава; присутствуют почти неизменный ортоклаз и микроклин. Среди слюдистых минералов (8—10%) преоб-

ладают биотит и мусковит. Для всех обломков характерна хорошая сохранность отдельных минералов, свидетельствующая об их быстром захоронении.

Акцессорная группа минералов — ильменит, эпидот, циркон, гранат, рутил, дистен, ставролит, турмалин, лейкоксен, редко андалузит. Наиболее распространены здесь минералы группы эпидота, лейкоксен, ставролит, циркон и турмалин (табл. X, *1*, *2*; табл. XI, *5*, *6*, *7*). Характерной особенностью является присутствие среди гранатов пиропа.

Состав ассоциации в целом несколько меняется при движении на север. В этом направлении увеличивается содержание кварца до 50%, сокращается количество обломков пород, среди которых появляются осадочные и эффузивные породы. Отмечается также ухудшение сохранности обломочного материала. Появляются следы коррозии кварца и граната, серицитизации и каолинитизации полевых шпатов, лейкоксенизации титанистых минералов. Состав акцессорных минералов также обедняется, почти полностью исчезают гранат, ставролит, дистен, увеличивается содержание устойчивой группы минералов — циркона, рутила, турмалина.

Для ассоциации характерны следующие основные черты: 1) высокое содержание обломков изверженных и метаморфических пород, сравнительно хорошо сохранившихся, позволяющих наметить и проследить непосредственную связь с основными источниками сноса, расположенными на юге Рыбинской впадины. Присутствие в обломках небольших количеств кремней и халцедона может быть связано с размывом толщи сильно окремненных девонских пород; 2) пестрота состава группы тяжелых минералов, среди которых определено 18 минералов; 3) преобладающее значение в ассоциации как среди минералов легкой, так и тяжелой фракции имеют главным образом неустойчивые минералы и обломки слабоизмененных пород. Это свидетельствует о том, что обломочный материал поступал в бассейн аккумуляции, не претерпев существенных изменений, и транспортировался на сравнительно небольшие расстояния. Обеднение состава ассоциации при движении в северном направлении объясняется удалением от основного источника сноса и однообразием состава компонентов бокового сноса.

Каолинит-халцедон-гидрослюдистая ассоциация характерна для отложений нижних горизонтов переяславской свиты на западе и северо-западе Рыбинской впадины и на севере Тасеевского района. Отложения, среди которых выделяется данная ассоциация, представлены в основном глинистыми породами, алевролитами и тонкозернистыми песчаниками озерного и озерно-болотного генезиса. Характерным для ассоциации является преобладание здесь минералов группы глин — каолинита и гидрослюды.

Каолинит заметно раскристаллизован и представляет собой слоистые агрегаты, слабо поляризующие в скрещенных николях. Каолинит попадал в осадок за счет разрушения и переотложения не очень мощных кор выветривания, которые формировались на приподнятых участках, не принимавших участия в активной седиментации в нижнеюрское время. Таким участком могло быть узкое вытянутое поднятие на севере Переяславского месторождения (Уярское поднятие).

Другим источником каолинита являлись полевые шпаты. Каолинизация полевых шпатов — самый распространенный постседиментационный процесс в песчаниках переяславской свиты.

Содержание собственно обломочного материала в породах описываемой ассоциации невелико и не имеет ярко выраженных особенностей. Здесь почти в равных количествах присутствуют кварц и полевой шпат.

Описываемая ассоциация имеет ограниченное распространение. На севере и северо-западе Рыбинской впадины ее состав существенно изменяется: увеличивается содержание обломочного материала до 60%, наряду с переотложенным кварцем появляется кварц изверженных и метамор-

фических пород, уменьшается количество халцедона и каолинита, в цементе песчаников исчезает корродированный кварц. Среди полевых шпатов появляются зерна хорошо сохранившихся ортоклаза и альбита. Каолинит-халцедон-гидрослюдистая ассоциация формировалась в основном за счет разрушения местных осадочных пород и кор выветривания на незначительно приподнятых участках суши, которые уже к концу переяславского времени были перекрыты осадками. Образовавшиеся здесь элювиально-делювиальные и озерно-болотные осадки отличались бедным комплексом акцессорных минералов. Здесь преобладает в основном группа устойчивых к выветриванию минералов: циркон, рутил и турмалин. Отмечается также значительное содержание ильменита, лейкоксена и граната. Распределение ильменита в этой ассоциации очень неравномерно. В самых нижних горизонтах юрских отложений он почти отсутствует. Наиболее обогащены ильменитом озерные отложения, где его содержание доходит до 75% тяжелой фракции.

Ильменитоносные песчаники имеют очень ограниченное распространение; они представляют собой линзы и прослои среди кварцевых песчаников на Переяславском месторождении. Зерна ильменита несут следы длительной транспортировки, они лейкоксенизированы и корродированы до скелетных форм.

Среди гранатов преобладают густо окрашенные оранжевые, коричневатые зерна с показателем преломления >1,780. Края зерен гранатов сглажены, на их поверхности наблюдаются выемки, заполненные тонкодисперсным поляризующим материалом. Следы длительной транспортировки и многократного переотложения несут на себе также зерна циркона и турмалина. Источниками такого комплекса акцессорных минералов могли служить подстилающие осадочные породы верхнего палеозоя, а может быть, и кембрия.

При движении на север несколько изменяется и состав тяжелой фракции.

Наряду с измененными транспортировкой устойчивыми минералами, появляются свежие цирконы, гранаты, корунд, акцессорный монацит, а также эпидот и роговая обманка. Комплекс минералов свидетельствует о сносе с севера, из района Енисейского кряжа.

На основании этих данных можно говорить о выделении циркон-эпидот-монацитовой минеральной зоны, занимающей внутри ассоциации очень ограниченное распространение, так как уже в Бородино содержание монацита резко сокращается. Эта минеральная зона контролируется распространением аллювиальных фаций на севере Рыбинской впадины. Таким образом, характерными особенностями каолинит-халцедон-гидрослюдистой ассоциации являются следующие: 1) преобладание переотложенного кварца и комплекса легких минералов (каолинит, галлуазит, халцедон), образовавшихся за счет разрушения осадочных пород и доюрских образований элювиально-делювиального генезиса; 2) преобладание устойчивых минералов среди акцессорной группы; 3) наличие циркон-эпидот-монацитовой зоны, связанной непосредственно с новым источником сноса, расположенным на севере Рыбинской впадины.

На территории Канско-Тасеевской впадины выделяется несколько минеральных ассоциаций, оконтуривание которых затрудняется тем, что имеются неравноценные сведения об осадконакоплении в начале юрского времени.

Полевошпат-кварцевая ассоциация с преобладанием осадочных и эффузивных обломков пород занимает значительную территорию на востоке и северо-востоке Канско-Тасеевской впадины. Здесь широко развиты песчаники и алевролиты аллювиального генезиса. Наиболее распространенным минералом является кварц, содержание которого достигает 70%.

Это хорошо окатанные округлые или овальные зерна, на которых часто заметны регенерационные каемки, а в отдельных случаях следы коррозии. Полевые шпаты представлены исключительно ортоклазом и микроклином (20—25%), кислые плагиоклазы встречаются редко, и содержание их не превышает 5—8%. Обломки пород составляют 10—15%, среди них преобладают кварциты и глинистые сланцы. Характерная особенность ассоциации — это повышенное содержание обломков эффузивных пород различного состава и сильно разрушенных траппов.

Для всей ассоциации свойствен довольно постоянный состав минералов тяжелой фракции, из которых главным считается ильменит (35—70%). Зерна ильменита свежие, слабо окатанные, с неизменными гранями. Лейкоксенизацией затронуты ильмениты, расположенные только в верхних горизонтах разреза переяславской свиты. Кроме ильменита, здесь имеются гранат, эпидот, цоизит, циркон, турмалин, рутил, лейкоксен, содержание которых в пределах данной ассоциации почти не изменяется. На северо-западе территории отмечается присутствие роговой обманки и повышенное содержание железистого эпидота. В этом сказывается близость пород траповой формации, располагавшихся на севере впадины. Влияние близости эффузивных пород и траппов сказывается также и на общем характере постседиментационных изменений осадочных пород.

Таким образом, особенностями данной ассоциации являются однородный минеральный состав почти на всей территории, свидетельствующий о постоянстве источников сноса на протяжении всего времени формирования ассоциации, и несколько повышенное содержание кварца переотложенного типа.

Характер обломочного материала и распределение его по площади позволяют сделать вывод о том, что основными источниками сноса были осадочные породы, слагающие небольшие поднятия, расположенные восточнее контуров впадины, а также выходы интрузивных и, возможно, туфогенных пород, окаймлявшие с севера область аккумуляции.

Кварц-каолинитовая ассоциация занимает широкую полосу, вытянутую с юго-запада на северо-восток, несколько расширяющуюся в районе Абана. Контуры этой полосы обтекают с юга и востока куполообразное поднятие, существовавшее только в нижнеюрское время в центральной части Канско-Тасеевской впадины и разделявшее ее на два участка с несколько отличными условиями седиментации в каждом: на востоке — Абанская впадина с пологими краями, имевшая непосредственную связь с главным бассейном аккумуляции, на западе — Тасеевская впадина, узкая, сильно прогнутая, типа предгорного прогиба, несколько выполаживающаяся при движении на север.

Характер осадконакопления в этих существенно различных участках Канско-Тасеевской впадины обусловил в них различные сочетания минералов. Отличительными чертами данной ассоциации являются: 1) высокое содержание переотложенного кварца (до 80%) с зернами округлой, овальной формы, с гладкой или корродированной поверхностью; 2) преобладание микроклина среди полевых шпатов, каолинизация плагиоклазов и калишпата; 3) ограниченное содержание обломков пород (до 8—10%), среди которых встречаются не только устойчивые кварцитовидные породы, но и обломки малоустойчивых осадочных пород типа аргиллита и глинистого алевролита; 4) преобладание циркона среди минералов тяжелой фракции, а также турмалина, рутила, граната, зерна которых несут на себе следы выветривания. Коррозия достигает значительной степени. Встречаются зерна гранатов, разрушенные до скелетных форм.

В низах переяславской свиты значительно содержание каолинита, который почти полностью замещает полевые шпаты.

Несколько обособленно по характеру осадконакопления стоит район, примыкающий с востока к современному Енисейскому кряжу. Здесь рас-

положена серия узких впадин субмеридионального направления, довольно интенсивно прогнутых. К началу юрского времени существовали три впадины — Тайнинская, Капарайская и Соль-Заводская, расположенная несколько севернее.

На сравнительно небольшой территории выделены две минералогические ассоциации. На юге, в наиболее прогнутой части, развита кварц-полевошпатовая ассоциация с преобладанием обломков изверженных и метаморфических пород. По своему составу она очень сходна с аналогичной ассоциацией, выделенной в пределах Рыбинской впадины. Разница заключается в том, что в районе сел Канари — Тайны этот комплекс минералов и обломков пород приурочен к делювиально-аллювиальным осадкам, поэтому здесь выше содержание обломков метаморфических и изверженных пород. Вторая ассоциация — каолинит-халцедон-гидрослюдистая — приурочена к участку (район пос. Тасеево), не вовлеченному в общее опускание. На нем формировались элювиально-делювиальные осадки. Комплекс минералов очень сходен с тем, который выделен на западе Рыбинской впадины. Существенная разница состоит в повышенном содержании здесь граната и монацита в акцессорной группе минералов.

Характерные черты формирования минеральных ассоциаций в нижнеюрское время заключаются в следующем.

1. Определенные парагенетические группы минералов сосредоточиваются непосредственно вблизи источников сноса с незначительным ареолом рассеяния.

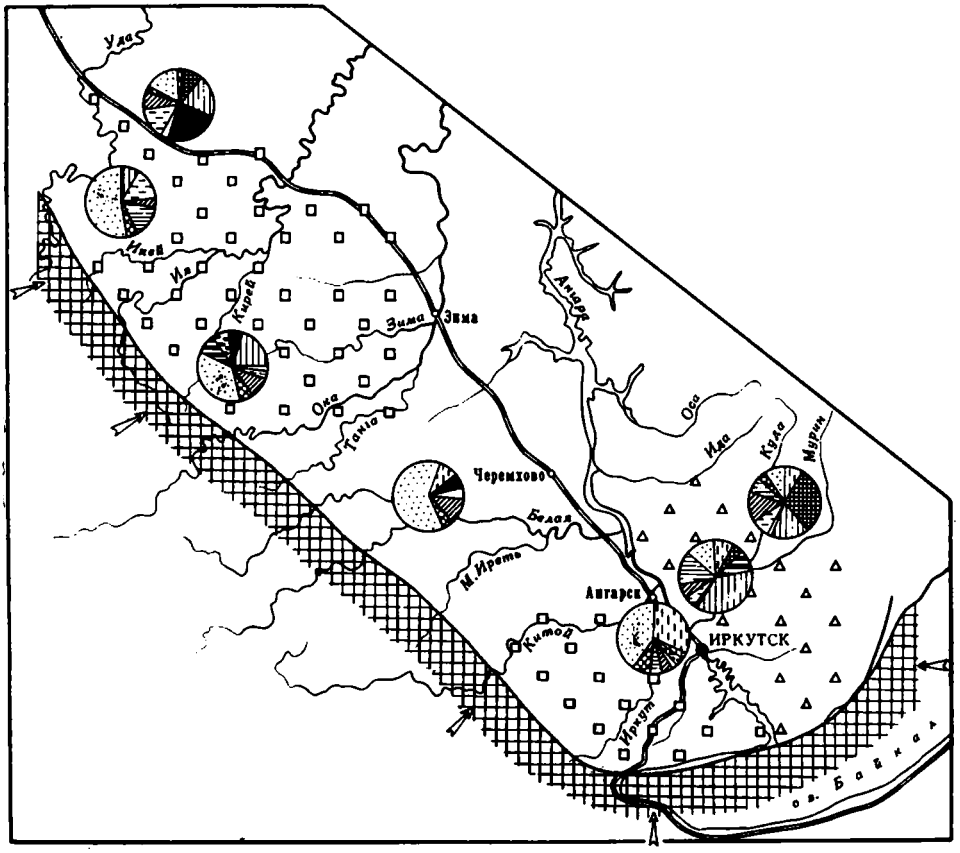
2. Площади распространения минеральных ассоциаций оконтуриваются четко и позволяют выделить районы развития разных минеральных ассоциаций, для которых установлены условия формирования осадков (источники сноса и пути транспортировки).

3. Если в нижней части разреза нижней юры выделено большое количество минеральных ассоциаций с ограниченным распространением, то в верхней количество их сокращается и одновременно резко увеличивается территория их распространения.

В зоне аккумуляции южной части Сибирской платформы среднеюрские отложения сохранились только в наиболее прогнутых ее частях. На юге — это Иркутский угленосный бассейн, на западе — Рыбинская и Канско-Тасеевская впадины, на севере — редкие «пятна» среднеюрских осадков, по которым трудно судить об особенностях терригенных компонентов.

На территории Иркутского бассейна в среднеюрское время наиболее четко оконтуриваются две основные минеральные ассоциации: кварц-полевошпатовая с преобладанием обломков метаморфических и изверженных пород и кварц-полевошпатовая с преобладанием обломков эффузивных пород (фиг. 63). Обе ассоциации связаны с широко развитыми аллювиальными отложениями.

Кварц-полевошпатовая ассоциация с преобладанием обломков метаморфических и изверженных пород распространена на юге и северо-западе бассейна, в местах наибольшего развития аллювиальных фаций. Обломки кварца изверженного и метаморфического происхождения преобладают на юге бассейна. Полевой шпат состоит в основном из плагиоклазов (50% общего содержания полевых шпатов), среди которых преобладают альбит и олигоклаз; калиевые полевые шпаты представлены главным образом микроклином и, реже, ортоклазом. Среди обломков калиевых полевых шпатов довольно часто встречаются совершенно чистые ортоклазы с веретенообразными врастками плагиоклазов. Присутствие свежих неизмененных калишпатов позволяет предполагать широкое развитие бокового привноса материала, не подвергавшегося длительной транспортировке из района Восточного Саяна. Содержание свежих неизмененных зерен полевых шпатов на северо-западе исследуемой территории составляет 6—8%, что свидетельствует о наличии в областях сноса материнских пород, не подвергавшихся процессам интенсивного поверхностного выветривания.



Фиг. 63. Схематическая карта минеральных ассоциаций средней юры Иркутского бассейна.

Условные обозначения см. на фиг. 61

Состав минералов тяжелой фракции довольно постоянен. Здесь обнаружены гранат, циркон, турмалин, рутил, эпидот, цоизит, лейкоксен, сфен, апатит. Содержание граната достигает 65%. Он бесцветный или розовато-серый, без включений, с высоким показателем преломления (выше 1,795). Зерна его слабо корродированы до «черепитчатой» поверхности. Редко встречаются зерна розовых гранатов с показателем преломления 1,764. Циркон представлен двумя разновидностями: длиннопризматическими неокатанными светлоокрашенными кристаллами с отношением граней 1 : 4 и короткопризматическими оскольчатыми буровато-розовыми со следами длительной транспортировки. Рутил и турмалин присутствуют в небольших количествах и рассеяны равномерно по всему разрезу.

Распределение акцессорных минералов в пределах описываемой ассоциации не равномерное. На юге Иркутского бассейна — это преимущественно рутил-биотит-гранатовый комплекс минералов, в центральной части — циркон-турмалин-гранатовый, на северо-западе — сфен-апатит-эпидот-гранатовый.

Характерные черты этой ассоциации: 1) значительная переработка обломочного материала песчаников и алевролитов, составляющих основную массу пород присаянской свиты; 2) высокое содержание кварца, среди которого присутствуют три его разновидности в равных количествах; 3) преобладание микроклина среди полевых шпатов и относительно хорошая сохранность ортоклазов; 4) совместное присутствие среди акцессорных

минералов хорошо окатанных цирконов и свежих правильных призматических кристаллов того же минерала. То же касается рутила и турмалина.

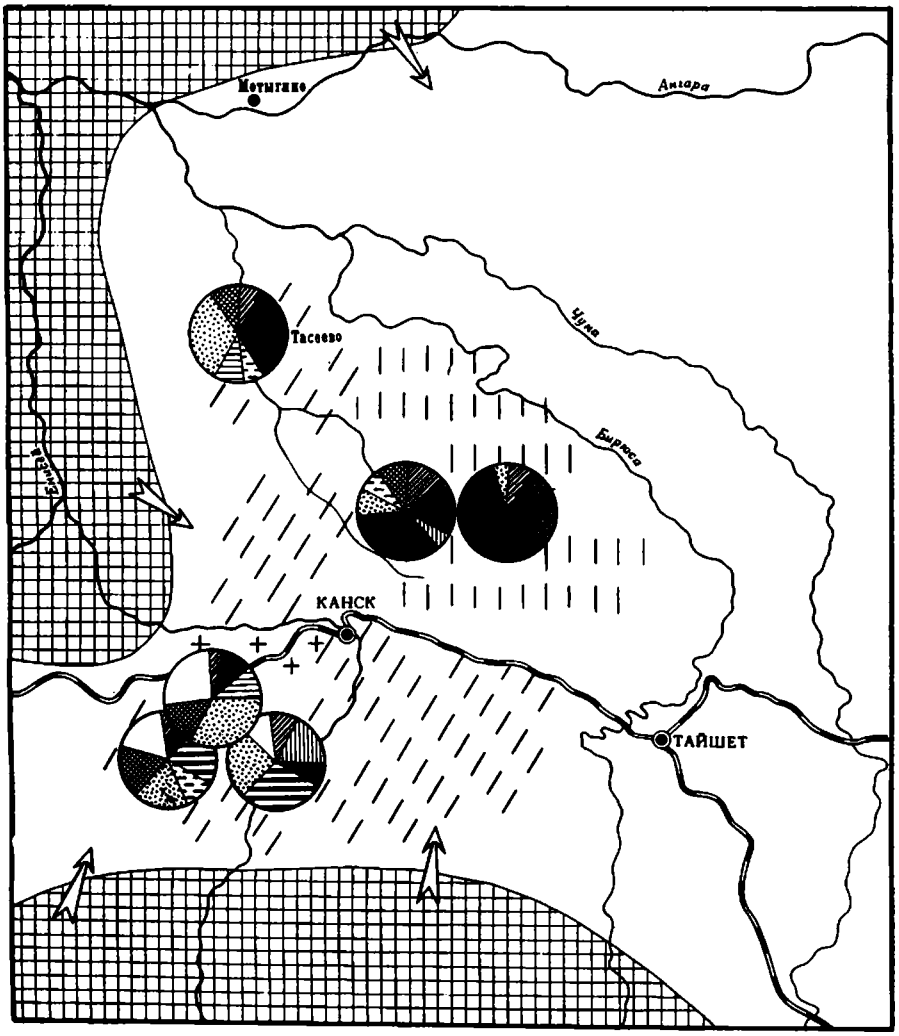
На юго-востоке Иркутского бассейна выделена кварц-полевошпатовая ассоциация с преобладанием обломков эффузивных пород, как и в нижнеюрских отложениях. В присаянское время остались, по всей вероятности, те же источники сноса, но существенно уменьшилась энергия размыва.

Акцессорная группа минералов представлена довольно разнообразно. Здесь обнаружены эпидот, цоизит, сфен, циркон, турмалин, гранат, ставролит, апатит. По преобладающему значению минералов здесь можно выделить циркон-цоизит-эпидотовую зону.

Таким образом, характер минералогического состава пород присаянской свиты на территории Иркутского бассейна говорит о сохранности преобладающего направления сноса с юго-востока на северо-запад. В этом направлении происходило формирование основных аллювиальных систем в средней юре. Большое значение в формировании минеральных ассоциаций имели также боковые сносы, о наличии которых свидетельствуют: 1) высокое содержание граната (близок к альмандину, широко развитому в метаморфических породах Восточного Саяна) в отложениях, расположенных ближе к южному контуру распространения юрских пород; 2) наличие свежих неизмененных зерен ортоклаза и кристаллов циркона; 3) повышенное содержание кварца и ильменита в отложениях, расположенных ближе к северному контуру распространения юрских пород, что указывает на существование бокового сноса не только с юга, но и с северо-востока, с обширной территории доюрских осадочных пород.

Рыбинская и Канско-Тасеевская впадины к среднеюрскому времени представляли собой единый бассейн седиментации. Те незначительные неровности рельефа, которые существовали в самом начале процесса осадконакопления, были частично размыты или полностью перекрыты осадками. Здесь выделяются три минеральные ассоциации, характеризующие среднеюрские осадки в целом (фиг. 64). Кварц-полевошпатово-биотитовая ассоциация охватывает почти полностью Рыбинскую впадину и западную часть Канско-Тасеевской. Содержание кварца в породах колеблется от 30 до 50%. Преобладающая роль принадлежит неправильным зернам изверженного и метаморфического кварца. Кварц переотложенный почти отсутствует или содержится в незначительных количествах (до 3%). Полевые шпаты составляют 25—50% обломочных компонентов и представлены микроклином (12% от общего количества полевых шпатов), ортоклазом (до 8%), олигоклазом (до 20%) и андезином (до 40%). Таким образом, главную роль в этой ассоциации среди полевых шпатов играют плагиоклазы. Обломки пород составляют 1—8% и представлены кварцитами, микромигматитами и микропегматитами. Одним из наиболее распространенных минералов ассоциации является биотит, содержание которого в породах достигает 18%. Биотит представлен зеленовато-бурыми и красновато-бурыми табличками. Показатель преломления (Np) зеленовато-бурого биотита 1,628—1,645, красновато-бурого — 1,713—1,720.

Акцессорная ассоциация представлена характерным набором минералов. На юге Рыбинской впадины преобладают гранат (до 20%), лейкоксен (30%) и эпидот (25%). В малых количествах присутствуют циркон, турмалин, рутил, ильменит, роговая обманка, апатит. На севере Рыбинской впадины соотношение тех же минералов несколько изменяется. Содержание граната увеличивается до 35%, сокращаются до полного исчезновения лейкоксен и эпидот; резко возрастает содержание цоизита и группы устойчивых минералов: рутила, циркона и турмалина. В разрезе камалинской свиты появляется монацит, содержание которого доходит здесь до 2%. На западе Канско-Тасеевской впадины комплекс минералов тяжелой фракции несколько отличен от Рыбинской. Здесь резко увеличивается содержание монацита в отложениях бородинской свиты, где он связан с



Фиг. 64. Схематическая карта минеральных ассоциаций средней юры Канского бассейна.

Условные обозначения см. на фиг. 61

кварц-полевошпатовыми песчаниками прирусловых фаций или небольших наименованных озер. Монацит представлен довольно крупными, слабо окатанными, слегка корродированными зернами. Кроме монацита, в группе акцессорных минералов отмечаются гранат (до 30%), цоизит (15%), апатит (10%), роговая обманка (8%), сфен, рутил, ильменит, ставролит. Содержание ильменита в восточном направлении увеличивается до 40%.

Таким образом, на фоне общего, довольно однообразного парагенезиса легких минералов можно выделить три ассоциации акцессорных минералов: для южной части Рыбинской впадины — эпидот-лейкоксен-гранатовую, для северной ее части — циркон-турмалин-цоизит-гранатовую, для западной части Канско-Тасеевской впадины — гранат-монацитовую. Во всех трех случаях в тяжелой фракции преобладает гранат. В отличие от нижнеюрских отложений здесь присутствует гранат четырех разновидностей, относящийся в общем к пироп-альмандиновому ряду. Эти четыре разновидности отличаются друг от друга по цвету, очертанию зерен, устойчивости к выветриванию, оптическим свойствам. На юге Рыбинской

впадины чаще всего встречаются оранжевые и бесцветные гранаты, наиболее близкие к альмандину. На востоке Канско-Тасеевской впадины преобладают розовые гранаты с фиолетовым оттенком, близкие к пиропу. Обнаружены единичные зерна пиропа. Таким образом, анализ обломочного материала показывает, что основными питающими провинциями были Енисейский кряж, а также Восточный Саян. Преобладание сланцев и пегматитов в зоне сноса на юге, севере и западе обусловило разницу в комплексах акцессорных минералов: эпидот и лейкоксен в первом случае, цоизит и монацит — во втором.

Кварц-полевошпатово-хлоритовая ассоциация распространена на востоке Канско-Тасеевской впадины и наиболее ярко она представлена в отложениях бородинской свиты на Абанском участке. Содержание кварца в этой ассоциации составляет 35—50%, полевого шпата — 20—40%, обломков пород — 10%, слюды — 5%, хлорита — до 10%. Кварц представлен в основном переотложенными, хорошо окатанными зернами. Среди полевых шпатов преобладает микроклин; ортоклаз встречается реже, его зерна сильно разрушены. Плагиоклазы — преимущественно альбит и олигоклаз.

Хлорит содержится в значительных количествах (до 18%). Он представлен зелеными и зеленовато-бурыми чешуйками, едва заметно плеохроирующими с показателями преломления от 1,61 до 1,64. Содержание хлорита в породах уменьшается при движении с юго-востока на север.

Минералы тяжелой фракции: ильменит (до 75%), цоизит и эпидот (до 25%), циркон (5—10%), сфен (8%), гранат (5—8%), в небольших количествах присутствуют рутил, турмалин, лейкоксен.

Характерными особенностями данной ассоциации являются: 1) преобладание кварца переотложенного типа и легкой фракции; 2) высокое содержание микроклина и почти полное разложение плагиоклазов; 3) повышенное содержание хлорита в обломочной части и в цементе; 4) значительное изменение характера минерального состава ассоциации при движении с юга на север, выраженное в сокращении содержания кварца и хлорита и в появлении эффузивного кварца и роговой обманки.

Таким образом, в формировании кварц-полевошпатово-хлоритовой ассоциации принимали участие, по меньшей мере, два источника сноса: главный — осадочные породы ордовика и силура на востоке, девона и карбона на юге и северо-западе, второстепенный — эффузивные или пирокластические породы на севере, разрушение которых обогатило осадки ильменитом, эпидотом и цоизитом.

На севере Рыбинской впадины оконтуривается небольшая территория распространения кварц-каолинит-гидрослюдистой ассоциации. Формирование этой ассоциации происходило, вероятно, за счет переработки кор выветривания, продолжавших свое существование с нижнеюрского времени на слегка приподнятых стабильных участках. В среднеюрское время движение основных потоков было направлено с юга, где питающей провинцией служил Восточный Саян, и с запада, где снос происходил с Енисейского кряжа. На юго-востоке располагалась крупная аллювиальная система, формировавшая осадки Иркутского бассейна. Где-то в районе Долгого Моста происходило соединение двух крупных речных потоков, двигавшихся с юго-востока и запада. На севере юрский бассейн ограничивался выходами эффузивных пород, которые образовывали значительную по протяженности гряду, разделяющую Канско-Тасеевскую и Мурскую впадины. Разрушение эффузивных пород обогатило аллювиальные отложения комплексом характерных минералов, обломками эффузивов и пирокластическим кварцем.

Глава седьмая

ВТОРИЧНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ В ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В юрских отложениях в процессе преобразования от рыхлого осадка к плотной породе можно выделить и охарактеризовать три основные крупные стадии: сингенез, диагенез и эпигенез. За фазу сингенеза мы принимаем изменения, происходящие в осадке до перекрытия его новым слоем. Фазой диагенеза охватывается изменение осадка с момента его погребения до полной литификации. Фаза эпигенеза объединяет процессы, идущие в литифицированной породе. Характеристику отдельных стадий вторичных изменений породы проще дать по фациальным комплексам. Стадия сингенеза в аллювиальных отложениях характеризуется довольно быстрым захоронением обломочного материала. Связь с водной средой прекращается быстро, и никаких существенных изменений в этот период в породе не происходит. Аллювиальные отложения состоят из обломков минералов и пород различной величины, промежутки между которыми выполняются тонкозернистым глинистым и глинисто-углистым материалом. Изменения, протекающие в осадке в стадию сингенеза, касаются преимущественно именно тонкодисперсного материала глинистого цемента, поэтому на их характеристике в различных породах аллювиального генезиса следует остановиться несколько подробнее. В гравелитах и мелкогалечных конгломератах предгорного аллювия, широко распространенных на юге и юго-западе Иркутского бассейна и Приенисейского прогиба, содержание тонкодисперсной фракции колеблется в пределах 3—10%. Состав ее в Иркутском бассейне преимущественно гидрослюдистый, в Тасеевском прогибе — биотитово-гидрослюдистый. В стадию сингенеза особых изменений этот материал не претерпел.

В крупно-, средне- и мелкозернистых песчаниках собственно руслового, прируслового и пойменного аллювия тонкодисперсный материал выполняет роль цемента, и содержание его колеблется от 10 до 25%. О первоначальном составе глинистого цемента можно судить приблизительно, так как в настоящее время он претерпел большие изменения. Глинистый материал поступал в аллювий в результате размыва аргиллитов, мергелей и кор выветривания, часто содержащих мономинеральные глинистые образования. Поэтому в аллювии, наряду с широко распространенным гидрослюдистым полиминеральным цементом, встречается мономинеральный каолинитовый и монтмориллонитовый цемент.

Среди аллювиальных песчаников камалинской свиты на северо-западе Рыбинской впадины в первичном цементе присутствует каолинит, располагавшийся вокруг обломков и зерен минералов. Центральные части пустот заполняются либо углисто-глинистым цементом, либо карбонатом.

Реликты каолинита и монтмориллонита сохранились в мелкозернистых прирусловых песчаниках вблизи поселков Долгий Мост, Тасеево, Канарей,

а также в пределах Иркутского бассейна в русловых фациях на северо-западе и юго-востоке.

В озерно-болотных отложениях сингенетичными минералами являются гидрослюдистые и гидрохлоритовые агрегаты, гидрогель Fe_2O_3 и карбонат. На юге Рыбинской впадины в конце переяславского времени существовали небольшие озерные бассейны, в которых формировались в основном тонкозернистые и тонкодисперсные осадки кварцевого и кварц-полевошпатового состава, а сингенетичными с ними были халцедон, гидрогель Fe_2O_3 и, на определенных этапах, сидерит в виде конкреций или цемента в мелкозернистых песчаниках. На севере Тасеевского прогиба в условиях довольно глубокого озерного бассейна размыву подвергались в основном подстилающие карбонатные осадки. В связи с этим минерализация бассейна была значительной, и в некоторые этапы седиментации происходило образование карбонатного ила. Поэтому в разрезе чередуются пласты известняков и доломитизированных известняков с различной примесью песчанистого и алевритового материала. Кроме карбонатного ила, одновременно с аллотигенной примесью образовывался халцедон, а в иле при непосредственной связи с паддонным водным раствором шло образование полевого шпата (ортоклаза). Мелкие идиоморфные кристаллики ортоклаза обнаруживаются в прослатках мергелей.

Таким образом, в условиях подвижной среды и часто меняющегося химического состава аллювиальных бассейнов сингенетично с обломками пород и минералов отлагались гидроокислы железа, опал, халцедон, кальцит, доломит, сидерит, гидрогетит и лимонит.

Стадия диагенеза охватывает период времени, в течение которого осадок, постепенно уплотняясь и дегидратируясь, превращается в осадочную породу. Существует целый ряд мнений относительно терминов, характеризующих процессы, происходящие в осадке и в осадочной породе. Одни исследователи на основании изучения условий осадконакопления в современных водоемах выделяют несколько стадий в процессе цементации осадка: сингенез, аутигенез, ранний диагенез и т. д.; другие, наблюдая в основном древние осадки, где трудно провести границы между отдельными процессами, объединяют все процессы, происходящие в осадке до его цементации, в одну стадию, считая новообразованные минералы сингенетичными с осадком. В настоящее время совершенно очевидно, что нецелесообразно объединять стадии сингенеза и диагенеза в одну, так как в первом случае процессы идут непосредственно в водной среде бассейна, где имеются определенные геохимические условия (значения Eh и pH относительно постоянны), во втором случае процессы происходят в иле, отделенном от водных масс бассейна. При переходе осадка из одной стадии в другую изменяется геохимическая обстановка водной фазы рыхлого ила, нарушается минеральное равновесие, установившееся в предыдущую стадию. Если для стадии сингенеза характерно обилие свободного кислорода и образование окислов железа и марганца, то в стадию диагенеза свободный кислород исчезает, среда из окислительной становится восстановительной, окисные формы железа и марганца переходят в закисные. Увеличение минерализации жидкой фазы ила приводит к частичному выпадению из раствора некоторых солей (карбонатов, сульфатов, фосфатов и т. д.).

Как указывал Н. М. Страхов (1960), основным решающим фактором диагенетических процессов является жизнедеятельность микроорганизмов, разрушающих органические остатки в иле. В период диагенеза растворы, значительно обогащающиеся продуктами распада, становятся активными. Мигрируя в пористых породах, они растворяют зерна кварца, полевого шпата, апатита и других минералов.

Таким образом, одним из наиболее ранних процессов, имевших место в совсем еще рыхлом осадке, является разрушение минералов и сопровождающий его вынос таких компонентов, как Na, K, Ca, Mg и других,

с образованием коррозионных структур в песчаниках и алевролитах. Позже значительно минерализованные растворы, двигаясь в хорошо проницаемых песчаниках аллювиального генезиса, дают начало многим минеральным новообразованиям.

Диагенетический процесс находится в тесной зависимости от значений окислительно-восстановительного потенциала в осадке, который, в свою очередь, определяется двумя факторами: содержанием органического вещества в осадке и гранулометрическим типом осадка. Присутствие продуктов разрушения органического вещества — H_2S, CO_2, NH_3 приводит к изменению химизма раствора, к резкому падению значения pH и увеличению его активности. В дальнейшем многое зависит от способности раствора перемещаться в породе, которая связана с наличием в породе первичных пор или тектонических трещин. В зависимости от размеров и сортировки зерен аллотигенных компонентов меняется проницаемость осадка, т. е. его способность пропускать растворы. С увеличением проницаемости скорость миграции минерализованных растворов увеличивается. При достижении определенной концентрации раствора и изменении геохимической среды раствора (повышение или понижение pH) происходит образование новых минералов или растворение и вынос уже имеющихся.

В табл. 36 показан характер процессов, происходящих в различных фациальных группах осадков юрского возраста в стадию диагенеза.

Таблица 36

Последовательность образования минералов в юрских осадках в стадию диагенеза

Аллювиальные осадки фаций		Бассейновые осадки		
Русловые	Прирусловые	Пойменные	Озерные	Болотные
Песчаники и гравелиты	Песчаники, мелкозернистые песчаники, алевролиты	Алевролиты и аргиллиты	Песчаники, мелкозернистые алевролиты	Аргиллиты, алевролиты, углистые
Халцедон, кварц	Сфен (из терригенного лейкоксена)	Лейкоксен (из глинистого материала и растительного детрита)	Сидерит конкреционный, кальцит, доломит	Пирит, сидерит, анатаз, лейкоксен
Сидерит (сидеритизация древесины)	Анатаз и брукит (из агрегатного лейкоксена)	Гидробиотит	Гидрослюда	Марказит
Биотит	Гидробиотит, лимонит	Гидрослюда, гидрогематит, гидрогетит	Каолинит, мордснит	Гидрохлорит, гидробиотит, гидрослюда

Как видно из табл. 36 характер минеральных новообразований в различных фациальных условиях неодинаков. Русловые осадки, состоящие из разнозернистых песчаников, ввиду своих структурных особенностей в стадию раннего диагенеза имеют более свободное общение с бассейном. Количество органического материала здесь меньше, следовательно, повышается насыщенность кислородом грунтового раствора. В этих условиях происходит частичное растворение и вынос кремнекислоты, переход закисных форм железа в окисные, гидратизация слоистых и тонкочешуйчатых минералов, вынос К из кристаллической решетки биотита. Начинают изменяться некоторые минералы в терригенной части осадка. Насыщение раствора кремнекислотой приводит к активной лейкоксенизации титансодержащих минералов — ильменита и сфена. В то же время терригенный лейкоксен в этих условиях очень неустойчив, легко теряет кремнезем и железо и превращается в рыхлый агрегат, из которого позже при некотором повышении давления и температуры (стадия эпигенеза) начинает

образовываться мелкокристаллический анатаз. В русловых песчаниках переяславской свиты наблюдается образование кристаллов анатаза остропиримидального облика размером до 0,05—0,08 *мм* (табл. X, *10*). Лейкоксенизация сфена и ильменита наблюдается повсеместно в песчаниках и алевролитах, однако интенсивность этого процесса не везде одинакова. В предгорных прогибах в условиях быстрого захоронения песчаники, гравелиты и конгломераты, перекрываясь тонкозернистыми аргиллитами и мергелями, сразу отделяются от водной среды бассейна, и жидкая фаза осадка как бы консервируется. В осадке в этих условиях процесс лейкоксенизации титансодержащих минералов существовал очень длительное время. Так, в гравелитах фаций горных потоков и конусов выноса Аршанского и Тасеевского районов встречаются ильменит и сфен, почти полностью замещенный лейкоксеном, и только иногда внутри лейкоксенизированных зерен обнаруживаются реликты ильменита или сфена. В процессе перемыва и переотложения лейкоксен как менее устойчивый минерал может механически удаляться, а от ильменита остаются причудливые скелетные формы, которые довольно часто встречаются в песчаниках.

В отличие от предгорных впадин в русловых отложениях платформенных зон ильменит и сфен сохраняются хорошо, и процесс лейкоксенизации их почти не затрагивает. В редких случаях на поверхности зерен наблюдается образование небольших полостей и каверн, заполненных лейкоксеном или гидроокислами железа. Источниками ильменита на юге Сибирской платформы являлись сибирские траппы.

Образование различных форм Fe_2O_3 происходит почти повсеместно на разных стадиях существования породы и проявляется в лимонитизации биотита и сфена, образовании гидрогематита по сидериту, пропитывании гидроокислами железа рыхлого глинистого цемента и в образовании тонких пленок Fe_2O_3 вокруг зерен кварца и полевого шпата, вероятно, в стадию раннего диагенеза породы. Позже поверх пленок Fe_2O_3 образуются крустификационные оторочки из карбоната или хлорита. Одним из наиболее ранних процессов, происходящих в песчаниках различной зернистости, является гидратация слоистых и тонкочешуйчатых минералов. Эти процессы с большой детальностью разобраны А. Г. Коссовской (1962) на примере гидратации биотита.

В полимиктовых песчаниках нижней и средней юры Рыбинской впадины и Абанского участка наблюдается в различной степени гидратизированный биотит. В шлифах особенно хорошо видно изменение внешнего облика кристаллов и их оптических свойств: побурение с краев, обесцвечивание в центре, замещение мусковитом, хлоритом или карбонатом. В отдельных случаях биотит может полностью лимонитизироваться.

Первичным цементом песчаников аллювиального генезиса был глинистый материал. Состав его различен. Рентгенометрический анализ показывает, что чаще всего это тонкодисперсная смесь биотита, мусковита, иллита и других минералов. Гидратация этого материала приводит к образованию гидрослюд, гидробиотита, гидрохлорита и серицита. В тех случаях, когда в аллювий попадали продукты разрушенных кор выветривания, в глинистом цементе песчаников преобладал каолинит или монтмориллонит. Гидратация на ранней стадии диагенеза приводит каолинит к слабой перекристаллизации, а позже — к преобразованию в монтмориллонит и хлорит. Несколько иной качественный характер имеют диагенетические изменения, происходящие в отложениях пойменного, озерного и болотного генезиса. Характерным для этих осадков является их накопление в условиях замкнутого бассейна (для поймы это временно изолированный бассейн), где отлагается в основном тонкозернистый материал, включающий до 30% обломков минералов и пород и многочисленные остатки растений. После захоронения осадков грунтовый раствор обогащается продуктами разложения растительного детрита. Так как осадок

тонкозернистый, открытая пористость его низка, свободной миграции обогащенных кислородом растворов не происходит, то и разрушение органических остатков идет при недостатке кислорода. В этих условиях наиболее ранними диагенетическими минералами становятся пирит, марказит и сидерит. Эти минералы образуются в виде конкреций, отдельных кристаллов или развиваются по обломкам древесины.

В озерных бассейнах одновременно с пиритом образовывался сидерит, а в конкрециях также наблюдается чередование каемок пирита и сидерита. Сидеритообразование широко распространено в бассейновых отложениях. Сидерит встречается в виде конкреций шаровидной и продолговатой формы, замещает обломки древесины и слагает цемент в мелкозернистых песчаниках. Озерные бассейны на юге Рыбинской впадины и в районе Тасеева, широко распространенные в переяславское время, дали осадки с интенсивным сидеритообразованием. В осадках других минерализованных бассейнов происходило интенсивное карбонатообразование, и поэтому в разрезах этих отложений видим чередование песчаников, мергелей, известняков, в различной степени доломитизированных. Образование карбоната здесь начиналось в стадию сингенеза и продолжалось после перекрытия данного ила следующим слоем, т. е. после нарушения свободной связи ила с бассейновым раствором. В этих условиях нарушается равновесие между осадком и его жидкой фазой, свободный доступ кислорода прекращается, раствор обогащается продуктами разрушения органики и, возможно, продуктами жизнедеятельности бактерий.

Стремление к достижению равновесия системы приводит к перераспределению материала в иле и к образованию новых минералов. Раньше других образуется сидерит в виде конкреций скорлуповатого строения. Вместе с сидеритом наблюдается появление пирита, который позже замещался лимонитом. Лимонит образует часто псевдоморфозы по сидериту и пириту. Несколько позже пиритообразования и сидеритизации возникает доломит. Подобная последовательность хорошо заметна в песчанистых известняках и мергелях, где образование ромбоэдров доломита приурочено к конкрециям сидерита. В некоторых случаях доломит имеет зональное строение, а внутри отдельных кристаллов располагается пирит. Химическими и термическими анализами установлено присутствие в известняках и мергелях анкерита, образование которого связано с частичным разрушением сидерита и переходом в раствор бикарбоната железа. Бикарбонат железа реагирует с карбонатным илом по схеме:

$$CaCO_3 \cdot MgCO_3 + Fe^{++} + H_2CO_3 \rightarrow CaMgFe(CO_3)_2 + H_2O + CO_2.$$

Образовавшийся таким образом анкерит, возможно, присутствует в форме линзовидных пропластков в доломитизированных известняках и мергелях.

Такова схема минералообразования в озерных бассейнах Тасеевского района. Что касается южной части Рыбинской впадины, то процесс осадконакопления в этих озерах был несколько отличен от вышеописанного. Характерным для них являлась сравнительно слабая минерализация раствора, небольшая глубина бассейна, пологие берега и слабая динамика водной среды. В результате в них отлагались тонкодисперсные глинистые осадки и мелкозернистые песчаники. В стадию диагенеза здесь происходило образование сидеритового цемента в песчаниках, а на контакте аргиллитов и песчаников возникал пирит в виде мелких кристалликов или землистых агрегатов. Сидеритовый цемент в песчаниках не является повсеместным — это отдельные сцементированные сидеритом участки в относительно рыхлых осадках.

Стремление к новому минеральному равновесию обусловливает перераспределение вещества внутри системы, вынос отдельных элементов и пополнение растворов новыми компонентами. Первичные гидрослюды

теряют H_2O, Fe и Mg, а из раствора получают недостающие Al и преобразуют в каолинит. Тонкочешуйчатые агрегаты биотита, хлорита, мусковита, которые попадают в осадок в результате механической обработки аллювиального материала, начинают гидратизироваться, терять K, Na, Ca и преобразовываются в гидробиотит, гидрохлорит и серицит.

Таким образом, характерными чертами стадии диагенеза являются:

1) возможность капиллярного несвободного водообмена илового и бассейнового растворов;

2) исчезновение кислорода из илового раствора, изменение pH среды, переход закисных соединений в окисные и наоборот;

3) обогащение иловых вод продуктами распада органического вещества и резкое падение pH раствора с увеличением активности последнего;

4) накопление в иловом растворе закисных форм Fe, Mg, SiO_2, P_2O_5, а также малых количеств Cr, Ni, Cu, Co, Ti, которые дают материал для образования новых минералов.

Миграция иловых растворов во всех направлениях идет более свободно в породах с высокими значениями открытой пористости (пески, алевриты) и замедленно в глинах и мергелях, где растворы мигрируют, как правило, только по вертикали. Комплекс процессов, преобразующих осадок в стадию диагенеза, приводит к уплотнению и цементации породы. На этом преобразование тонкодисперсных глинистых пород, как правило, заканчивается. В проницаемых породах продолжается миграция растворов, в разной степени минерализованных, а все связанные с ними изменения характеризуют уже следующую стадию существования породы — стадию эпигенеза.

Стадия эпигенеза — это комплекс процессов, происходящих в слабо уплотненной или полностью литифицированной породе. В стадию эпигенеза после частичной или полной литификации осадка и превращения его в породу на первый план выступает миграция минерализованных растворов, которая возможна только в пористо-проницаемых породах.

Важным является установление границ различных стадий преобразования осадка и породы. Этот вопрос часто решается условно, так как исследователю приходится наблюдать породу в какой-то определенный момент ее геологической истории. Теоретически предлагается считать началом диагенеза фиксацию осадка на дне бассейна, а концом — отдачу свободной воды в глинах и образование конкреций в песчаниках. В. Д. Шутов и А. Г. Коссовская предлагают проводить границу диагенеза и эпигенеза, основываясь на изменении физико-механических свойств осадка. В частности, сокращение полной пористости до 25—30% характерно для начальной стадии эпигенеза. Однако в древних породах изменение физических свойств не всегда может характеризовать переход одной стадии минералообразования в другую. В отдельных случаях это могут быть вторичные процессы образования пористых текстур или базальных цементов.

Особое внимание следует обратить на необходимость выделения разновидностей диагенеза и эпигенеза отдельных типов осадочного процесса: ледового, гумидного и аридного.

Отложения, образовавшиеся в условиях ледового и аридного климата, в стадию диагенеза и эпигенеза почти не претерпевают никаких изменений ввиду того, что количество органического вещества здесь невелико, наиболее сложные и значительные процессы идут в отложениях гумидного типа, где органические остатки играют существенную роль. Влияние среды осадкообразования сказывается в большей степени на ранних стадиях существования минерала, в стадии эпигенеза и катагенеза, ослабевая с глубиной захоронения.

Приступая к характеристике процессов, протекающих в уже сформированной уплотненной породе, остановимся коротко на физических свойствах пород юрского возраста.

Нами определялись физико-механические свойства юрских пород по разрезам скважин 27, 1336 и 503, расположенных в Иркутском бассейне, Рыбинской впадине и на Абанском участке. Изучалась полная и открытая пористость. Открытая пористость дает представление о возможности миграции растворов, а полная учитывает все поры, имеющиеся в породе. В тех случаях, где значения открытой пористости превышают 18%, определялась проницаемость пород.

Кроме того, под микроскопом была подсчитана исходная пористость некоторых сцементированных песчаников. Все полученные данные приведены в табл. 37.

Таблица 37

Физико-механические свойства юрских пород

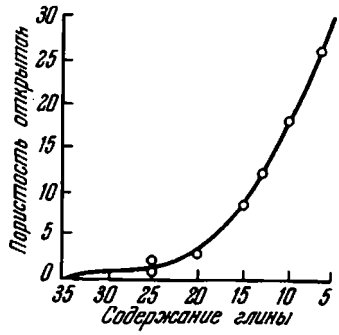
№ проб	Место взятия пробы	Литологическая характеристика	Пористость, %		Содержание вторичных минералов, %
			полная	открытая	
695	Поселок Бородино	Песчаник	15,35	14,89	25,8
691	Там же	Алевролит	15,93	0,66	—
699	»	Песчаник	12,64	12,50	18,5
701	»	»	11,70	10,60	16,3
704	»	Алевролит	6,62	3,13	1,2
720	»	Песчаник	3,8	3,4	42,0
641	Переяславское месторождение	»	9,6	5,8	20,0
645	Там же	Алевролит	4,8	1,3	2,4
648	»	Песчаник	7,4	0,8	5,6
499	Поселок Верхняя Уря, скв. 18	»	8,24	5,91	20,0
284	Поселок Мурма, скв. 8	»	2,95	—	20,5
286	Там же	Алевролит	6,88	—	2,0
285	»	»	11,66	—	2,0
299	»	Песчаник	17,80	14,96	22,0
662а	Переяславское месторождение	Алевролит	8,24	5,91	25,0
624	Там же	»	7,12	3,4	2,4
622	»	Песчаник	13,8	4,5	1,8
190	Поселок Абан, скв. 390	Алевролит	12,4	3,3	1,5
202	Там же	Песчаник	5,3	4,7	25,0
214	»	Алевролит	6,8	2,5	1,2
316	Поселок Мурма, скв. 10-К	»	9,4	2,8	3,4
317	Там же	Песчаник	4,3	1,0	15,0

Из табл. 37 видно, что наибольшими миграционными свойствами обладают русловые и озерные песчаники кварцевого и кварц-полевошпатового состава. Здесь значения открытой пористости достигают 15%, а проницаемость — 1,5 дарси.

Песчаники прируслового и пойменного генезиса, как правило, совершенно непроницаемы, а значение открытой пористости у них достигает 9%. Серьезным препятствием для миграции растворов является присутствие глинистых частиц в цементе песчаников. Опытным путем установлено, что наличие 5—10% глинистых минералов в цементе затрудняет свободное продвижение растворов в породе, а увеличение этих значений хотя бы на 3—5% приостанавливает миграцию минерализованных растворов.

На фиг. 65 видна эта зависимость. Таким образом, основные эпигенетические преобразования — карбонатизация, серицитизация и окварцевание — происходили в песчаниках аллювиального и озерного генезиса кварцевого, кварц-полевошпатового и полевошпатового состава с примесью глинистых минералов в цементе не более 10%.

Последовательность процессов, происходящих в уплотненной породе, установить довольно трудно, так как в каждом конкретном случае наблюдаются свои характерные особенности, связанные с составом пластовых вод и возможностью их миграции, но отдельные процессы изменения аллотигенной и аутигенной частей осадка можно охарактеризовать следующими чертами.



Фиг. 65. Изменение значения открытой пористости в зависимости от содержания глин в цементе

1. Растворение аллотигенных зерен с образованием коррозионных текстур начинается еще в стадии диагенеза, когда в песчаниках растворяются кварц, полевой шпат, гранат и эпидот. В результате меняются первоначальные очертания зерен: у кварца они становятся извилистые, лапчатые, у полевого шпата — острые, зазубренные, у гранатов — пикообразные, черепитчатые или извилистые (в табл. VIII, *1*). В некоторых случаях процессы растворения охватывают значительные участки пласта с образованием коррозионных текстур. Такие текстуры наблюдаются в песчаниках на Абанском месторождении, а также в районе пос. Ирбей. Здесь зерна кварца и полевых шпатов принимают причудливые извилистые очертания, а что касается полевого шпата, то его обломки полностью разрушаются, и лишь в отдельных случаях остаются их реликты. Судя по количеству реликтов полевого шпата, содержание его в породе сокращается с 15—18 до 8—10%.

2. В условиях постепенного повышения концентрации мигрирующего раствора происходит вторичная цементация породы. Почти во всех случаях с помощью водных растворов осуществляется миграция Ca, Mg, Na, Cl, S и других элементов из нижележащих толщ карбонатных и галогенных пород в хорошо проницаемые терригенные отложения. Здесь в песчаниках происходило образование карбонатного цемента. Карбонатизация песчаников и алевролитов — один из самых широко распространенных процессов стадии эпигенеза. В юрских отложениях наблюдалось несколько этапов карбонатообразования. Наиболее ранним является появление крустификационных структур в пористых песчаниках. Нарастание шестоватых агрегатов происходит на слабо корродированные поверхности зерен кварца и полевого шпата. Кристаллизация кальцита начинается с появления мелкозернистых агрегатов, которые концентрируются вокруг обломочных зерен, представляющих собой своеобразные центры кристаллизации. Первый слой кристаллического кальцита состоит из мелких кристалликов, не имеющих шестоватого строения. Затем, приспосабливаясь к конечным формам зерен первого слоя, начинается формирование следующего слоя со слабо вытянутыми кристаллическими формами. Третий слой состоит уже из относительно крупных кристаллов кальцита, вытянутых настолько, насколько позволяет размер поровых пространств. Образование кальцита происходило, вероятно, следующим образом: в насыщенном карбонатном растворе начинается самопроизвольное зарождение кальцита; мелкие кальцитовые зародыши концентрируются вокруг аллотигенных зерен, которые являются в этих условиях центрами кристаллизации; в дальнейшем рост кристаллов начинается уже на готовых зародышах. В некоторых случаях зародышевые кристаллы карбоната сами становятся цент-

рами кристаллизации, вокруг которых начинается образование шестоватых агрегатов. В этих случаях цемент имеет радиально-лучистое сложение (табл. VII, *1*).

Песчаники с карбонатным цементом встречаются в аллювиальных отложениях на северо-западе Иркутского бассейна и Канско-Тасеевской впадины, а также на юго-востоке Рыбинской впадины (табл. VI, *1—3*). Шестоватые агрегаты кальцита почти никогда полностью не выполняют поровых пространств. Этот процесс начинается значительно позже, на втором этапе карбонатизации, когда карбонат заполняет все свободное пространство в породе и даже замещает полевые шпаты и другие минералы. Обычно первые порции карбонатных растворов еще недостаточно насыщены и ведут себя как активные растворители. Под их действием разрушается и выносится не только первичный глинистый цемент, но и вторичный — карбонатный (нами наблюдались случаи разрушения крустификационного цемента). Претерпевает изменение и терригенный материал. Зерна кварца, полевого шпата, обломки глинистых пород, углистый материал разрушаются и выносятся полностью или остаются как отдельные реликты. Плохо поддаются растворяющему действию пластовых вод обломки кварцитов и микроклин. В акцессорной группе минералов остаются неизменными рутил, турмалин и циркон, значительные изменения претерпевают гранат, эпидот, ильменит. Содержание обломочного материала в таких песчаниках сокращается с 60—75 до 40—35%. Кристаллизация карбоната начинается повсеместно и одновременно, при этом наиболее распространенный тип структуры цемента — базальный. При перекристаллизации наблюдаются пойкилитовые структуры цемента.

Удалось наблюдать также образование карбоната третьей генерации. Это преимущественно анкерит, заполняющий мелкие трещинки в песчаниках и алевролитах.

В юрских отложениях наблюдалось несколько генераций трещин, различающихся по конфигурации и размеру. Наиболее поздняя система трещин обнаруживается почти повсеместно в юрских породах краевых частей платформы. Эти трещины, расположенные под углом 80—85° к горизонтальной плоскости, чаще всего пусты, но в отдельных случаях заполняются зеленоватым хлоритоподобным материалом или мелкозернистым карбонатом типа анкерита. Мелкие кристаллики карбоната оседают и закрепляются на стенках трещин, оставляя свободной их центральную часть. Три указанных выше периода карбонатизации породы наблюдались везде в юрских отложениях, но следует отметить, что в присаянской части Иркутского бассейна и в Тасеевской впадине, примыкающей к Енисейскому кряжу, можно наблюдать до пяти карбонатных генераций, сменявших последовательно друг друга.

Карбонатизация юрских пород — это наиболее широко распространенный процесс, который охватывает отложения самого различного генезиса. Даже в плохо проницаемых для пластовых растворов глинистых алевролитах и аргиллитах наблюдается частичное заполнение всех имеющихся поровых пространств карбонатом.

Следующий процесс, относящийся к цементации породы,— это образование вторичного кварца, который встречается очень часто в песчаниках и алевролитах. Изучено две разновидности эпигенетического кварца: каемки вокруг аллотигенных зерен и регенерационный кварц. Каемки кварца нарастают не только на зерна кварца, но и на обломки полевых шпатов, кварцитов и других минералов. Их оптические свойства несколько отличаются от основного зерна. Ширина каемок не превышает 0,02 *мм*. Между вторичным кварцем и терригенным зерном, как правило, располагается тонкая пленка лимонита или лимонитизированной глины. Иногда каемки охватывают зерно лишь частично. Кварцевые каемки образуются на стадии раннего эпигенеза или несколько позже, но до цементации песчани-

ков карбонатом, так как очень часто приходилось наблюдать разрушение вторичного кварца и замещение его карбонатом. Возможно, этот процесс происходил одновременно с образованием крустификационного карбоната или несколько ранее, так как нигде не удалось встретить каких-либо взаимоотношений между каемчатым кварцем и шестоватым кальцитом. Источниками кремнезема могли служить терригенный кварц или кремнекислота, освободившаяся после разрушения полевых шпатов и мигрирующая в форме H_4SiO_4. Образование ее могло идти по схеме:

$$2KAlSi_3O_8 + 9H_2O + 2H^+ \rightarrow H_4Si_2Al_2O_9 + 4H_4SiO_4 + 2K^+.$$

Это наиболее способная к миграции форма кремния даже в условиях низких температур может реагировать с терригенными минералами.

Другая форма вторичного кварца встречается довольно часто в песчаниках, алевролитах и аргиллитах. Отдельные оскольчатые зерна кварца начинали регенерироваться, так что рост кристаллов шел вдоль главной кристаллографической оси с образованием пирамидальных окончаний. Ориентировка основного зерна и новообразования одинаковые. Регенерация кварцевых зерен происходила, вероятно, на протяжении всего времени существования осадочной породы. Основанием для таких утверждений могут служить наблюдения над регенерационными образованиями, которые в одних случаях как бы внедряются в цемент, а в других — корродируются и замещаются карбонатом.

Явление регенерации наблюдается не только у кварца, но и у других минералов. У турмалина регенерация также шла вдоль оси удлинения зерен, но регенерационный турмалин существенно отличается от исходного зерна. Он представляет собой игольчатый агрегат, состоящий из тонких призматических индивидов, окрашенных значительно слабее основного зерна в светло-зеленые и светло-желтые тона, со слабо выраженным плеохроизмом. Замер показателя преломления у нескольких зерен турмалина, имеющих регенерационные каемки, показал, что преломления по *Ng* у вторичных образований ниже, чем у основного зерна. Эти данные приведены в табл. 38.

Таблица 38

Показатели преломления турмалина из юрских отложений

Место взятия пробы	Турмалин терригенный	Турмалин регенерационный
Поселок Абан, скв. 390	$Ng = 1{,}650$ $Np = 1{,}635$	— $Np = 1{,}624 \pm 2$
Иркутский бассейн, скв. 1-К	$Ng = 1{,}643$ $Np = 1{,}628$	— —
Бородинское месторождение, скв. 1312	$Ng = 1{,}662 \pm 3$ $Np = 1{,}620$	— $Np = 1{,}621$

Роговые обманки, встречающиеся чаще всего в районе Тасеева, регенерируются с образованием светло-зеленых игольчатых кристаллов, располагающихся вдоль вытянутой оси. Новообразованные части минеральных зерен плеохроируют, имеют более низкие показатели преломления и более низкое двупреломление, чем у основного зерна. Регенерируются также калишпаты с образованием маломощных каемок одинаковой оптической ориентировки с главным зерном. Показатель преломления их совпадает с показателями преломления зерна. Значительно реже наблюдаются случаи регенерации таких минералов, как гранат, анатаз, рутил. Процесс регенерации не имеет широкого распространения в юрских отложениях, и его значение в эпигенезе невелико.

Регенерация обломочного материала идет в основном за счет энергии роста осколка кристалла почти без изменения его химического состава. Некоторые незначительные отклонения от нормы связаны с недостатком Fe, Mn, Ni, Cr и других элементов в кристаллической решетке, в связи с чем ослабляется интенсивность окраски минералов и несколько изменяются их оптические константы. Но основной состав и оптическая ориентировка новообразования полностью совпадают с основным зерном.

Значительно чаще в юрских породах наблюдаются процессы замещения одного минерала другим. При этом происходит полное или частичное изменение его химического состава. В первом случае наблюдается предварительное растворение и вынос первичного материала, а затем отложение нового минерала иногда с образованием псевдоморфоз. Во втором случае частичный вынос отдельных элементов сопровождается перестройкой или разрушением кристаллической решетки, а привнос новых элементов создает условия для образования новых минералов.

В описываемых породах чаще всего наблюдались процессы замещения карбонатом плагиоклазов, гранатов и эпидота (табл. VIII, *2, 3*).

Поверхность таких минералов, как гранат, плагиоклазы, эпидот, шероховата и часто зазубрена. В плагиоклазах имеется много мелких полостей, совпадающих с трещинами спайности. Насыщенные растворы проникали по трещинкам в минералы или, омывая их шероховатую поверхность, начинали реагировать с твердым веществом. В результате часть элементов выносилась, нарушалось равновесие кристаллической решетки и создавались условия для перераспределения вещества. При этом карбонат замещал плагиоклаз и одновременно образовывался глинистый минерал, по составу близкий к каолиниту. Каолинит выщелачивался, а кальцит полностью наследовал форму замещенного минерала. В табл. IX приведены фотографии шлифов, где ясно видно полное или почти полное замещение полевых шпатов кальцитом. Гранаты и эпидот карбонатом замещаются частично. Замещение по трещинкам происходит с попутным образованием глинистых или слюдистых минералов. Гранаты, по составу близкие к альмандину, наименее устойчивы при миграции растворов. Для них характерны различные коррозионные структуры типа каверн на гранях ромбододекаэдра или в местах пересечения граней (табл. X, *11*; табл. XII, *1—4*). Под действием кальцийсодержащих растворов начинается разрушение граната и замещение его кальцитом. При этом образуются каолинит и лимонитоподобный минерал.

При замещении кальцитом эпидота в шлифах наблюдается образование тонкочешуйчатого минерала, по своим оптическим свойствам близкого к хлоритоиду. Это мелкие игольчатые образования, светлые или буроватые, слабо интерферирующие, с низким двупреломлением.

В стадии эпигенеза продолжается дальнейшее изменение терригенного биотита. Разбухшие, расщепленные чешуйки буреют, покрываясь гидроокислами, или обесцвечиваются при полной потере железа. В последнем случае возможно преобразование биотита в мусковит или хлорит. Затем между расщепленными чешуйками биотита образуется карбонат (табл. IX. *1, 3*).

Одним из поздних процессов, отмеченных в юрских отложениях, оказывается пиритизация цемента преимущественно карбонатного состава в песчаниках и алевролитах. Наиболее широко это явление имеет место в Присаянских районах Иркутского бассейна, на юге Рыбинской впадины и в Тасеевском районе. В карбонатизированных плотных песчаниках встречаются участки, где карбонат замещается крупнокристаллическим, массивным пиритом, повторяющим форму и очертания карбонатных зерен. Тип цемента остается базальным, участки цементации сравнительно небольшие (2—3 *см* в поперечнике). На юго-западе Иркутского бассейна этот про-

песс развит значительно шире, и там встречаются пиритизированные участки до 10 *см* в поперечнике (табл. IX, *3*).

Подвергаются изменению также обломки эффузивных пород. На Абанском участке их содержание в породе доходит до 15%, не менее широко они распространены в юрских отложениях в районе г. Тулуна. Весь этот обломочный материал очень сильно изменен, отчего среди многочисленных обломков удается выделить только порфириты и вулканические стекла. Порфиробласты нацело каолинизированы, стекловатая масса почти полностью преобразована в цеолитовый агрегат. В этих случаях содержание цеолитов в легкой фракции доходит до 3—5%, показатели преломления новообразованных агрегатов по $Np = 1{,}492$; по $Ng = 1{,}500$. Форма зерен призматическая. Цеолиты образуют волокнистые или радиально-лучистые агрегаты вокруг обломков терригенных зерен. В отдельных случаях содержание цеолита в цементе достигает 4—6%. Время цеолитизации установить довольно трудно: процесс этот локальный и наблюдать взаимоотношение цеолита с каким-либо этапом карбонатизации не удалось. Можно предположить, что образование цеолита в цементе происходило до второго этапа карбонатизации, так как нигде мы не наблюдали образование цеолита после карбоната.

В табл. 39 показана последовательность минералообразования в юрских отложениях в стадию эпигенеза. Все преобразования сосредоточены в основном в песчаниках, гравелитах, алевролитах как аллювиального, так и озерного генезиса. Последовательность, приведенная в табл. 39, относительна, так как границы отдельных процессов остаются неясными. Образование цеолита в цементе, лейкоксенизация ильменита, а также изменения, происходящие в аргиллитах и алевролитах, имели место на протяжении всего существования породы.

Таблица 39

Последовательность минералообразования в юрских отложениях в стадию эпигенеза

Этап	Общие процессы минералообразования	Частные процессы минералообразования	
		в аргиллитах и глинистых алевролитах аллювиального и озерного генезиса	в известняках и известковистых песчаниках озерного генезиса
I	Крустификационные образования кальцита, реже хлорита вокруг аллотигенных зерен. Общая карбонатизация цемента обломочных пород	Образование цеолита в глинистом цементе, лейкоксенизация ильменита, образование анатаза и сфена из агрегатного лейкоксена. Изменение глинистого материала с образованием таких минералов, как каолинит, гидрослюда, гидрохлорит	Перекристаллизация карбоната тонкозернистого в средне- и крупнозернистый
II	Замещение кальцитом плагиоклаза, биотита, эпидота, кварца и др. Замещение эпидотом плагиоклаза		
III	Образование анкерита по трещинам		
IV	Пиритизация цемента		
V	Ожелезнение по трещинкам. Образование гидрогетита и гидрогематита по растительным остаткам		

Эпигенетические процессы идут преимущественно в условиях постепенного увеличения давления и температуры. В связи с этим характерными особенностями стадии эпигенеза являются следующие: 1) приуроченность процессов минералообразования к пористо-проницаемым зонам, по которым мигрируют грунтовые растворы; 2) расширение зоны действия эпигенетических процессов с увеличением глубины залегания породы; 3) образование характерных структур регенерации, перекристаллизации и коррозии.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ НЕКОТОРЫХ ВТОРИЧНЫХ МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ

В отечественной и зарубежной литературе воссозданию кислотно-щелочного и окислительно-восстановительного режимов среды осадконакопления и минералообразования посвящено сравнительно ограниченное число трудов. Наиболее интересными из них являются работы Л. В. Пустовалова (1933, 1940) и Г. И. Теодоровича (1946, 1947, 1958) по реконструкции геохимической обстановки на основе использования вторичных минералов, Н. М. Страхова и Залманзон (1955), предложивших метод характеристики окислительно-восстановительных условий по балансу аутигенных форм железа, а также Л. А. Гуляевой (1955) и Л. В. Пустовалова и Е. И. Соколовой (1957).

Гуляева (1955) положила в основу своего способа определения окислительно-восстановительного потенциала седиментационной среды соотношение между сульфидным и несульфидным закисным железом в осадке. Л. В. Пустовалов и Е. И. Соколова (1957) считают возможным использование прямых измерений Eh и pH в генетических целях.

Зарубежные исследования по реконструкции условий вторичного минералообразования, принадлежащие главным образом американским геохимикам (Krumbein, Garrels, 1952; Huber, Garrels, 1956; Huber,1958; Garrels, 1960), базируются в основном на теоретических термодинамических расчетах.

Все перечисленные способы определения основных параметров среды осадкообразования и его последующей постседиментационной переработки, за исключением способа, предложеного Л. В. Пустоваловым и Е. И. Соколовой, и методов термохимических расчетов американских геохимиков, позволяют лишь качественно оценить условия формирования осадочных пород (кислые, щелочные, окислительные, восстановительные), что не всегда достаточно даже для выяснения наиболее общих закономерностей аутигенного минералообразования.

Следует также отметить, что методы термохимических расчетов условий существования минеральных ансамблей, предложенные Р. Гаррелсом (Garrels, 1960), применялись только к минералам, содержащим элементы переменной валентности (окислы, сульфиды и т. д.), а условия формирования других природных соединений с помощью указанной методики не исследовались. Между тем возможность термодинамического анализа условий образования и взаимопревращения основных породообразующих минералов (силикатов) существует.

Растворение кальцита в чистой воде можно представить следующим образом (Weyl, 1958; Garrels, 1960):

1. Диссоциация кальцита:

$$CaCO_3 \rightarrow Ca^{++} + CO_3^{--}.$$

2. Взаимодействие карбонат-ионов с водой и образование бикарбонат-ионов:

$$CO_3^{--} + H^+ \rightarrow HCO_3^-.$$

3. Взаимодействие бикарбонат-ионов с водой и образование угольной кислоты:

$$HCO_3^- + H^+ \rightarrow H_2CO_3.$$

Если допустить, что растворение происходит в чистой воде и единственным источником карбонатных компонентов является кальцит, то в этом случае концентрация ионов кальция будет равна сумме концентраций карбонатных компонентов:

$$(Ca^{++}) = (CO_3^{--}) + (HCO_3^-) + (H_2CO_3).$$

Зная константы диссоциации угольной кислоты по первой и второй ступеням ($K_1 = 10^{-6,4}$ и $K_2 = 10^{-10,32}$) и произведение растворимости кальцита (ПР $= 10^{-8,32}$), можно составить систему уравнений:

$$(Ca^{++}) = (CO_3^{--}) + (HCO_3^-) + (H_2CO_3),$$

$$\frac{(H^+)(CO_3^{--})}{(HCO_3^-)} = 10^{-10,32},$$

$$\frac{(HCO_3^-)(H^+)}{(H_2CO_3)} = 10^{-6,4},$$

$$(Ca^{++})(CO_3^{--}) = 10^{-8,32}.$$

Решая данную систему относительно (Ca^{++}), получим:

$$(Ca^{++}) = \sqrt{ПР + \left(1 + \frac{(H^+)}{K_1} + \frac{(H^+)^2}{K_1 K_2}\right)}, \qquad (1)$$

или в пересчете на $CaCO_3$ (в *г/л*)

$$CaCO_{3(\text{в водном растворе})} = \sqrt{ПР\left(1 + \frac{(H^+)}{K_1} + \frac{(H^+)^2}{K_1 K_2}\right)} \cdot 100. \qquad (2)$$

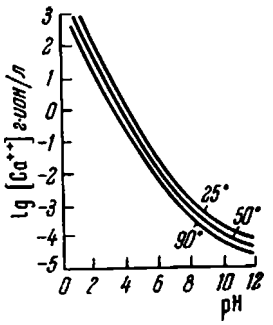
Результаты вычислений концентраций $CaCO_3$ в растворах с различной величиной кислотно-щелочного показателя изображены в виде диаграммы на фиг. 66. Здесь же приведено влияние температуры на растворимость кальцита.

Воздействие pH на растворимость кремнезема достаточно хорошо изучено экспериментально (Alexander, Heston, Iler, 1954: Iler, 1955; Okamoto, Okura, Goto, 1957; Grinberg, Price, 1957), поэтому нет необходимости прибегать к теоретическим расчетам для определения равновесной концентрации аморфной разновидности двуокиси кремния в растворах с различной величиной водородного показателя. Эмпирические данные различных исследователей по изменению растворимости кремнезема с изменением pH согласуются вполне удовлетворительно. Все они указывают на то, что при щелочности раствора меньше 9—9,8 количество растворенного кремнезема остается постоянным и составляет 100—140 *мг/л*, тогда как выше этих значений происходит резкое возрастание концентрации SiO_2.

Таким образом, влияние изменения кислотно-щелочных условий среды на поведение кальцита и кремнезема в растворе противоположное. Если увеличение щелочности растворителя способствует миграции кремнезема, то на кальцит это оказывает обратное действие, так как с повышением pH его растворимость падает. Отсюда уже можно сделать некоторые выводы, например, качественно охарактеризовать геохимическую обстановку аутигенного минералообразования халцедона и кальцита. Не вызывает сомнений, что формирование регенерационных каемок на кремнистых обломках происходило в более кислой среде, нежели кристаллизация вторичного карбоната кальция. Более того, поскольку растворимость кремнезема в интервале pH = 1—9 существенно не меняется и, следовательно, не контроли-

руется величиной водородного показателя, очень вероятно, что количество кремнезема в растворе, из которого происходило выпадение вторичного халцедона, было более 100—140 *мг/л*, т. е. его щелочность превышала значение 9. В этом случае даже малейшего сдвига в кислую сторону шкалы pH могло быть вполне достаточно для того, чтобы раствор оказался перенасыщенным в отношении аморфной двуокиси кремния и началось ее осаждение.

Несколько иные взаимоотношения устанавливаются между минеральной формой двуокиси кремния и кальцитом в песчаных породах, принадлежащих преимущественно аллювиальному комплексу фаций (в русловых и прирусловых песчаниках). В большинстве случаев здесь наблюдается замещение обломочных зерен кварца аутигенным карбонатом кальция, выполняющим поровые пространства псаммитовой породы. Несомненным доказательством замещения, а не выполнения первичных неровностей на поверхности кварцевых обломков является тот факт, что линейно ориентированные включения в кварце в целом ряде случаев пересекают извилисто корродированные края зерен и продолжаются в цементирующую массу.



Фиг. 66. Влияние pH на растворимость кальцита при температуре 25, 50 и 90°C

Процесс замещения кварца карбонатами, в частности кальцитом, распространен в природе довольно широко. Об этом свидетельствуют неоднократные указания целого ряда исследователей (Рухин, 1959; Siever, 1957; Heald, 1956; Hutchins, 1962; Коссовская, 1962; Dapples, 1959, 1962; Wolker, 1962). Однако лишь у Рухина, Сивера и Уолкера в какой-то степени интерпретируется данный процесс.

Рассматривая механизм замещения кальцита минералами меди и железа, не имеющими с ним общих ионов, Гаррелс и Дрейер (Garrels, Dreyer, 1952) пришли к выводу, что для протекания подобного процесса необходимо одновременное растворение и осаждение в местах выщелачивания медных и железосодержащих минералов. В нашем случае замещение кварца кальцитом будет, очевидно, заключаться в одновременном растворении первого и в осаждении второго из порового раствора, циркулирующего между двумя твердыми минеральными фазами.

Как указывают Сивер (Siever, 1957) и Уолкер (Wolker, 1962), наиболее оптимальные условия для растворения кварца и осаждения кальцита создаются в щелочной среде. При этом Сивер, предполагая, что интерстиционный раствор на контакте указанных минералов является чистой водой, находящейся в равновесии с атмосферой, углекислотой и кальцитом, рассчитал pH этого раствора (в стандартных условиях 9,88). Но этим значением не исчерпываются все возможные случаи карбонатного замещения в природе, так как растворы с предельной концентрацией $CaCO_3$, циркулирующие в осадочных толщах, могут иметь значения pH, намного отличающиеся от рассчитанного Сивером (см. фиг. 66). Например, теоретически моделируя процесс при pH = 8, вполне можно ожидать одновременное выпадение из насыщенного раствора карбоната кальция твердой фазы и растворение кварца. Правда, в данном случае реакция метасоматоза будет происходить гораздо медленнее из-за меньшей растворимости кварца, но какова бы ни была скорость реакции, в масштабе геологического времени эффект карбонатного замещения должен быть весьма ощутимым.

Для оценки природных условий протекания процесса замещения кварца кальцитом необходимо снова возвратиться к вопросу о влиянии реакции среды на растворимость интересующих нас минералов.

Исследованию растворимости кварца при низких температурах посвящено сравнительно ограниченное число работ (Mosebach, 1955; Siever, 1957, 1962; Lier, Brown, Overbik, 1960; Gardner, 1938; Krauskopf, 1956; Morrey, 1962; Keller, Balgord, Reesman, 1963) и из них только в статье ван Лира приводятся экспериментальные данные о равновесной концентрации в растворе кристаллической формы двуокиси кремния как функции pH. В этом отношении гораздо лучше изучена аморфная разновидность кремнезема, растворимость которой в нейтральной, кислой и щелочной среде рассмотрена целым рядом экспериментаторов (Roy, 1945; Iler, 1955; Krauskopf, 1956, 1959; Grinberg, Price, 1957; Okamoto, Okura, Goto, 1957). По единодушному мнению всех исследователей количество аморфного кремнезема в растворах с pH < 9 существенно не меняется и, как уже отмечалось выше, составляет 100—140 *мг/л*. При более высокой щелочности растворимость его резко увеличивается, что вызвано диссоциацией ортокремневой кислоты, в результате которой происходит дополнительный переход кремния в раствор в виде силикатного иона (Alexander, Heston, Iler, 1954; Iler, 1955).

Реакцию растворения кварца или аморфного кремнезема в воде можно представить следующим уравнением:

$$SiO_2 + 2H_2O \leftrightarrows H_4SiO_4.$$

Если учесть, что ортокремневая кислота, хотя и очень незначительно, но все же будет диссоциировать в нейтральных условиях, то в этом случае общая концентрация двуокиси кремния в растворе определится как сумма концентраций всех кремнийсодержащих компонентов:

$$\Sigma [SiO_2] = [H_4SiO_4] + [H_3SiO^-_4]. \qquad (3)$$

Из уравнения электролитической диссоциации и величины константы ионизации ортокремневой кислоты ($K = 10^{-9,8}$), вычисленной Роллером и Эрвином (Roller, Erwin, 1940), получаем:

$$K = 10^{-9,8} = \frac{(H^+)(H_3SiO^-_4)}{(H_4SiO_4)} \quad \text{или} \quad \frac{10^{-9,8}}{(H^+)} = \frac{(H_3SiO^-_4)}{(H_4SiO_4)}. \qquad (4)$$

Нетрудно убедиться, что в растворах с активностью водородных ионов больше 10^{-8} (pH < 8) силикат-ионы практически отсутствуют, а при pH = 11,5—12 суммарное количество кремния в уравнении (4) фактически определится концентрацией иона ортосиликата.

Возникает вопрос, меняется ли в уравнении (4) соотношение между концентрациями силикатных ионов и недиссоциированной ортокремневой кислотой при увеличении щелочности растворов, в которых всегда присутствует избыток твердой фазы, только за счет увеличения концентрации $H_3SiO_4^-$ (Alexander, Heston, Iler, 1954; Grinberg, Price, 1957; Lier, Brown, Overbik, 1960) или же одновременно происходит уменьшение концентрации H_4SiO_4.

Располагая экспериментальными данными растворимости аморфного кремнезема при определенных значениях pH, для каждого из них нетрудно с помощью уравнений (3) и (4) подсчитать концентрации недиссоциированной ортокремневой кислоты и силикатных ионов. Например, согласно Гринбергу (Grinberg, Price, 1957), в растворе со щелочностью 9,85 и ионной силой $\mu = 0,04$ растворяется $3,33 \cdot 10^{-3}$ *моль/л* кремнезема. При данной ионной силе коэффициент активности (γ) по приближенному уравнению Дебая-Гюккеля равен 0,79 для $H_3SiO_4^-$, тогда как для ортокремневой кислоты в растворах с ионной силой от 0,0001 до 0,1μ, как экспериментально доказано Гринбергом (Grinberg, Price, 1957) и ван Лиром (Lier, Brown, Overbik, 1960), коэффициент активности можно при-

нять равным единице. Подставляя эти значения в равенства (3) и (4), получим:

$$3{,}33 \cdot 10^{-3} = [H_4SiO_4] + [H_3SiO_4^-],$$

$$\frac{10^{-9{,}8}}{10^{-9{,}85}} = \frac{[H_3SiO_4^-] \cdot 0{,}79}{[H_4SiO_4]},$$

откуда концентрация ортокремневой кислоты равна $1{,}38 \cdot 10^{-3}$ *моль/л*, а силикатных ионов $1{,}95 \cdot 10^{-3}$ *моль/л*. Аналогично рассчитываем количество недиссоциированной кислоты и силикатных ионов в более щелочных растворах (табл. 40).

Таблица 40

Концентрации кремневой кислоты и силикатных ионов при различной величине pH

μ	pH	ΣSiO_2	γ	$[H_4SiO_4]$	$[H_3SiO_3]$
0,088	9,65	$2{,}83 \cdot 10^{-3}$	0,71	$1{,}42 \cdot 10^{-3}$	$1{,}41 \cdot 10^{-3}$
0,04	9,86	$3{,}33 \cdot 10^{-3}$	0,79	$1{,}38 \cdot 10^{-3}$	$1{,}95 \cdot 10^{-3}$
0,015	10,05	$4{,}00 \cdot 10^{-3}$	0,87	$1{,}35 \cdot 10^{-3}$	$2{,}65 \cdot 10^{-3}$
0,013	10,12	$4{,}25 \cdot 10^{-3}$	0,38	$1{,}30 \cdot 10^{-3}$	$2{,}95 \cdot 10^{-3}$
0,008	10,15	$4{,}75 \cdot 10^{-3}$	0,98	$1{,}43 \cdot 10^{-3}$	$3{,}32 \cdot 10^{-3}$

Приведенные в таблице рассчитанные данные показывают, что при увеличении щелочности раствора концентрация недиссоциированной кислоты фактически остается постоянной, а увеличение растворенного кремнезема происходит за счет возрастания концентрации силикатных ионов.

Таким образом, зная равновесную концентрацию кварца или аморфного кремнезема в растворах с нейтральной средой, можно вычислить их растворимость при любой заданной величине pH по формуле, выведенной из уравнений (3) и (4):

$$\Sigma [SiO_2] = [H_4SiO_4] + \frac{[H_4SiO_4] \cdot 10^{-9{,}8}}{[H^+]}. \qquad (5)$$

Сопоставление теоретически рассчитанной кривой изменения растворимости аморфного кремнезема с изменением pH с экспериментальными данными различных исследователей указывает на очень хорошую сходимость значений растворимости кремнезема, рассчитанных нами и полученных опытным путем (фиг. 67).

Зависимость растворимости кварца от pH в стандартных условиях (фиг. 68, кривая *1*) также определена по уравнению (5). При этом в расчете величина равновесной концентрации SiO_2 в нейтральных условиях принималась равной $1{,}10 \cdot 10^{-4}$ *моль/л* (Gardner, 1938; Siever, 1957; Krauskopf, 1959; Lier, Brown, Overbik, 1960; Morrey, 1962).

Влияние концентрации водородных ионов на растворимость кварца при более высоких температурах оценить трудно, поскольку для них мы не располагаем значениями константы ионизации ортокремневой кислоты. Тем не менее, используя величины констант ионизации при 25° С $K = 10^{-9{,}8}$ и при 35° С $K = 10^{-9{,}7}$ (Grinberg, Price, 1957), в первом приближении по уравнению Вант-Гоффа:

$$\frac{d \ln K}{dT} = \frac{\Delta H^0}{RT^2} \qquad (6)$$

можно вычислить константы диссоциации ортокремневой кислоты для любого значения температуры от 0 до 100° С.

Интегрируя (6) и считая при этом энтальпию H^0 величиной постоянной, получим:

$$\ln K = \frac{\Delta H^0}{RT} + c \text{ или } \lg K = -\frac{\Delta H^0}{4{,}575T} + c. \quad (7)$$

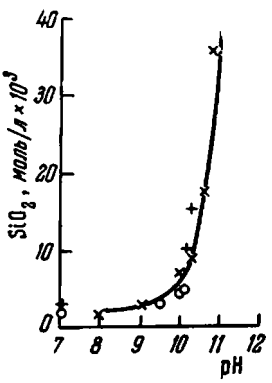
Напишем уравнение (7) для температур 25 и 35° С:

$$-9{,}8 = -\frac{\Delta H^0}{4{,}575T} + c,$$

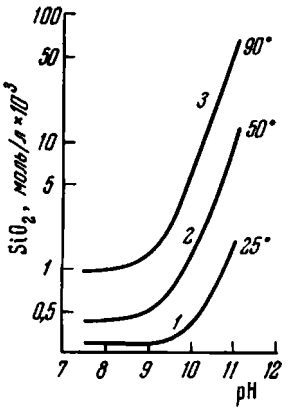
$$-9{,}7 = -\frac{\Delta H^0}{4{,}575T} + c.$$

Решив данную систему, находим, что $\Delta H^0 = 6{,}151$ *ккал*, а $c = -5{,}29$.

Подставляя полученные значения энтальпии и постоянного интегрирования в уравнение (7), рассчитываем константы ионизации ортокремневой кислоты для 50° С ($K = 10^{-9{,}39}$) и 90° С ($K = 10^{-8{,}99}$).



Фиг. 67. Влияние pH на растворимость аморфного кремнезема



Фиг. 68. Влияние pH на растворимость кварца при температуре 25, 50, 90°С

При 50 и 90° С растворимость кварца в воде составляет соответственно $10^{-3{,}46}$ и $10^{-3{,}05}$ *моль/л* (Lier, Brown, Overbik, 1960; Siever, 1962). Используя эти данные и вычисленные выше величины констант диссоциации ортокремневой кислоты, как и ранее, по уравнению (5) получаем количественную зависимость растворимости кварца от pH для указанных температурных значений (см. фиг. 68, кривые *2* и *3*). Реакцию замещения кварца кальцитом можно записать тремя способами в зависимости от pH раствора, в котором она протекает.

Первая и вторая константы диссоциации угольной кислоты в стандартных условиях равны:

$$K_1 = 10^{-6{,}4} = \frac{(H^+)(HCO_3^-)}{(H_2CO_3)},$$

$$K_2 = 10^{-10{,}6} = \frac{(H^+)(CO_3^{--})}{(HCO_3^-)}.$$

Следовательно, в интервале pH = 1—6,4 преобладающим карбонатным компонентом в растворе является H_2CO_3, при значениях pH = 6,4—10,32 преобладают ионы HCO_3^-, а в более щелочной среде — ионы CO_3^{--}.

Таким образом, в каждом из указанных интервалов pH реакция замещения кварца карбонатом имеет определенный вид:

1) pH = 1—6,4: $SiO_2 + 2H_2O + Ca^{++} + H_2CO_3 \rightarrow H_4SiO_4 + CaCO_3 + 2H^+$; (8)

2) pH = 6,4—10,32: $SiO_2 + 2H_2O + Ca^{++} + HCO_3^- \rightarrow H_4SiO_4 + CaCO_3 + H^+$; (9)

3) pH = 10,32—12: $SiO_2 + 2H_2O + Ca^{++} + CO_3^{--} \rightarrow H_3SiO_4^- + CaCO_3 + H^+$. (10)

Найдем константы равновесия для всех трех видов реакции, обозначив их для удобства $K^{(1)}$, $K^{(2)}$ и $K^{(3)}$, из уравнений:

$$\Delta Z^0 = -4{,}575T \log K \text{ или } \log K = -\frac{\Delta Z^0}{4{,}575T}.$$

Для реакции (8) [1]:

$$\Delta Z^0_{\text{реакции}} = \Delta Z^0 H_4SiO_4 + \Delta Z^0 CaCO_3 - \Delta Z\, SiO_2 - 2\Delta Z^0\, H_2O - \Delta Z^0\, Ca^{++} - \Delta Z^0\, H_2CO_3,$$

$$\Delta Z^0_{\text{реакции}} = 17{,}68 \text{ ккал},$$

$$\log K^{(1)} = -\frac{17680}{4575 \cdot 298} = -12{,}8,$$

$$K^{(1)} = 10^{-12{,}8}.$$

Аналогично рассчитываем константы равновесия для реакций (9) и (10): $K^{(2)} = 10^{-5{,}8}$ и $K^{(3)} = 10^{-5{,}3}$.

Условия равновесия в каждом из трех случаев, очевидно, определяются следующими уравнениями:

$$K^{(1)} = 10^{-12{,}8} = \frac{(H^+)^2 (H_4SiO_4)}{(Ca^{++})(H_2CO_3)},$$

$$K^{(2)} = 10^{-5{,}8} = \frac{(H^+)(H_4SiO_4)}{(Ca^{++})(HCO_3^-)},$$

$$K^{(3)} = 10^{-5{,}3} = \frac{(H^+)(H_4SiO_4)}{(Ca^{++})(CO_3^{--})},$$

или в логарифмической форме:

$$-12{,}8 = 2\log(H^+) + \log(H_4SiO_4) - \log(Ca^{++}) - \log(H_2CO_3),$$
$$-5{,}8 = \log(H^+) + \log(H_4SiO_4) - \log(Ca^{++}) - \log(HCO_3^-),$$
$$-5{,}3 = \log(H^+) + \log(H_3SiO_4^-) - \log(Ca^{++}) - \log(CO_3^{--}).$$

Если предположить, что единственным источником карбонатных компонентов является $CaCO_3$, т. е. если пренебречь растворенной CO_2, количество которой в условиях низких температур и давлений незначительно и почти не влияет на растворение карбонатов (Garrels, 1960), то концентрацию карбонатных компонентов можно приравнять к концентрации ионов кальция. Кроме того, заменяя $\lg(H^+)$ на pH, в конечном итоге получим:

$$\log(H_4SiO_4) = 2pH + 2\log(Ca^{++}) - 12{,}8, \quad (11)$$

$$\log(H_4SiO_4) = pH + 2\log(Ca^{++}) - 5{,}8, \quad (12)$$

$$\log(H_3SiO_4^-) = pH + 2\log(Ca^{++}) - 5{,}3. \quad (13)$$

Таким образом, мы получили три линейных уравнения, выражающих условия равновесия в системе кварц — карбонат кальция, по которым нетрудно построить фазовую диаграмму в координатах $\log(Ca^{++})$ — pH и определить условия протекания реакции метасоматического кварц-карбонатного замещения.

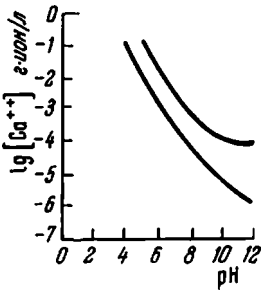
Задавая значения $\log(Ca^{++})$ от — 1 до — 8 в каждой точке pH от 1 до

[1] Стандартные изобарные потенциалы реагирующих веществ взяты из работ Гаррелса (Garrels, 1960), Барани и Келли (Barany, Kelley, 1961) и Барани (Berany, 1962).

12, выбираем только те значения концентрации, которые реальны. Очевидно, что предельной концентрацией H_4SiO_4 в данном процессе будет растворимость кварца, поскольку в более концентрированных растворах образуется твердая фаза и переход SiO_2 в раствор прекращается. Нижним пределом концентрации SiO_2 можно считать величину 10^{-6}, так как более низкие концентрации настолько замедляют достижение равновесия, что они практически невозможны.

Следовательно, на диаграмме (фиг. 69), полученной из уравнений (11), (12), (13), поле, ограниченное значениями растворимости кварца и изолиниями концентрации H_4SiO_4, соответствует условиям равновесия кварца и карбоната кальция.

Если принять во внимание, что концентрация ионов кальция в природных водах не превышает 10^{-1} *г-ион/л*, то поле кварц-карбонатного равновесия значительно сократится.



Фиг. 69. Условия равновесия в системе кальцит — кварц

К сожалению, мы не можем построить подобных диаграмм для температур 50 и 90° С, поскольку не располагаем значениями свободных энергий кварца и кальцита в этом температурном интервале, но тем не менее на основании вышеприведенных расчетов растворимостей карбоната кальция и кварца можно предполагать, что процесс карбонатного замещения при повышении температуры будет протекать более интенсивно, так как кварц будет переходить в раствор в больших количествах, а растворимость карбоната кальция падать.

Несколько по-иному протекает процесс замещения плагиоклаза кальцитом при одновременном формировании каолинита. Попытаемся на основе термохимических расчетов реконструировать основные черты геохимической обстановки, в которых возникает и может существовать этот своеобразный минеральный парагенезис.

Реакцию замещения плагиоклаза (анортита) кальцитом и каолинитом можно выразить (в зависимости от pH среды) следующими уравнениями:

1) pH = 1—6,4: $CaAl_2Si_2O_8 + H_2CO_3 + H_2O \rightarrow CaCO_3 + H_4Al_2Si_2O_9$;

2) pH = 6,4—10,32: $CaAl_2Si_2O_8 + HCO_3^- + H_2O + H^+ \rightarrow CaCO_3 + H_4Al_2Si_2O_9$

3) pH = 10,32: $CaAl_2Si_2O_8 + CO_3^{--} + H_2O + 2H^+ \rightarrow CaCO_3 + H_4Al_2Si_2O_9$.

Найдем изобарные потенциалы и константы равновесия каждой реакции [1]:

$$1)\ \Delta Z^0_{\text{реакции}} = -12{,}27\ \textit{ккал},\quad K_{\text{реакции}} = 10^{6{,}9} = \frac{1}{(H_2CO_3)}.$$

$$2)\ \Delta Z^0_{\text{реакции}} = -20{,}96\ \textit{ккал},\quad K_{\text{реакции}} = 10^{15{,}3} = \frac{1}{(HCO_3^-)(H^+)}.$$

$$3)\ \Delta Z^0_{\text{реакции}} = -35{,}05\ \textit{ккал},\quad K_{\text{реакции}} = 10^{25{,}6} = \frac{1}{(CO_3^{--})(H^+)^2}.$$

В логарифмической форме уравнения действующих масс интересующих нас реакций выразятся следующими уравнениями:

$$8{,}9 = -\lg (H_2CO_3^-), \tag{14}$$

$$15{,}3 = -\lg (HCO_3^-) + \text{pH}, \tag{15}$$

$$25{,}6 = -\lg (CO_3^{--}) + 2\text{pH}. \tag{16}$$

[1] Стандартные изобарные потенциалы анортита и каолинита, взятые из работ Барани и Келли (Barany, Kelley, 1961) и Барани (Barany, 1962), пересчитаны с учетом нового значения энтальпии кварца равной 217,5 *ккал*.

Задавая соответствующие значения pH в уравнениях (15) и (16), получаем равновесные концентрации карбонатных компонентов и строим кривую равновесия реакции замещения анортита кальцитом и каолинитом (фиг. 70).

Фиксируемый кривой равновесия интервал pH, в котором возможен процесс замещения, довольно обширен (pH = 6—12,3). Однако если принять во внимание, что растворы с концентрацией углекислоты выше 10^{-1} *моль/л* в природных условиях нереальны, а при активностях карбонатных компонентов менее 10^{-6} процесс практически происходить не будет (в этом случае можно считать, что карбонатные компоненты в растворе практически отсутствуют), то кислотно-щелочные рамки процесса сузятся до значений водородного показателя 9—12,3, т. е. будут составлять три единицы pH. Но так как pH природных вод, как правило, не превышает щелочности 10,5, то этот интервал сократится еще больше, до значений pH = 9 — 10,5 (см. фиг. 70).

Для определения равновесных соотношений в системе кальций — доломит — сидерит приводим уравнения реакций взаимопревращения всех трех фаз.

$$CaCO_3 + Mg^{++} + CO_2 + H_2O \rightleftarrows CaMg(CO_3)_2 + 2H^+, \quad (17)$$

$$CaCO_3 + Fe^{++} \rightleftarrows FeCO_3 + Ca^{++}, \quad (18)$$

$$FeCO_3 + Ca^{++} + Mg^{++} + CO_2 + H_2O \rightleftarrows CaMg(CO_3)_2 + Ca^{++} + 2H^+. \quad (19)$$

Найдем избранные потенциалы и константы равновесия этих реакций:

$$(17)\ \Delta Z^0 = 7{,}77\ \textit{ккал},\ K = 10^{-5{,}6} = \frac{(H^+)^2}{(Mg^{++})\,P_{CO_2}};$$

$$(18)\ \Delta Z^0 = -3{,}16\ \textit{ккал},\ K = 10^{2{,}4} = \frac{(Ca^{++})}{(Fe^{++})};$$

$$(19)\ \Delta Z^0 = 10{,}93\ \textit{ккал},\ K = 10^{-8{,}0} = \frac{(Fe^{++})\,(H^+)^2}{(Ca^{++})\,(Mg^{++})\,P_{CO_2}}.$$

В логарифмической форме уравнения константы равновесия реакций примут следующий вид:

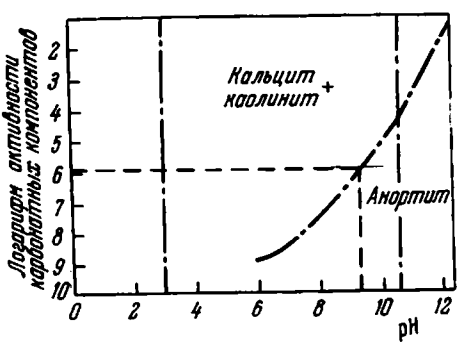
$$5{,}6 = \log(Mg^{++}) + \log P_{CO_2} + 2pH,$$

$$2{,}4 = \log(Ca^{++}) - \log(Fe^{++}),$$

$$8{,}0 = \log(Ca^{++}) + \log(Mg^{++}) + \log P_{CO_2} - \log(Fe^{++}) + 2pH.$$

Таким образом, мы получили три уравнения с пятью неизвестными, решение которых возможно только в том случае, если двум неизвестным дать какие-либо произвольные, но реальные для естественных условий значения.

Как известно, парциальное давление углекислого газа в атмосфере составляет $10^{-3{,}5}$ *атм*. Следовательно, воды, равновесные с атмосферой, могут иметь концентрацию углекислого газа не более $10^{-3{,}5}$ *моль/л*. Однако рассматриваемый парагенезис вполне мог возникнуть в результате выпадения карбонатов из иловых вод в диагенезе. В этом случае концентрация углекислоты могла значительно (в десятки раз) превышать атмосферную. Пределом растворимости CO_2 в воде при температуре 25° С и давлении в 1 *атм* является концентрация $10^{-1{,}5}$ *моль/л*. Мы же при дальнейших расчетах примем концентрацию углекислоты равной 10^{-2} *моль/л*. Тогда наши



Фиг. 70. Кривая равновесия реакции замещения анортита кальцитом и каолинитом

уравнения примут следующий вид:

$$\log (Mg^{++}) + 2pH = 7{,}6, \tag{20}$$

$$\log (Ca^{++}) - \log (Fe^{++}) = 2{,}4, \tag{21}$$

$$\log (Mg^{++}) + \log (Ca^{++}) - \log (Fe^{++}) = 10{,}0. \tag{22}$$

Для решения системы выведем еще одно уравнение:

$$CaCO_3 + 2H^+ = Ca^{++} + CO_2 + H_2O, \tag{23}$$

$$\Delta Z^0_{\text{реакции (23)}} = -11{,}4,\ K = 10^{8{,}3} = \frac{(Ca^{++})\,P_{CO_2}}{(H^+)^2} \text{ или}$$

$$\log (Ca^{++}) + \log P_{CO_2} + 2pH = 8{,}3. \tag{24}$$

Подставляя в (24) $P_{CO_2} = 10^{-2}$, получим

$$\log Ca^{++}) + 2pH = 10{,}3. \tag{25}$$

Задавая в уравнении (25) значения $\log (Ca^{++})$ от -1 до -6 [(Ca^{++}) от 10^{-1} до 10^{-6}], определим pH, а затем из уравнений (20) и (21) найдем числовые величины $\log (Mg^{++})$ и $\log (Fe^{++})$, при которых все три фазы будут находиться в равновесии.

При этом нереальные концентрации Mg^{++} и Fe^{++} (больше 10^{-1} и меньше 10^{-6}) можно отбросить.

Расчеты показывают, что минеральная ассоциация доломит — сидерит — кальцит устойчиво существует в интервале pH = 5,7 — 6,7, если пределы концентраций Ca^{++}, Mg^{++} и Fe^{++} соответственно составляют 10^{-1}—10^{-3} (кальций), $10^{-3{,}7}$ (магний) и $10^{-3{,}4}$—$10^{-5{,}4}$ (железо), а парциальное давление углекислого газа равняется 10^{-2} *атм* (фиг. 71).

Чтобы определить условия равновесия между лимонитом и сидеритом, приведем следующие уравнения реакций:

1. Для интервала pH = —6,4, где преобладающим карбонатным компонентом является H_2CO_3:

$$FeCO_3 + 2H_2O \leftrightarrows HFeO_2 + H_2CO_3 + H^+ + e.$$

2. Для интервалов pH = 6,4 — 10,3, где доминирует ион HCO_3^-:

$$FeCO_3 + 2H_2O \leftrightarrows HFeO_2 + HCO_3^- + 2H^+ + e.$$

3. Для pH > 10,3, где карбонатные ионы представлены CO_3^{--}:

$$FeCO_3 + 2H_2O \leftrightarrows HFeO_2 + CO_3^{--} + 3H^+ + e.$$

Вычислим изменение изобарных потенциалов и нормальные окислительно-восстановительные потенциалы реакций (по уравнению Нернста $E^0 = \frac{\Delta Z^0}{nF}$), а затем выразим их (реакции) через Eh и pH, используя выражение:

$$Eh = E^0 + \frac{RT}{nF} \log \frac{(A)(B)}{(C)(D)},$$

где E^0 — стандартный (нормальный) потенциал, R — газовая постоянная, T — абсолютная температура, n — число электронов, F — постоянная Фарадея и (A), (B), (C), (D) — активности реагирующих веществ.

1) $$\Delta Z^0 = 8{,}46 \text{ ккал},\ E^0 = \frac{8{,}46}{23{,}06} = 0{,}366 \text{ в},$$

$$Eh = 0{,}366 + 0{,}559 \log (H_2CO_3) - 0{,}059pH.$$

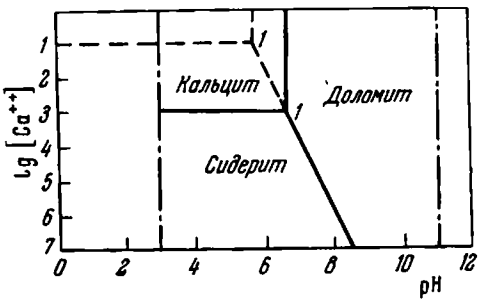
2) $\Delta Z^0 = 17{,}5$ *ккал*, $E^0 = 0{,}758$*в*,

$$Eh = 0{,}758 + 0{,}059 \log (HCO_3^-) - 0{,}118\,pH.$$

$$3,\ \Delta Z^0 = 31{,}24\ ккал,\ E^0 = 1{,}311\ в,$$

$$Eh = 1{,}311 + 0{,}059 \log (CO_3^{--}) - 0{,}177\ pH.$$

Итак, полученные уравнения позволяют определить на диаграмме Eh — pH границы равновесия между сидеритом и лимонитом. Правда, в данном случае необходимо, кроме pH, задаться каким-то определенным значением активной концентрации карбонатного компонента. Если принять концентрацию углекислоты равной 10^{-2}, то соотношение между карбонатной и окисной формами железа выразится, как показано на фиг. 72. На этой же фигуре видно, как сдвигается линия равновесия при уменьшении концентрации углекислоты до $10^{-3.5}$.



Фиг. 71. Равновесие в системе кальцит—доломит — сидерит. Пунктиром показано возможное перемещение конвариантной точки (*1*) при изменении концентрации компонентов раствора

Поля устойчивости лимонита и сидерита на диаграмме Eh — pH (фиг. 72) можно значительно ограничить. Для этого следует рассмотреть равновесие твердых фаз с водным раствором, содержащим ионы железа, т. е. определить окислительно-восстановительные и кислотно-щелочные условия растворения указанных минералов.

Переход лимонита в раствор с образованием иона трехвалентного железа соответствует реакции:

$$HFe_2 + 3H^+ \rightarrow Fe^{+++} + 2H_2O,$$

изобарный потенциал которой равен

$$\Delta Z^0 = 1{,}07\ ккал,$$

а константа равновесия

$$K = 10^{-0{,}78} = \frac{(Fe^{+++})}{(H^+)^3},$$

или в логарифмической форме

$$-0{,}78 = \log (Fe^{+++}) + 3pH.$$

Так как согласно правилу Пурбэ (Garrels, 1960) граница поля устойчивости твердого вещества соответствует изолинии активной концентрации компонента раствора 10^{-6}, то, подставляя эту величину для log (Fe^{+++}), находим величину pH, при которой раствор трехвалентного железа находится в равновесии с лимонитом (pH = 1,74).

Аналогичный расчет производим для лимонита и иона двухвалентного железа (здесь и далее мы не даем полных расчетов, так как процесс вычисления аналогичен разобранным случаям):

$$Fe^{++} + 2H_2O \rightarrow HFeO_2 + 3H^+ + e,$$

$$Eh = 0{,}722 - 0{,}177\ pH - 0{,}059 \log (Fe^{++}),$$

или при $(Fe^{++}) = 10^{-6}$

$$Eh = 1{,}076 - 0{,}177\ pH.$$

Равновесие сидерита с раствором, содержащим двухвалентное железо и карбонатные компоненты, выразится следующим уравнением:

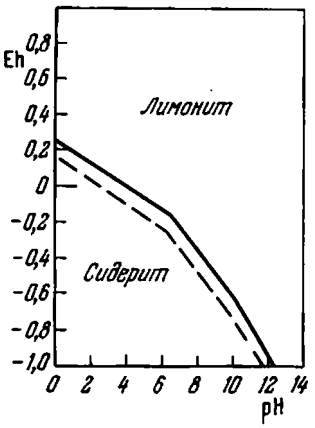
$$FeCO_3 + H^+ \rightarrow Fe^{++} + HCO_3^-,$$

$$\Delta Z^0 = 0{,}45 \text{ ккал},$$
$$\log K = -0{,}33,$$
$$-0{,}33 = \log (HCO_3^-) + \log (Fe^{++}) + pH.$$

Для парциального давления углекислоты $P_{CO_2} = 10^{-3{,}5}$ и $P_{CO_2} = 10^{-2{,}0}$ и активности железа $(Fe^{++}) = 10^{-6}$ линия равновесия между твердой фазой и раствором будет проходить через значения pH = 9,18 и 7,67.

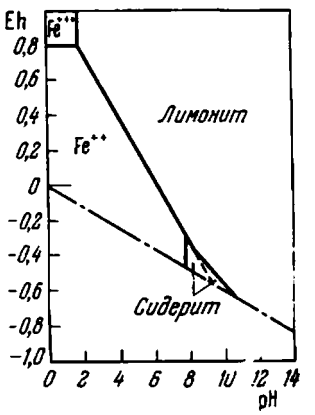
Построив все линии равновесия между твердыми фазами и раствором, получим диаграмму равновесия сидерит — лимонит — раствор в окончательном виде (фиг. 73).

Прежде чем приступить к построению диаграммы равновесия окисной (лимонит) и сульфидной (пирит) форм железа, следует кратко коснуться



Фиг. 72. Условия равновесия лимонит — сидерит.

Сплошной линией показаны условия равновесия при P_{CO_2} 10^{-2}, пунктиром — при $P_{CO_2} = 10^{-3}$ *атм*



Фиг. 73. Условия равновесия в системе сидерит — лимонит — раствор.

Сплошными линиями показаны условия равновесия при $P_{CO_2} = 10^{-2}$, пунктиром — при $P_{CO_2} = 10^{-3{,}5}$ *атм*

вопроса о распределении серосодержащих компонентов в зависимости от окислительно-восстановительных и кислотно-щелочных условий среды. Это необходимо для правильного написания реакций. В противном случае может случиться, что в уравнениях, описывающих процесс минералообразования, будут фигурировать компоненты, не совместимые с теми условиями среды, в которых он протекает. Положение полей серосодержащих ионов, наиболее характерных для природных вод, показано на диаграмме Eh — pH (фиг. 74), взятой из работы Гаррелса (Garrels, 1960).

В поле устойчивости сероводорода равновесие между лимонитом и пиритом определится следующими уравнениями:

$$HFeO_2 + 2H_2S = FeS_2 + 2H_2O + H^+ + e,$$
$$\Delta Z^0 = -19{,}32 \text{ ккал},$$
$$E^0 = -0{,}833 \text{ в},$$
$$Eh = -0{,}833 + 0{,}059 \log (H^+) - 0{,}118 \log (H_2S),$$
$$Eh = -0{,}833 - 0{,}059\, pH - 0{,}118 \log (H_2S).$$

При ближайшем рассмотрении эта реакция оказывается метастабильной, так как граница равновесия между пиритом и лимонитом при любых, реально возможных в природе концентрациях серы (от 10^{-1} до 10^{-6}) прохо-

дит ниже поля устойчивости воды (фиг. 75). Данный пример, между прочим, показывает, что в естественных условиях окисление пирита до лимонита (или гематита) с выделением сероводорода не происходит.

Для поля иона SO_4^{--} соотношение между окисным и сульфидным железом выразится реакцией.

$$FeS_2 + 10H_2O \rightarrow HFeO_2 + 2SO_4^{--} + 19H^{++} + 15\ e,$$

$$Eh = 0{,}379 - 0{,}074\ pH + 0{,}0078 \log (SO_4^{--}).$$

Графически это уравнение на диаграмме Eh—pH в двух вариантах для $(SO_4^{--}) = 10^{-1}$ и $(SO_4^{--}) = 10^{-6}$ показано на фиг. 75.

Для поля преобладания иона HSO_4^- граница лимонит — пирит определится из уравнения:

$$FeS_2 + 10H_2O \leftrightarrows HFeO_2 + 2HSO_4^- + 17H^+ + 15\ e,$$

$$Eh = 0{,}364 - 0{,}066\ pH + 0{,}0079 \log (HSO_4^-).$$

Положение моновариантной линии этого равновесия, как и предыдущего, на диаграмме Eh—pH показано при активностях (HSO_4^-), равных 10^{-1} и 10^{-6} (см. фиг. 75).

Далее определим границы равновесия между твердыми фазами и раствором, где железо находится в форме иона Fe^{++}.

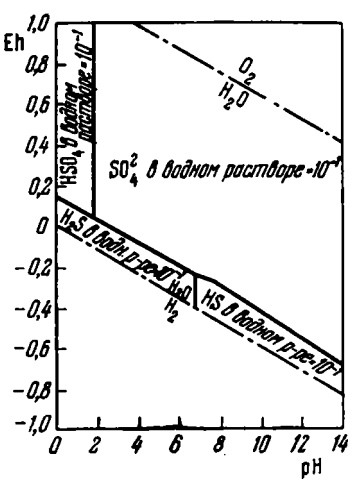
По Гаррелсу (Garrels, 1960), положение изолиний Fe^{++} в поле пирита определяется следующими уравнениями:

$$Eh = 0{,}057 - 0{,}118\ pH - 0{,}059 \log (H_2S) - 0{,}0295 \log (Fe^{++}),$$

$$Eh = 0{,}339 - 0{,}059\ pH + 0{,}0084 \log (HSO_4^-) + 0{,}0041 \log (Fe^{++}),$$

$$Eh = 0{,}354 - 0{,}067\ pH + 0{,}0084 \log (SO_4^{--}) + 0{,}0042 \log (Fe^{++}).$$

Равновесие пирита с раствором при активной концентрации серосодержащих компонентов 10^{-1} и 10^{-6} и активности иона железа 10^{-6} отображено на диаграмме Eh — pH (фиг. 75).



Фиг. 74. Поля устойчивости серосодержащих ионов (по Р. Гаррелсу)

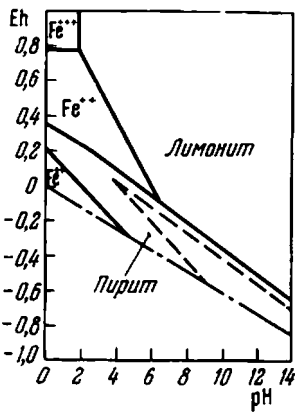
Итак, мы получили диаграмму полей устойчивости всех интересующих нас минералов, на основе которых легко определить условия их образования и, следовательно, в какой-то степени выяснить основные черты геохимической обстановки некоторых сред седиментации.

Наиболее узкими рамками значений окислительно-восстановительного потенциала и кислотно-щелочного показателя (Eh = 0,3—0,6 и pH = 7,6—10,0) ограничено поле сидерита.

Нахождение этого минерала в осадочных толщах свидетельствует одновременно о щелочной и восстановительной обстановке. При формировании юрских отложений подобные условия, по-видимому, чаще всего возникали на участках развития пойм и напойменных болот, так как в породах, принадлежащих именно к этим фациям, фиксируется наибольшее количество сидеритовых стяжений и сидеритизированной древесины. Насколько значения Eh и pH устойчивого существования сидерита близки к значениям окислительно-восстановительного потенциала и концентрации водородных ионов седиментационной среды, можно судить только на основе их сравнительного сопоставления с данными по водам современных пойм и болот. Относительно паводковых вод можно сразу же сказать, что

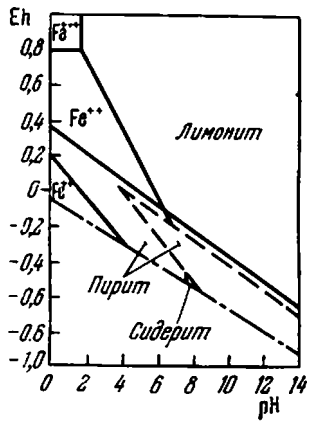
их параметры не соответствуют условиям сидеритообразования, поскольку все они обладают положительными потенциалами и являются нейтральными, существенно не отклоняясь от pH = 7. Но вряд ли кто станет непосредственно связывать генерацию сидерита с водами, кратковременно заливающими пойменные пространства, хотя они и являются средой осадконакопления. С другой стороны, между периодами половодий слои осадка подвергаются воздействиям самых разнообразных внешних агентов (растительность, атмосфера и т. п.) и в какой-то мере видоизменяются. Эту стадию, как показал Н. М. Страхов (1960), нельзя считать диагенезом. По его мнению, подобные субаэральные процессы отвечают выветриванию и почвообразованию. В таком случае сравним параметры почв с условиями стабильности сидерита.

Насыщенные водой почвы имеют pH от 5 до 8, а их окислительно-восстановительный потенциал снижается до —0,4 *в* (Baas, Becking, Kaplan, Moor, 1960). Пределы, установленные для пойм по сидериту на основе термодинамических расчетов, равны от —0,3 до —0,6 *в* (Eh) и 7,6—10,0 (pH). Они весьма близки к параметрам влажной почвы.



Фиг. 75. Условия равновесия в системе лимонит—пирит.

Сплошными линиями показано равновесие при концентрации серы 10^{-1}, пунктиром — при 10^{-6}



Фиг. 76. Условия равновесия в системе лимонит—сидерит — пирит.

Сплошными линиями показаны условия равновесия при $P_{CO_2} = 10^{-2}$ и $(Fe^{++}) = 10^{-6}$, пунктиром — при $P_{CO_2} = 10^{-2}$ и $(Fe^{++}) = 10^{-4}$

Таким образом, если считать межпаводковые периоды характерными для пойменной фациальной обстановки, то условия раннего диагенеза окажутся весьма близкими к ним.

Окислительно-восстановительные и кислотно-щелочные особенности среды современных низинных болот также близки к условиям Eh и pH образования сидерита.

В гораздо меньшей степени может служить в качестве индикаторного минерала пирит, поле стабильности которого при концентрациях серосодержащих компонентов 10^{-1} охватывает как окислительные, так и восстановительные условия и простирается от сильнокислых до сильнощелочных сред. Однако, подходя более строго к рассмотрению диаграммы лимонит-пирит, мы, по всей вероятности, не вправе задавать для серы такую высокую концентрацию. В качестве одного из подтверждающих это доводов можно привести следующий факт. В сульфатных растворах нижнего кембрия юга Сибирской платформы содержание сульфат-иона дости-

гает примерно 1000 *мг/л*, или 10^{-2} *моль/л* (что ниже принятой нами величины) и в среднем составляет 13—14 *мг/л* SO_4^{--}, или $1{,}3 \cdot 10^{-4}$ *моль/л*. Поэтому в водах юрских болот, где шло основное образование пирита, вряд ли были возможны такие высокие концентрации серы, как 10^{-1}, даже в том случае, если предположить привнос сульфатных растворов из подстилающих нижнекембрийских пород.

Видимо, более близки к действительности очертания пиритового поля при активности серы 10^{-6}. В этом случае поле пирита ограничивается значениями pH = 4—10,5 и Eh = 0— минус 0,7 *в*, хотя и тогда оно остается довольно обширным. Однако сейчас мы уже можем качественно охарактеризовать среду как восстановительную, но сказать что-либо определенное о кислотно-щелочных условиях все еще нельзя.

В юрских отложениях фациального комплекса болот пирит нередко ассоциирует с сидеритом. Для данного парагенезиса можно получить диаграмму лимонит — пирит—сидерит путем наложения диаграммы лимонит — сидерит (растворимость CO_2 равна 10^{-2}) на графическое изображение равновесия лимонит — пирит (растворимость ΣS равна 10^{-6}), на которой очень незначительное поле сидерита обозначится у границы нижнего предела устойчивости воды (см. фиг. 76). Это парагенетическое сочетание ограничено очень узкими рамками. Окислительно-восстановительный потенциал здесь изменяется от 0,5 до 0,6 *в*, а pH колеблется в интервале 7,6—8,7, благодаря чему парагенезис сидерит—пирит может служить хорошим индикатором геохимической обстановки по Eh и pH.

Глава восьмая

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Изменения палеогеографических условий, определявших основные особенности юрских осадков Саяно-Вилюйского прогиба, отражены нами в серии палеогеографических карт (см. фиг. 77, 78, 80—83), на которых выделены следующие элементы, характеризующие древние ландшафты в областях сноса:

1) суша с холмистым рельефом — денудационные равнины, среди которых отмечены участки с преимущественным распространением осадочных и эффузивно-осадочных пород;

2) горные хребты, слабо выраженные в рельфе;

3) горные хребты с сильно расчлененным рельефом. В областях аккумуляции выделены аллювиальные равнины и области преимущественного распространения озерно-болотных бассейнов.

Легенда палеогеографических карт была построена в основном по принципу, предложенному Комитетом по осадочным породам для составления палеогеографических карт Советского Союза. В зоне аккумуляции представилась возможность отразить характер развития бассейнов в начале и конце описываемого интервала времени.

Палеогеографические условия изображались на картах различными сочетаниями штриховых знаков. Внутри седиментационной равнины, там, где позволял фактический материал, выделялись участки преимущественного развития конусов выноса, аллювиальных долин, болотных или озерных бассейнов. Отдельными знаками обозначены месторождения полезных ископаемых, связанные с указанными на карте условиями. Так как в течение одного отрезка времени наблюдалась довольно частая смена ландшафтных обстановок, то на картах мы ограничивались показом наиболее важных из них. Участки древней суши устанавливались в первую очередь на основе сопоставления состава обломочного материала в зоне аккумуляции и материнских пород в предполагаемой зоне размыва.

Остановимся кратко на ландшафтной характеристике эпохи, предшествовавшей юрской седиментации. Триасовый период на территории Восточной Азии характеризуется геократическим режимом. Сибирская платформа представляла собой континентальную сушу, приподнятую в области Анабарского свода, Патомского нагорья, Восточного Саяна и Енисейского кряжа. Южная часть платформы была приподнята несколько больше по сравнению с центральной и северной. Область Тунгусской синеклизы в течение нижнего и, возможно, среднего триаса была ареной вулканической деятельности, что связано с процессом вторичной тектонической активизации этой части древней платформы. Территория, расположенная южнее Тунгусской синеклизы, представляла собой приподнятую, слабо обводненную сушу типа современных савани. Здесь в течение

раннего и среднего триаса в условиях сухого умеренного климата происходили размыв, выветривание, механическая переработка продуктов выветривания, последующее переотложение их и транспортировка материала на север и северо-восток, где обнаруживаются редкие следы аллювиальных систем, впадавших в морской бассейн, расположенный на севере. Степень приподнятости территории над уровнем моря была неодинаковой. При сопоставлении палеогеографических карт палеозойского и мезозойского времени с современным рельефом можно полагать, что с позднего палеозоя наиболее повышенные участки суши и горные системы располагались там же, где и сейчас. Безусловно, их очертания и гипсометрия изменялись, но в общем эти участки длительное время продолжали оставаться основными областями сноса. В отдельные промежутки времени происходила интенсивная денудация горных систем, после чего вся территория приобретала сравнительно выровненный рельеф, а физическое выветривание уступало место химическому. Однако абсолютно ровные поверхности возникнуть не могли, какой бы длительной ни была эпоха размыва. Как отмечал Л. Б. Рухин (1959), на поверхности земли всегда остаются более пониженные участки — долины и разделяющие их водораздельные возвышенности; поверхности размыва всегда обладают более или менее расчлененным рельефом.

К концу триаса наметилась приблизительная конфигурация аккумуляционного бассейна, заполнявшегося осадками в юрское время, а также контуры областей сноса. Судя по характеру обломочного материала, накопившегося в самом начале юрской седиментации, рельеф области сноса был неодинаково расчлененным.

На севере располагалось приподнятое плато, сложенное вулканогенными и вулканогенно-осадочными толщами и наиболее расчлененное в северо-восточной части.

С северо-запада к бассейну седиментации довольно близко подходил горный хребет, присутствие которого подтверждается характером отложений Мурской впадины (карабулинская свита). Южная часть Енисейского кряжа к началу юрского времени значительно выровнялась, однако некоторые участки его были относительно приподняты и расчленены. Снос материала здесь происходил на юг и на восток. Западная часть бассейна аккумуляции в начале юры с соседним бассейном не соединялась.

Область Восточного Саяна в конце триасовой эпохи представляла собой в различной степени расчлененную горную страну. Дифференциация рельефа, начавшаяся в конце позднего триаса, привела к тому, что в отдельных местах к этой горной системе со стороны платформы примыкали компенсирующие формы — депрессии. Такие наиболее подвижные участки отмечаются на западе и в центральной части Восточного Саяна.

На юге и юго-востоке располагалась интенсивно воздымающаяся горная система, которая к началу юрского осадконакопления возвышалась над местным базисом эрозии более чем на 1000 *м* и была значительно расчленена. Именно здесь, в наиболее приподнятой части горного обрамления, началось заложение верховьев обширной аллювиальной системы, развитие которой произошло позже, в юрском периоде.

К Северному Прибайкалью, представлявшему собой также горную систему, но с несколько меньшими превышениями, примыкала с запада слабо приподнятая плоская денудационная равнина. Эта денудационная равнина как реликт обширного плато триасового периода просуществовала на протяжении всего юрского времени.

На северо-востоке Саяно-Вилюйского прогиба палеогеографические особенности ранних этапов мезозойского осадконакопления обусловлены характером предыдущей истории развития региона. Мы располагаем сей-

час крайне скудными данными о палеогеографии раннего триаса, так как породы этого возраста представлены в основном туфами и траппами. Конечные этапы истории развития рельефа триаса отражены в широком распространении образований коры выветривания под лейасовыми осадками на породах различного возраста и генезиса. Заключительный этап — образование перемещенной коры выветривания и постепенное усиление процессов осадкообразования — происходил, по-видимому, в рэтское время и в начале лейасового.

Некоторые данные о примерных амплитудах доюрских поднятий отдельных блоков в центральной части платформы можно получить при изучении ксенолитов кимберлитовой трубки «Мир» и последовательности размыва осадочных пород перед образованием эрозионно-карстовой депрессии, вмещающей промышленные россыпи алмазов рэт-лейасового возраста. Доюрский срез кимберлитового тела М. М. Одинцовой (1962) и Г. Х. Файнштейном (1962) устанавливался в 300—400 *м*, а И. С. Рожковым (1960 г.) — в 200 *м*. Мы считаем, что срез большей части кимберлитового тела и вмещавших его пород прошел за счет эрозионных процессов в течение раннего и среднего триаса, тогда как И. С Рожков полагает, что весь кимберлитовый материал и вмещавшие его породы были разрушены процессами химического выветривания и на ранних этапах лейаса переотложены в расположенную рядом депрессию, вмещающую россыпь алмазов. Мы полагаем, что в течение триаса центральная часть Сибирской платформы испытывала интенсивное воздымание, а некоторая стабилизация тектонических процессов и широкое распространение химического выветривания происходили в позднем триасе. На северо-востоке Саяно-Вилюйского прогиба длительность эпохи преимущественного развития процессов химического выветривания была меньшей, чем на юге платформы, так как уже на границе позднего триаса и лейаса началось формирование осадочной свиты — иреляхской, образовавшейся в значительной степени за счет переотложения материалов коры выветривания.

Свидетельством средне-верхнетриасового размыва периферии Сибирской платформы являются мощные кластические толщи гродекской и бегиджанской свит, развитые в Приверхоянском прогибе и центральной части Вилюйской синеклизы. По данным В. А. Коссовской и В. А. Шутова, терригенный материал при формировании этих толщ поступал из Байкало-Патома и расположенных севернее районов Сибирской платформы. А. Г. Коссовская и В. А. Шутов относят эти свиты к первой формации мезозойского этапа осадконакопления совместно с отложениями раннелейасового возраста в Вилюйской синеклизе (укугутская свита).

Заканчивается триасовая история в центральной части платформы нивелировкой рельефа и широким региональным развитием коры выветривания. Новый этап размыва начинается в лейасе. Сначала, еще в рэте, он проявляется перемывом коры выветривания, затем, по-видимому, уже в геттанге — размывом и перестройкой рельефа перед отложением укугутской свиты. Грубые конгломераты низов укугутской свиты определяют время наиболее интенсивного размыва поднятых участков платформы и начало перекрытия доюрских структур кластическими мезозойскими осадками.

Химическое и механическое выветривание в триасе на юге Сибирской платформы, вероятно, также имело место и вызвало разрушение мощной толщи осадочных пород, продукты выветривания которой не сохранились в основании разрезов юрских толщ. Преимущественное образование кор выветривания на юге бассейна аккумуляции связано с водораздельными поверхностями, существовавшими уже на начальных этапах юрского осадконакопления и позже перекрытыми пойменными осадками угленосных свит (центральная часть Иркутского бассейна). Здесь базальные слои юрского разреза, кроме тонкодисперсного материала, содержат в раз-

личных количествах валуны и гальки хорошей сохранности (в отличие от галек ирелякской свиты, полностью обращенных в глины).

Длительность процессов корообразования на Сибирской платформе была неодинаковой: на юге кора сохранялась дольше, т. е. размыв ее происходил не в конце триаса — начале лейаса, как в Мало-Ботуобинском районе, а в среднем лейасе. На юго-западе седиментационного бассейна (Рыбинская впадина и Канско-Тасеевская депрессия) материалы переотложенных кор выветривания встречаются в осадках верхних горизонтов средней юры. Таким образом, корообразовательные процессы на Сибирской платформе приурочены к концу триаса — началу юры, но длительность существования коры и интенсивность процессов химического выветривания в отдельных бассейнах зависели от конкретных условий седиментации.

РАННЯЯ ЮРА

Палеогеографические условия рэта и раннего лейаса, т. е. времени накопления ирелякской свиты, были очень близки к тем, которые существовали в период образования подстилающей эту толщу коры выветривания, о чем свидетельствует характер глинистых минералов, возникавших на дне водоемов этого времени. О влажном и теплом климате эпохи свидетельствует состав флоры и общий экологический облик растительности. Преобладание выветрелых галек в конгломератах ирелякской толщи, описанные выше делювиальные шлейфы, характер глинистых минералов и высокий коэффициент мономинеральности свидетельствуют о теплом и влажном климате. Это подтверждается также и характером растительных остатков. Прежде всего, в зоне развития широких заболоченных депрессий (район р. Ирелях) обращает на себя внимание изобилие остатков ископаемых хвощей, часто захороненных в положении *in situ*. Они являются доказательством широкого распространения в это время заболоченных пространств, обилия влаги. Кроме того, папоротники рода *Cladophlebis* с большими сложноперистыми нежными вайями также свидетельствуют о влажном и теплом климате, а прекрасная сохранность отпечатков говорит о том, что захоронение произошло в относительно медленно текущих водах. Эти остатки, безусловно, не претерпевали сколько-нибудь значительного переноса. Нежные летучки семян *Pithyospermum* sp. также могли сохраниться только в осадках почти неподвижных вод. Палинологические материалы свидетельствуют о слабой способности проточных вод перемещать отлагавшиеся в них органические остатки. Это вытекает из крайней «пестроты» палинологических комплексов.

Наличие в составе растительности значительного количества триасовых реликтов свидетельствует о том, что климат по сравнению с триасовым изменился незначительно. Изменчивость состава комплексов в различных слоях свиты и по ее простиранию, по-видимому, указывает на частую смену условий формирования осадков в водоемах. Зарастающие озера, на которых произрастали в основном растения, продуцирующие слабо летучие споры (папоротники, хвощи, плауны), сменялись водоемами с открытой водной поверхностью, на которой аккумулировалась разносившаяся ветром пыльца хвойных и голосемянных, занимавших водораздельные пространства. Триасовые реликты были представлены в основном папоротникообразными растениями и занимали пониженные участки рельефа, и на водоразделах к этому времени уже сложился состав древесной растительности, близкий к тем лесам, которые произрастали здесь позднее, во время формирования укугутской свиты. Однако распространение существенно беннеттитово-хвойных лесов более молодого облика было еще не столь значительно, как во время отложений укугутской свиты. Что касается средних температур, при которых существовала расти-

тельность ирелякского времени, то следует обратить внимание на распределение в разрезе пыльцы беннеттитов. Еще А. Н. Криштафович (1933), В. Д. Принада (1944) и в последнее время В. А. Вахрамеев (1957) и Ю. В. Тесленко (1962) указывали на то, что бедность флоры Ангариды отпечатками листьев беннеттитов при изобилии их во флоре Ферганы свидетельствует о менее жарком климате Ферганы. Пыльца беннеттитов все же встречается в юрских осадках всей Сибирской платформы, но в одновозрастных осадках мы наблюдаем вполне отчетливую тенденцию к уменьшению ее роли в палинологических комплексах с юга на север, что, по-видимому, также соответствует изменению климатических условий. Содержание пыльцы беннеттитов в ирелякской толще — самое максимальное во всем юрском разрезе. Мы полагаем, что в это время исследованная территория получала наибольшее количество тепла. Что же касается других признаков комплексов спор, то они, по данным С. Н. Наумовой (1952), соответствуют условиям наибольшей влажности, так как в них содержится самое большое количество спор группы *Zonotriletes* и относительно мало спор с шиповатой и бугорчатой скульптурой экзины. По-видимому, изобилие влаги в долинах было связано с сезонным повышением количества осадков, что в то же время сочеталось с относительно незначительным увлажнением пространств водоразделов. Об этом говорит и состав растительности водоразделов: существенно хвойные леса, а также находки в самых нижних слоях спор *Pleuromeia* — триасового растения, приспособленного к произрастанию в засушливых условиях. С сезонной повышенной влажностью связано, по-видимому, и наличие делювиальных шлейфов и пролювия в осадках ирелякской толщи вблизи кимберлитовых и траповых тел. Эти шлейфы и пролювий часто не были переработаны водотоками и сохранились в виде линз, что еще раз указывает на слабую сортирующую способность рек того времени. Широкое развитие оползневых явлений, большая роль делювиальных шлейфов в сложении нижних горизонтов толщи свидетельствует о наличии ливневых потоков.

Рельеф этой эпохи, наступившей после относительной пенепленизации (происходившей во время максимального развития остаточной коры выветривания), характеризуется также слабо врезанными широкими долинами. Положительные формы рельефа были сложены траппами, у их склонов накапливался делювиальный материал. Формирование депрессий рельефа того времени происходило не только за счет эрозии. Большую роль в углублении дна, возможно, играли процессы выщелачивания карбонатных пород, подстилавших донные осадки, кроме того, были широко распространены явления проседания дна водоемов и образования зачаточных карстовых форм.

Схематическая карта палеогеографии раннего лейаса отражает в основном условия формирования укугутской и чайкинской свит. Участки поверхностей, где сохранились от размыва осадки ирелякской толщи, представляют собой отдельные остатки рельефа предыдущей эпохи.

Основные черты рельефа этого времени определяются общим уклоном местности на северо-восток, к центральной части Вилюйской синеклизы. Некоторые особенности рельефа связаны с особой ролью траппов как наиболее устойчивых к эрозии пород, определивших конфигурацию долин второго порядка и положение местных базисов эрозии.

Осадки ирелякской свиты наибольшей мощности сохранились в зоне, с запада примыкающей к трапповому плато (и в среднем течении р. Большой Ботуобии), а на востоке ограниченной относительно воздымавшимся блоком в районе р. Эрге-Юрях. Время образования ирелякской свиты можно рассматривать как заключительную фазу образования осадочной толщи, насыщенной продуктами перемыва коры выветривания. В это вре-

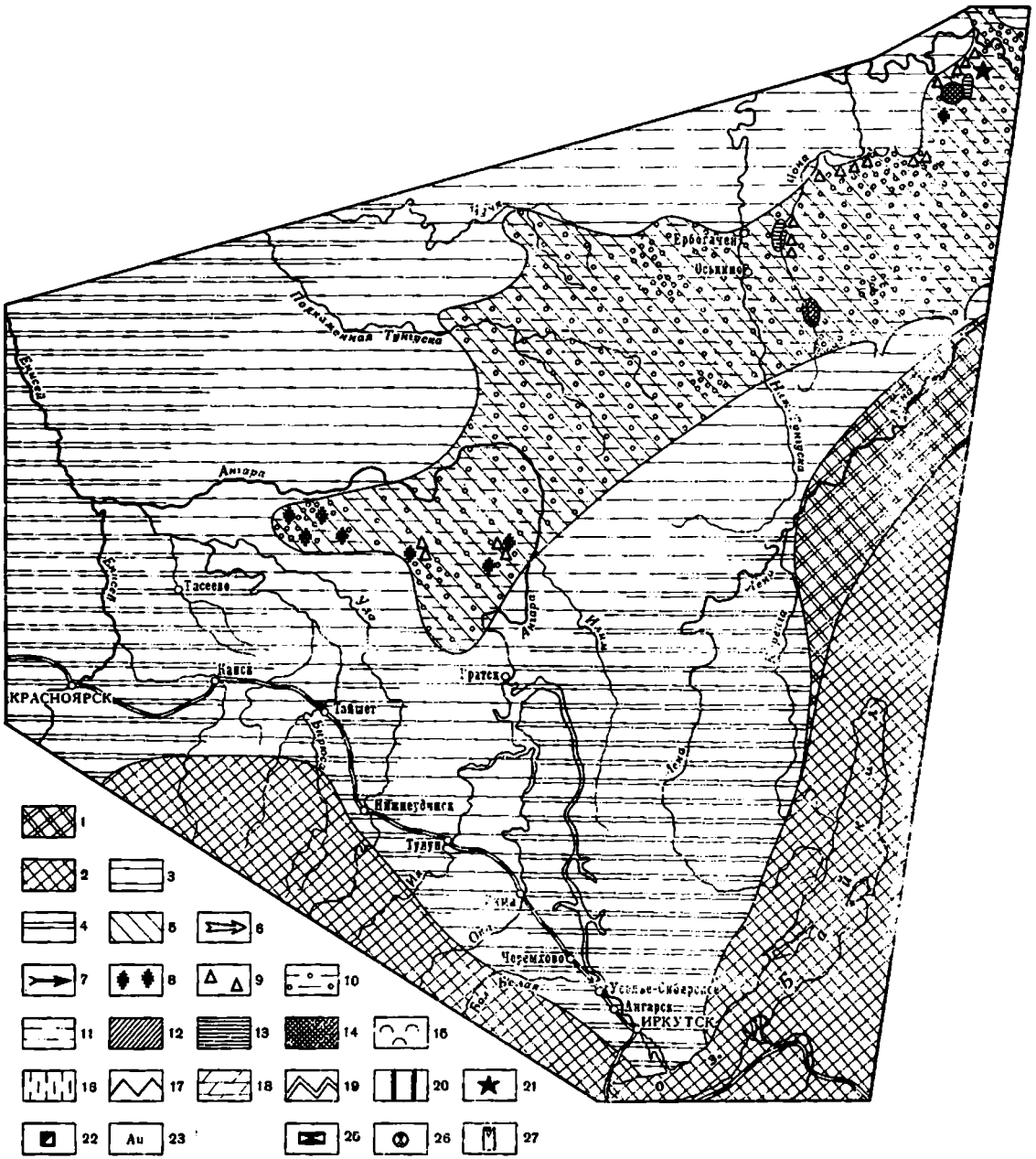
мя начали проявляться первые тектонические движения, обусловившие новый большой цикл осадконакопления.

Палеогеографические условия второй половины раннего лейаса (время накопления укугутской свиты) отличались интенсивным размывом поверхности, последовавшим за накоплением ирелляхской толщи, что привело к размыву как этих осадков, так и подстилающих палеозойских пород.

Формирование эрозионного рельефа протекало в два этапа. Сначала бурными потоками были созданы долины, на днищах которых отлагались галечники, а в местах наиболее интенсивного размыва — даже валунники. Затем глубоко врезанные долины постепенно нивелировались и весь рельеф в целом был покрыт отложениями песчаниковой подсвиты укугутской свиты. Аллювием были также перекрыты и те участки, которые первоначально служили водоразделами. Формирование рельефа было обусловлено общим уклоном местности в северо-восточном направлении, но на конфигурацию основных форм рельефа оказывали влияние и местные условия. На палеогеографической схеме (фиг. 77) останец, сложенный нижнепалеозойскими породами, выделен в районе современного положения р. Эрге-Юрях. По-видимому, этот останец фиксирует блок, испытавший в то время поднятие.

С другой стороны, как это типично для платформенных условий, в формировании долин и областей площадного накопления аллювия большую роль играла устойчивость различных пород при эрозионных и денудационных процессах. Поэтому рельеф эрозионно-денудационных поверхностей, сложенных карбонатными нижнепалеозойскими породами, значительно отличался от рельефа, сформированного в областях широкого развития угленосных и кластических верхнепалеозойских осадков и траппов. В областях современных верховьев рек Алакит, Маркока, Даалдын находился район, сложенный в начале формирования укугутской толщи кластическими породами позднепалеозойского возраста. Основная масса обломочного материала поступала отсюда. Юго-восточнее существовала зона, где формировние рельефа было обусловлено различной степенью устойчивости траппов и вмещающих пород. Здесь можно выделить участки, где располагались первоначально верховья рек и размывались кластические и угленосные верхнепалеозойские породы. Юрские осадки последующими размывами уже в кайнозое были почти уничтожены, однако кое-где встречаются остатки древних юрских делювиальных свалов. При изучении палинологических проб песка с крупными валунами траппов из района р. Джекинды (среднее течение р. Чоны) мы выяснили, что в породе присутствует юрский палинологический комплекс. Наряду с ним в отдельных пробах из песка, цементирующего эти валуны диабазов, были выделены крупные кусочки угля, содержащие верхнепалеозойские споры. По-видимому, здесь располагались зоны верховьев речных долин, где уже проявилась незначительная аккумуляция аллювиального обломочного материала и преобладало накопление делювия. Такие же наблюдения были сделаны при анализах состава органического материала проб и из других пунктов в бассейне верхнего течения р. Вилюй и по притокам р. Нижней Тунгуски: Апке, Пульваногне, Тетее. По-видимому, в районе массового развития трапповых тел было расположено относительно высоко поднятое плато. Вдоль него протянулась обширная полоса накопления аллювия, служившая местным базисом эрозии для речных долин, которые закладывались в траппах. Расчленение плато развивалось в несколько этапов. Наблюдения за изменением гранулометрического состава осадков и анализ материалов дают возможность проследить постепенное врезание юрских долин в траппы — от уступа траппового плато к северу, по направлению к областям размыва в верховьях рек.

Уступ траппового плато прослеживается накоплением грубообломочных конгломератов в примыкающей к нему зоне в самых нижних слоях



Фиг. 77. Карта палеогеографии раннего лейаса.

Условные обозначения к фигурам 77, 78, 80—83: *1*— области сноса с повышением более 1000 *м*; *2*— области сноса с повышением менее 1000 *м*; *3*— денудационные равнины, на которых преобладает снос; *4* — денудационные равнины, сложенные преимущественно осадочными породами; *5*— аккумуляционные бассейны; *6*— основное направление сноса; *7*— второстепенное направление сноса; *8*— смешанные и несмешанные коры выветривания; *9*— делювиально-элювиальные отложения; *10*— русловые отложения с высокой динамикой среды; *11*— прируслoвые отложения с низкой динамикой среды; *12*— пойменные фации; *13*— озерные фации; *14*— болотные фации и угли; *15*— система речных долин, врезанных в траппы на первом этапе трансгрессии моря; *16*— широко разработанные речные долины в зоне развития осадочных пород на первом этапе трансгрессии; *17*— зона лагун на завершающем этапе трансгрессии; *18* — морское мелководье в зоне интенсивных течений на первом этапе трансгрессии; *19*— глубокая часть морского залива вне зоны интенсивных течений; *20*— площади возможной угленосности; *21*— алмазы; *22*— спутники алмазов; *23*— золото; *25* — глиноземистое сырье; *26*— формовочное и стекольное сырье; *27*— ильменит

разреза укугутской свиты. Несколько дальше от уступа, по наблюдениям И. И. Тазихина (1959б), размеры валунов в конгломерате становятся меньше. По-видимому, в процессе формирования конгломератовой толщи граница уступа эрозионной деятельностью рек была несколько передвинута в глубь «плато», а интрузии были глубоко эродированы и погребены под осадками. Об этом свидетельствует характер контактов юрских осадков с траппами в верхнем и среднем течении р. Чоны.

Грубообломочный материал выносился потоками с поверхности «плато». Первоначально размывались грубообломочные пермские осадки, ныне уже уничтоженные эрозией, но послужившие источником экзотической гальки в осадках укугутской и отчасти чайкинской свит. Ожелезненные стволы лепидофитов плохой сохранности, обнаруженные в юрских конгломератах в верхнем течении р. Чоны, видимо, также переотложены из верхнепалеозойских осадков.

Позднее врезание в нижних течениях долин вывело на дневную поверхность нижнепалеозойские карбонатные породы. В этой области почти не встречаются реликты водораздельных участков, а дальше в глубь «плато» местами отмечается прилегание юрских осадков к траповым телам, слагавшим склоны нижнелейасовых долин. Что касается направления древних долин, то в западной части склонов «плато» (в месте настоящего положения водоразделов рек Чоны и Большой Ботуобии) намечается ориентировка с севера на юг, т. е. из центральной части плато к подножию. Это направление на геологической карте контролируется ориентацией отдельных уцелевших от размыва участков траповых тел, к которым прислонены укугутские осадки в этом районе. Юрские осадки на северной границе распространены в виде полос, вытянутых меридионально.

Переотложенные верхнепалеозойские споры и пыльца в разрезах юрских отложений по рекам Чоне и Большой Ботуобии подчеркивают перенос продуктов размыва верхнепалеозойских пород с севера на юг, там, где юрские отложения залегают на траппах и туфах или примыкают к ним, и на северо-восток — в юрской депрессии, где юрские породы залегают на нижнепалеозойских.

Данные литологических исследований указывают на общее северо-восточное направление сноса на основной площади распространения укугутских и чайкинских отложений. Таким образом, долины меридиональной ориентировки, по-видимому, были выработаны притоками основных артерий.

В районе верхнего течения р. Большой Ботуобии сохранился слабо эродированный в юрское время выступ траппового «плато». Восточнее этого выступа следов глубокого врезания юрских долин в траппы уже нет. Под юрскими осадками залегают или траппы или верхнепалеозойские породы. Нижнепалеозойские отложения в юрское время здесь не были вскрыты. Юрские осадки на траппах по характеру переотложенного органического материала напоминают зону верховьев рек, так как содержат огромное количество обломков верхнепалеозойских углей и переотложенных спор.

Вторая зона интенсивного расчленения траппового плато долинами нижнелейасовых рек расположена еще северо-восточнее, в районе современного водораздела рек Харыалаха и Ыгыатты. Ю. И. Хабардин и Г. Х. Файнштейн выделили здесь погребенную юрскую долину, глубоко врезанную в траппы и ориентированную с северо-запада на юго-восток.

Таким образом, выделяется участок, служивший частным водоразделом между двумя сериями притоков, выносивших материал в обширную депрессию, имевшую уклон на северо-восток.

Обращает на себя внимание своеобразное расположение участков, на которых сохранились от «предукугутского» размыва осадки иреляхской

толщи. Территория, где сохранился наиболее полный разрез осадков этой толщи, примыкает к уступу траппового плато как раз в участке этого водораздела.

Совершенно своеобразен район современного расположения р. Эрге-Юрях. Здесь нет ни осадков иреляхской толщи, полный разрез которых представлен всего в 20 *км* западнее, ни пород укугутской свиты, широко распространенных и западнее, и восточнее. На поверхности мергелей усть-кутской свиты залегают непосредственно морские осадки плинсбаха. Этот блок имел, по-видимому, устойчивую тенденцию к поднятию в продолжении всего раннего лейаса.

Западнее, в районе р. Ирелях, расположен относительно опущенный участок, на котором сохранились осадки ирелякской толщи и реликты эрозионно-карстового рельефа, характерного для предыдущего развития поверхности.

Таким образом, выступ траппового «плато» и относительно воздымавшийся блок в районе р. Эрге-Юрях препятствовали развитию эрозионных процессов в области современного среднего течения р. Ирелях. В обширной эрозионной депрессии (области накопления укугутского аллювия на нижнепалеозойских карбонатных породах) также кое-где сохранились осадки ирелякской свиты и кора выветривания. Они примыкают с востока или северо-востока к трапповым дайкам или располагаются на северо-восточных крыльях антиклинальных структур. По-видимому, эти участки также можно считать эрозионными останцами.

Вынос верхнепалеозойского материала с запада в область накопления укугутского и чайкинского аллювия на нижнепалеозойских породах подтверждается распределением переотложенных верхнепалеозойских микроспор. Максимум переотложенных спор обнаружен в обнажениях, приуроченных к древней субмеридиональной долине.

Роль траппов, слагавших положительные формы рельефа, при формировании раннелейасовой аллювиальной равнины проявляется как в Тунгусско-Чонской депрессии, так и в Приангарье. Максимальное накопление грубообломочного материала в пределах аллювиальной равнины происходило в тех участках древних долин, где юрские потоки, разрезая трапповые интрузии, вступали в область накопления аллювия на легко размывающихся карбонатных породах нижнего палеозоя. Точно так же здесь распределение переотложенных верхнепалеозойских спор и пыльцы зависит от последовательности врезания юрских долин. Содержание переотложенного материала выше у границ депрессий.

На палеогеографической карте раннего лейаса (см. фиг. 77) в центральной и в северо-восточной частях Саяно-Вилюйского прогиба изображена аллювиальная равнина, слагавшаяся в основном аллювием рек с высокой транспортирующей энергией. Только отдельные воздымавшиеся блоки и некоторые трапповые массивы в Тунгусско-Чонской депрессии представляли собой водораздельные пространства, не покрывавшиеся осадками.

Состав конгломератов нижнего лейаса на северо-востоке прогиба (укугутская свита, еремпнская пачка чайкинской свиты) чрезвычайно характерен и однообразен на огромной площади.

Состав гальки конгломератов нижнего лейаса пока еще не получил вполне однозначного объяснения. Экзотическими по составу в конгломератах укугутской и чайкинской свит обычно считаются гальки кварца, кварцитов, кислых эффузивов (порфиров), кремней, роговиков и яшм. В меньших количествах в них распространены экзотические для района гальки гранитов, гранитоидов, гнейсов и метаморфических сланцев. Появление кремней, вероятно, следует связывать с размывом карбонатных кембрийских пород, содержавших кремнистые желваки. Объяснение этому явлению можно найти и в широком развитии окремнения в зоне гиперге-

пеза при доюрском корообразовании. Ороговикование известно на контакте траппов и осадочных пород. Таким образом, можно считать кремни и роговики не экзотическими породами. Однако от галек местных неизмененных осадочных пород в конгломератах роговиковые гальки отличаются лучшей окатанностью. Кремни же встречаются как окатанные, так и почти неокатанные (кежемская впадина, отдельные линзы в бассейне р. Большой Еремы).

Что касается галек жильного кварца, то вынос этих пород можно связывать с размывом Байкало-Патомского нагорья. Однако не все гальки кварца, тем более идеально окатанные, были вынесены непосредственно из Байкало-Патома юрскими реками. В обломочном материале очень мало гранитов, гнейсов, метаморфических сланцев, слагающих Байкало-Патомское нагорье, а жильный кварц, который в нагорье составляет незначительную часть объема пород, встречается в изобилии. Еще более отчетливо проявляется изобилие галек и валунов кварцита.

Вопрос о генезисе кварц-кварцитовых галечников и конгломератов, широко распространенных в раннелейасовых и среднелейасовых континентальных осадках центральной и северо-восточной части прогиба, пока еще не может быть решен однозначно.

Степень окатанности кварцевых и кварцитовых галек примерно одинаково высока в центральной части Саяно-Вилюйского прогиба, на его северо-восточной окраине и в пределах Вилюйской синеклизы. Размеры их колеблются в широких пределах; кварц и кварциты слагают гальку в 0,5—1 *см* в диаметре и валуны до 20—30 *см*, но чаще преобладают гальки диаметром в несколько сантиметров. Форма удлиненно-эллипсоидальная, уплощенная. Изучение соотношения количества этих галек и галек местных пород в общем показывает, что наиболее велико содержание кварцевой и кварцитовой гальки высокой степени окатанности в зоне, охватывающей современные бассейны Нижней Тунгуски, Большой Еремы, Тетеи, среднее течение рек Чоны, Большой Ботуобии и Ыгыатты. В Приангарье кварцевые и кварцитовые гальки составляют значительную часть кластического материала только в отдельных слоях конгломератов, чередующихся со слоями, состоящими из плохо окатанных обломков кремней. Нам представляется, что накопление этих характерных галечников на ранних этапах седиментации (не вполне одновременно на всей территории центральной части прогиба) в значительной степени связано с переотложением в юрские осадки наиболее устойчивых материалов из осадочных толщ, существовавших ранее на этой территории. Закономерным является увеличение размеров гальки в конгломератах и мощности конгломератов у границ области седиментации, вдоль плато, сложенного в основном траппами. Точно так же и вблизи подножия горного обрамления Байкало-Патомской горной страны в области седиментации появляются грубообломочные конгломераты. Однако и в осевой части прогиба можно выделить такие же зоны (устье р. Пульваногны — притока р. Тетеи, верховье р. Тэтэрэ, р. Малая Тилисьма в Приангарье). По-видимому, большую роль в распределении этих зон играли местные перегибы продольных профилей рек при пересечении ими различных по степени погружения блоков или трапповых тел.

Меньшую роль в составе конгломератов раннего лейаса играют гальки и валуны гранитов и гранитоидов различного состава. Их связывают обычно с размывом пород Байкало-Патомского нагорья. Однако появление крупных глыб гранита в предположительно юрских конгломератах в верховьях р. Апки (бассейн Нижней Тунгуски), т. е. у противоположной границы области накопления, не находит пока уверенного объяснения.

Растительность времени отложения укугутской свиты характеризовалась преобладанием хвойных лесов с беннеттитами и гинкговыми на водоразделах и в хорошо дренированных долинах укугутского времени.

За исключением Вилюйской впадины и примыкающей к ней с юго-запада области распространения отложений чайкинской свиты, на остальной территории Саяно-Вилюйского прогиба накопления отложений в раннем лейасе не было. Во всяком случае, достоверные находки пород этого возраста неизвестны. Приангарье, Иркутский и Канский бассейны и Рыбинская впадина являлись в эту эпоху областью денудации.

Во второй половине лейаса (плинсбах — тоар и время накопления переяславской и черемховской свит) палеогеография зоны морской трансгрессии на северо-востоке Саяно-Вилюйского прогиба определялась в основном распространением морских вод в пределах прогиба. Были сделаны следующие выводы о характере и последовательности трансгрессивных и регрессивных этапов развития морского бассейна на юго-западе Вилюйской синеклизы и в прилегающей части Саяно-Вилюйского прогиба (Одинцова, Смирнова, 1960; Смирнова, Одинцова, 1961; Смирнова, 1962):

1. Граница морского плинсбахского бассейна проходила несколько восточнее разреза морской толщи, вскрывающейся р. Ыгыаттой. Состав нижнеплинсбахских морских осадков, вскрытых скважинами на р. Эрге-Юрях и в нижнем течении р. Кемпендяй, свидетельствуют о том, что здесь располагалась прибрежная зона плинсбахского моря. Трансгрессия среднелейасового моря, начавшаяся в раннем плинсбахе, на первом этапе своего продвижения на сушу занимала на северной окраине Вилюйской впадины значительно меньшую площадь, чем в позднем плинсбахе, но довольно далеко проникала на запад, вплоть до линии водораздела Большой и Малой Ботуобий. На юге граница раннеплинсбахского моря проходила где-то на широте Нюкчуку.

2. Позднеплинсбахское море широко распространялось на севере, занимая обширную область восточного склона Анабарского массива, где в настоящее время располагаются верховья р. Моторчуны. Воды тоарского моря, во-видимому, не доходили. Однако тоарское море глубже проникало на юго-запад. Оно распространялось до района, занятого средним течением рек Маркок и Мархары, о чем свидетельствуют находки тоарских фораминифер в осадках, залегающих непосредственно на верхнепалеозойских породах. Южнее тоарское море достигало горы Мархап на р. Чоне и Чоно-Тунгусского водораздела.

3. Регрессия морского залива началась в конце тоарского времени и проявилась более отчетливо на северо-западе Вилюйской синеклизы. Появление в верхней части Мархинского и Ыгыаттского разрезов тоарских осадков фаций морского побережья отразилось и на составе фауны за счет более широкого распространения таких моллюсков, как *Arctotis,* изредка встречающихся в подстилающих слоях тоарского яруса.

В разрезе по р. Вилюй свидетелями изменения палеогеографических условий являются пестроцветные глины и аллювиального типа галечники, перекрывающие тоарские глины и мергели в Суптарской излучине. Находки ярозита в самых верхних тоарских слоях на Вилюе могут подтвердить наличие перерыва между отложением тоарских слоев и галечниками вышележащей континентальной толщи.

Морские осадки плинсбаха залегают на поверхности тех приподнятых участков рельефа в северо-восточной части прогиба, которые служили водоразделами в раннем лейасе. Иногда они также выпадают из разреза, и на доюрские породы налегают осадки тоара (на траппы в верховьях р. Чуонапыр в бассейне Большой Ботуобии и в нижнем течении Ыгыатты).

Рассмотренные палеогеографические схемы хорошо иллюстрируют высказанное В. В. Белоусовым (1954) положение о возможности сохранения древних эрозионных неровностей там, где над ними отлагаются толщи континентального происхождения. Наступление моря сгладило эти неровности доюрского рельефа на северо-востоке района, однако наличие эрозионного рельефа сказывается на мощностях осадков среднего лейаса,

и только отложения тоарского яруса залегают на выровненной поверхности.

Составленная нами палеогеографическая карта отражает два этапа развития морского залива на северо-востоке Саяно-Вилюйского прогиба (фиг. 78).

На первом этапе сформировавшийся в плинсбахе залив мелководного эпиконтинентального моря распространился до современного водораздела Чоны и Большой Ботуобии. С запада к нему примыкала аллювиальная равнина. Состав осадков морского залива свидетельствует о большом выносе реками терригенного материала и наличии в заливе интенсивных течений. Развитие бассейна происходило постепенно, и значительная часть осадков отлагалась вблизи берегов.

Второй этап развития морского бассейна соответствует времени максимальной трансгрессии и представлен осадками более глубоководного залива (глинами и алевритами) и фациями опресненных лагун и лагун с повышенной минерализацией. Лагуны заняли часть территории аллювиальной равнины в районе современного среднего течения р. Чоны и Чоно-Тунгусского междуречья.

Седиментационная область в это время достигла максимальных размеров. Вся территория Саяно-Вилюйского прогиба представляла собой аллювиальную равнину. Однако характер речных долин был различным в центральной части прогиба и в зонах, примыкавших к предгорным прогибам (Иркутский, Канско-Тасеевский и Рыбинский угленосные бассейны, Мурская впадина). На последнем этапе средне-позднелейасового времени в прогибах были широко развиты болота и преобладали реки с замедленным течением, формировавшие огромные, периодически затопляемые и заболоченные поймы.

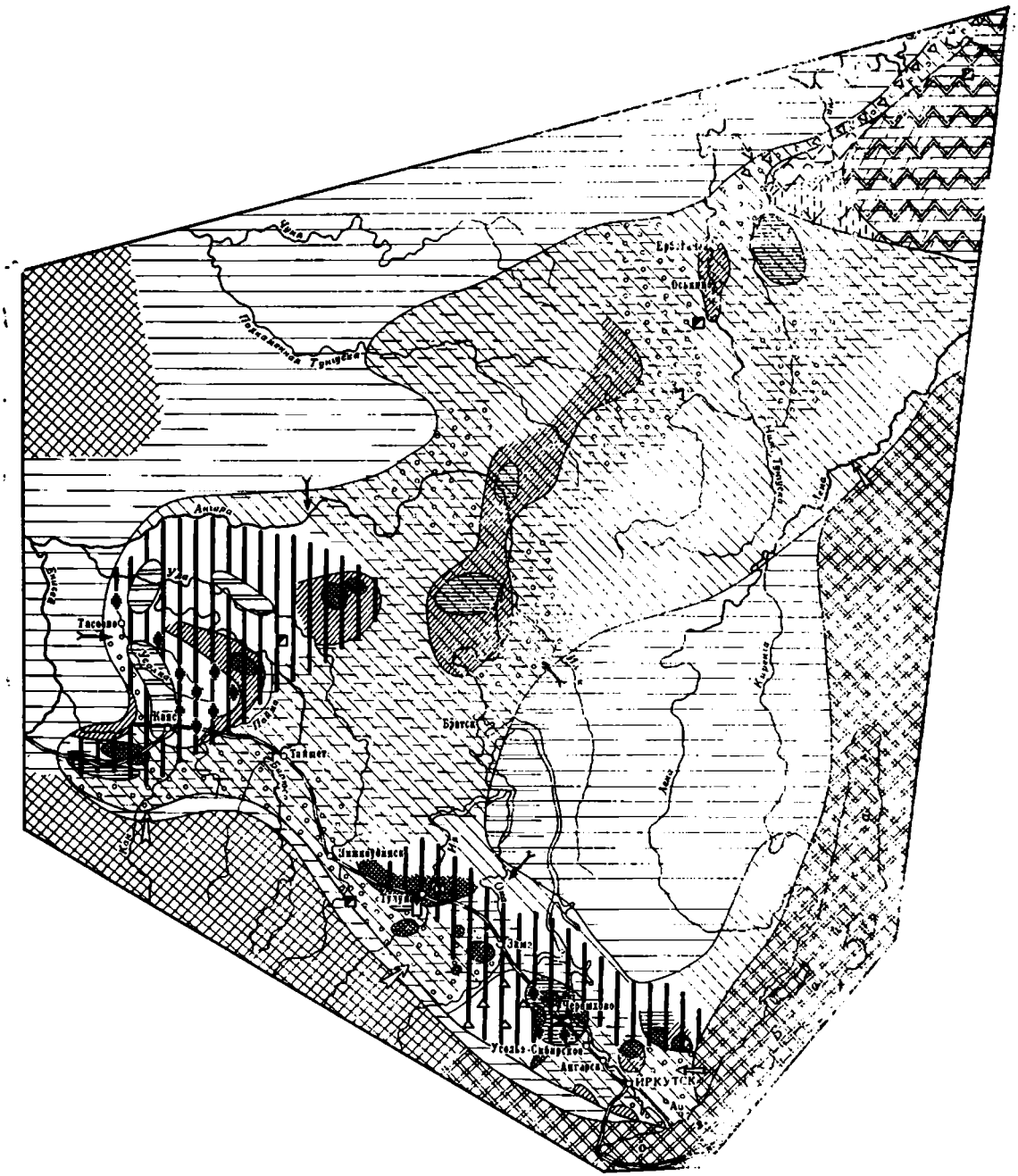
В центральной части прогиба аллювиальная равнина имела иной характер. Эрозионные долины рек заполнялись осадками прирусловых отмелей и стрежневой части русел. Формировались характерные для лейаса этой территории пески и галечники (однотипные по составу с описанными выше раннелейасовыми). Поймы занимали меньшие территории и слагались также преимущественно песчаным материалом. Положительные формы рельефа в основном представляли собой отпрепарированные траповые интрузии. Затем вблизи оси прогиба начали развиваться озерные бассейны, течение рек несколько замедлилось и появились довольно обширные поймы. Однако заболачивание для этой территории не было характерно в отличие от зоны предгорных прогибов.

Растительность этого времени в зоне морского побережья характеризуется богатством гинкговых и папоротников из семейств осмундовых, циатеевых, диксониевых и дитеридиевых. Водоразделы и хорошо дренированная зона аллювиальной равнины были заняты хвойными лесами с участками беннеттитов и гинкговых. Состав хвойных лесов (в основном из предковых форм семейства сосновых) несколько изменился по сравнению с раннелейасовым за счет уменьшения роли древних хвойных и исчезновения некоторых беннеттитов.

В Канско-Тасеевской и Рыбинской впадинах в болотных зарослях увеличивается роль папоротников, хвощей, плаунов и селягинелл, среди которых появляются характерные виды, а также увеличивается количество гинкговых.

В Иркутском бассейне, помимо водораздельных хвойных лесов, можно выделить заросли с преобладанием гинкговых и осмундовых на склонах и пойменные леса гинкгово-папоротникового состава.

Палеогеографическая обстановка на обширной континентальной равнине большей части территории Саяно-Вилюйского прогиба характеризуется следующими особенностями. На фоне общего погружения происходит дальнейшее интенсивное прогибание основных впадин, заложение которых



Фиг. 78. Палеогеографическая карта среднего и позднего лейаса.

Условные обозначения см. на фиг. 77

началось еще в рэте и нижнем лейасе (см. фиг. 78), Области сноса на юге и юго-востоке представляли собой горные хребты, в различной степени расчлененные.

В среднем лейасе наиболее активно воздымающимися участками были районы Прибайкалья, юго-восточных и северо-западных Саян и район Енисейского кряжа на северо-западе территории. На севере к аккумуляционному бассейну примыкала приподнятая, слабохолмистая денудационная равнина, сложенная эффузивным и эффузивно-осадочным комплексами, поставлявшая обломочный материал в бассейны юрской седиментации. Внутри аккумуляционного бассейна к началу лейаса оконтуривалось несколько небольших поднятий, сложенных осадочными и эффузивными породами.

В пределах Иркутского бассейна отмечаются три наиболее ярко выраженные в рельефе поднятия. Кудинское поднятие, расположенное на севере Кудинской депрессии, представляющее собой ряд линейных складок северо-восточного простирания, образовавшихся в послекембрийское время. В центральной части бассейна располагалось Черемховско-Бельское поднятие — стабильный участок суши, сложенный карбонатными породами. Анализ мощностей кембрийских отложений позволяет сделать вывод о существовании этого поднятия еще в докембрии. В районе г. Тулуна располагались довольно мощные интрузивные траповые тела, образовавшие в рельефе гряду, вытянутую в меридиональном направлении.

В пределах Рыбинской впадины выделялось только одно поднятие — Уярское, сложенное девонскими породами. Оно имеет простирание, близкое к меридиональному, и разделяет Рыбинскую впадину на два бассейна: Переяславский и Бородинский. На западе Канско-Тасеевской депрессии оконтуривается несколько куполообразных поднятий, сложенных кембрийскими карбонатными породами. Наиболее значительны из них два — Троицко-Заводское и Канарайско-Дзержинское. На севере Канско-Тасеевская депрессия отделяется от Мурской узкой грядой северо-западного простирания, сложенной траппами и пирокластическими породами.

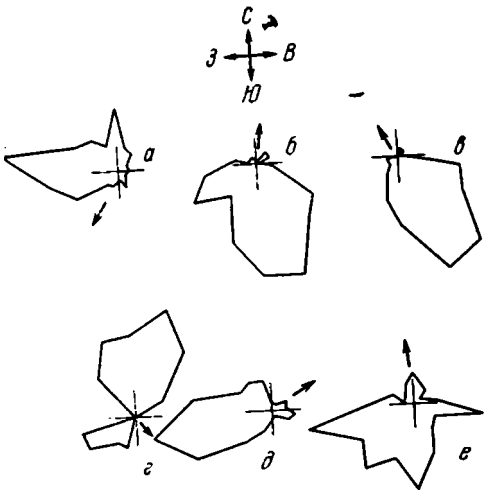
Характерной особенностью всех этих положительных форм раннеюрского рельефа является то, что ко времени начала общей седиментации на аккумуляционной равнине они поставляли во впадины продукты разрушения кор выветривания, с которых местами и начинается разрез юрских отложений.

Время, предшествовавшее образованию отложений черемховской и переяславской свит, характеризуется началом интенсивного прогибания впадин. Одновременно отлагался грубообломочный материал в местах, примыкающих к наиболее расчлененным участкам рельефа горных систем, а также во внутренних межгорных впадинах. В Иркутском бассейне в этот период начинается осадконакопление в наиболее пониженных участках рельефа — на периферии платформы, в непосредственной близости к воздымавшимся горным сооружениям Восточного Саяна и Прибайкалья. Об этом свидетельствуют локальные участки подконгломератовых отложений, расположенных в краевых частях Иркутского угленосного бассейна. Эти отложения, названные байкальскими слоями, являются маломощными и представлены в основном песчано-глинистым мелкозернистым материалом озерного и аллювиального генезиса. Вещественный состав осадков очень однообразен, здесь главная роль принадлежит кварцу и выветрелым полевым шпатам.

Формирование отложений заларинской подсвиты черемховской свиты начинается в существенно новых, отличных от предыдущего этапа тектонических условиях, связанных с интенсивным воздыманием Саяно-Байкальского свода и его энергичным размывом. В результате на территории Иркутского бассейна, в местах его наибольшего прогибания происходило накопление мощных толщ грубообломочных и галечных конгломератов,

представлявших собой фацию предгорного руслового аллювия. Интенсивность воздымания Саяно-Байкальского обрамления была не везде одинаковой, в связи с чем и степень расчлененности его рельефа, и энергия размыва были разными.

Раньше других началось воздымание области Прибайкалья, откуда горные реки и потоки выносили крупновалунный и галечный материал. Энергия потоков и скорость накопления осадков была очень высокой, а грубообломочный материал транспортировался на значительное расстояние. Несколько позже начались движения в области Восточного Саяна.



Фиг. 79. Розы-диаграммы ориентировки галек юрских конгломератов

В наиболее прогнутых участках бассейна на северо-западе и юго-востоке накапливались грубообломочные отложения горного аллювия. Одновременно с образованием осадков горного аллювия и делювия, который составляет 80% обломочного материала заларинской подсвиты, происходило накопление тонкодисперсных отложений в унаследованных отрицательных формах рельефа во внутренних частях бассейна, куда сносились продукты разрушения кор выветривания, образовавшихся на водораздельных пространствах юрского рельефа.

Таким образом, характерной особенностью осадконакопления в начале юрского периода на юге Сибирской платформы является полифациальность, которая проявилась в образовании многочисленных мощных конусов выноса в краевых частях прогиба (Приркутская и Кирейская впадины, район пос. Аршан) и в накоплении продуктов переотложения кор выветривания во внутренних частях бассейна на малоподвижных, стабильных в тектоническом отношении участках (трошковские глины, ильменитоносные и стекольные пески г. Тулуна).

Для однозначного решения вопроса о положении области размыва в период формирования заларинской подсвиты следует обратиться к составу гальки, степени ее окатанности и ориентировке (фиг. 79). Результаты количественного подсчета петрографического состава гальки сведены в табл. 41. Из нее можно заключить, что в составе конгломератов заларинской подсвиты в юго-восточной части Иркутского угленосного бассейна преобладают эффузивы, а все другие разновидности пород им подчинены. Эффузивы представлены главным образом кварцевыми и кварцсодержащими порфирами с крупными выделениями полевого шпата и микрозернистой кварц-полевошпатовой основной массой.

Сравнение галек эффузивов из рассмотренных конгломератов с кварцевыми порфирами района Елохина мыса на Байкале указывает на тождественность эффузивов, что в свое время отмечалось Е. В. Павловским и А. И. Цветковым (1936). Для доказательства несомненного сходства порфиров в табл. 42 приведены их химические анализы, пересчитанные по Ниггли.

Местное происхождение других типов пород не вызывает сомнений. Так, например, среди гранитов довольно часто встречаются аляскитовые разновидности, являющиеся, по мнению Д. С. Коржинского, главной породой в архейской гранитной интрузии южного Прибайкалья (Коржинский,

Таблица 41

Петрографический состав гальки конгломератов заларинской подсвиты в Иркутском угленосном бассейне (содержание, %)

Пункты изучения гальки	Эффузивы	Граниты	Пегматиты	Шелочные породы	Кварц	Гнейсы	Роговики	Осадочные породы	Кремень
Падь Крестовая	32	16	—	—	2	—	—	—	—
Среднее течение р. Большой	52	41	—	—	7	—	—	—	—
Устье р. Черной	63	27	—	—	2	8	—	—	—
Устье пади Широкой . .	85	13	1	—	—	1	—	—	—
Падь Солонянка	54	25	3	—	—	2	11	5	—
Устье р. Дабат	2	55	—	—	27	15	—	1	—
Среднее течение р. Китой	11	12	15	—	16	2	7	31	6
Село Олонки	67	14	—	—	7	—	—	12	—
» Усть-Куда	51	10	—	—	11	5	6	12	5
» Масляногорск . . .	20	20	—	40	5	—	5	10	—
Скв. С-1	17	19	2	11	7	10	12	22	—
Село Усть-Орик, скв. 3	11,4	10,5	1,5	7,5	6,6	13	19	29,9	—
Скв. 464	10	33	2	—	10	4	25	14	—
Село Порог	32,6	—	—	—	12	3	35	12	—
» Корсунгой . . .	4	40	—	—	34	8	12	2	—

1936). С краевыми фациями архейских гранитов районов с. Лиственичного, по-видимому, связаны обломки биотитовых, роговообманковых и роговообманково-биотитовых разновидностей гранитов, а также сиенитов, гранодиоритов и кварцевых диоритов. Галька кристаллических сланцев близка к метаморфическим породам Прибайкалья, а окатанные обломки кварца, по всей вероятности, образовались при дезинтеграции кварцевых и пегматитовых жил.

Со стороны Прибайкалья поступал также материал осадочного происхождения. В верховьях р. Ушаковки (падь Солонянка) нередко наблюдаются окатыши серых и темно-серых плотно сцементированных песчаников, очень сходных с аналогичными гранулометрическими разностями пород ушаковской свиты нижнего кембрия, пользующейся довольно широким распространением к северо-востоку от южной оконечности Иркутского бассейна.

Однако было бы, безусловно, неверным считать Прибайкалье единственным поставщиком обломочного материала для всей территории бассейна и совершенно игнорировать Саянскую горную область.

На фациальной карте (см. фиг. 39) среднелейасового периода седиментации (черемховское время), где отражены начальный и завершающий этапы осадконакопления, отчетливо вырисовывается сравнительно широкий рукав северо-восточного направления, «заполненный» фациальным комплексом предгорного руслового аллювия, который как бы выливается из области современных Саянских гор. Соединение его с основным полем развития грубообломочных пород происходит в районе г. Усолье-Сибирское. Количественный подсчет петрографического состава гальки в этой полосе (см. табл. 41) свидетельствует о поступлении материала из совершенно иной питающей провинции. Южнее, в устье р. Дабат процент эффузивов в составе обломков также крайне незначителен, здесь преобладают граниты, пегматиты, гнейсы и кварц. В составе гнейсов, как правило, доминируют биотитовые, роговообманковые и пироксеновые типы, чрезвычайно распространенные в архейском комплексе пород Восточного Саяна (шарыжалгайская серия).

Таблица 42

Химические анализы кварцевых порфиров района Елохина Мыса и гальки юрских конгломератов из окрестностей с. Лиственничного

Окислы	Кварцевый порфир (Елохин Мыс)		Кварцевый порфир (галька конгломератов)	
	Весовые %	Атомные количества	Весовые %	Атомные количества
SiO_2	73,80	1229	76,96	1281
TiO_2	0,40	5	0,20	3
Al_2O_3	13,91	272	12,51	246
FeO	0,90	12	0,60	8
Fe_2O_3	1,15	16	0,34	4
MnO	0,04	6	Следы	—
CaO	0,38	9	0,16	4
Na_2O	0,64	12	0,14	3
K_2O	4,38	141	3,65	118
P_2O_5	3,41	72	4,79	102
H_2O	0,20	—	0,13	2
Сумма	100,21		100,24	
По Ниггли (в %)	Or — 20,1	Ab — 40,8	Or — 2,0	Ab — 33,0
	An — 2,7	Bi — 5,4	Bi — 0,6	Mt — 0,7
	Mt — 1,3	C — 2,7	C — 1,5	Ru — 0,2
	Ru — 0,3	Q — 26,8	Cf — 0,3	Q — 33,9

Условные обозначения: Or — ортоклаз, An — анортит, Mt — магнетит, Ru — рутил, Ab — альбит, Bi — биотит, C — корунд, Q — кварц, Cf — калиофилит.

В центральной части бассейна в направлении Тагна—Тыреть также протягивается узкая полоса фаций предгорного руслового аллювия. Петрографический состав гальки на этом участке и конфигурация поля распространения предгорного руслового аллювия со всей очевидностью свидетельствуют о поступлении обломков со стороны современных Саян.

На северо-западе бассейна фации предгорного руслового аллювия вытянуты полосой вдоль Присаянья, ограничиваясь с северо-востока условной линией Нижнеудинск — Владимировка.

В районе Окско-Ийского водораздела широко распространены грубообломочные породы предгорного руслового аллювия.

В составе их гальки доминируют «саянские» породы, тогда как у северо-восточного ограничения Иркутской впадины, в районе Ангаро-Окинского междуречья весьма существенную роль в составе обломков начинают играть эффузивы, аналогичные развитым на юго-востоке бассейна. Здесь происходит как бы смешение двух терригенно-петрографических ассоциаций: прибайкальской и саянской.

Если проанализировать количественные соотношения между главными компонентами юрских галек, то среди отложений заларинского горизонта черемховской свиты можно наметить три терригенно-петрографические ассоциации.

Первая — прибайкальская — характеризуется высоким содержанием обломков эффузивных пород, составляющих от 50 до 80% всей грубообломочной массы осадков. На долю интрузивных и метаморфических пород здесь падает от 15 до 40—45%, некоторое, обычно незначительное количество составляют гальки осадочных пород. Основной областью распростра-

нения данной ассоциации является юго-восточная часть Иркутского угленосного бассейна (см. фиг. 61), тяготеющая к Байкальской горной стране, которая и была главным поставщиком обломочного материала для этого района. Замеры ориентировки юрских галек показывают, что транспортировка материала осуществлялась с юга, востока и северо-востока.

Вторая терригенно-петрографическая ассоциация — саянская — отличается преобладанием в составе галечниковых отложений интрузивных и метаморфических пород. Их содержание колеблется в пределах 50—90%. Кроме того, здесь иногда существенный процент составляют обломки осадочных пород (от 2 до 30%). Данная ассоциация, помимо сравнительно небольшого поля развития на юго-востоке, занимает также значительное пространство на северо-западе, почти целиком охватывая эту часть бассейна (см. фиг. 39). В большинстве случаев обломки эффузивов изменены до стадии зеленых сланцев и напоминают породы метаморфизованные экструзии нижнепротерозойского магматического цикла Восточных Саян, описанные М. Л. Лурье и С. В. Обручевым в 1950 г.

Третью терригенно-петрографическую ассоциацию можно назвать смешанной, поскольку в ее составе эффузивы, гранит-пегматитовые и метаморфические породы наблюдаются примерно в равных количествах. Основная область развития этой ассоциации совпадает с районом Ангаро-Окинского водораздела.

Изучение количественных соотношений между основными типами пород, слагающими заларинские конгломераты, позволяет установить две главные питающие провинции: Восточно-Саянскую и Прибайкальскую. Грубообломочный характер осадков заларинского горизонта с несомненностью указывает на высокий энергетический потенциал рельефа областей сноса, представлявших в этот период высокие, сильно расчлененные горы. Средний диаметр юрских окатышей составляет в большинстве случаев 5 *см*. Согласно Хьюлстрему (Hjulstrom, 1935), для транспортировки обломков такой размерности скорость речного потока должна достигать 2—3 *м/сек*, т. е. динамика реки и ее транспортирующая способность должна соответствовать потокам горного типа. Данные по современным горным рекам показывают, что при скорости течения 2—3 *м/сек* уклон продольного профиля долины характеризуется величиной 0,008—0,01, или 8—10 *м* на 1 *км*. Поскольку цифровые значения окатанности свидетельствуют о хорошей обработке обломков и обычно колеблются в пределах 50—60%, можно думать, что часть грубообломочного материала, прежде чем попасть на территорию бассейна, проделала путь не менее 150 *км*. По экспериментальным данным для приобретения идеальной формы обломкам твердых пород достаточно переместиться на расстояние 114 *км* (Krumbein, 1941). Таким образом, зная длину транзита юрских галечников и уклон каналов сноса, нетрудно высчитать и относительное превышение горной области над бассейном седиментации, которое, очевидно, будет составлять 1200—1500 *м*. Однако если говорить об осевых частях горных хребтов, то их превышение было, безусловно, еще большим. Полученные величины нельзя, конечно, считать абсолютно точными, но все же эти цифры позволяют составить приближенное количественное представление о рельефе горного обрамления.

Итак, площадь распространения пород заларинской подсвиты совпадает с последующими зонами прогибания в бассейне и указывает на направление миграции этих зон. Иркутский бассейн в этот период уже не ограничивался сравнительно узкой предгорной полосой, а захватывал почти всю юго-восточную часть предгорного прогиба и значительную территорию на северо-западе. Вместе с тем большая часть центрального бассейна не была погружена и, следовательно, на протяжении всего заларинского времени подвергалась процессам выветривания. Можно полагать, что первоначальные осадочные образования в центральной части бассейна в ре-

зультате гипергенеза были доведены до стадии каолиновых глин. Вместе с продуктами выветривания известняков — кремневым щебнем — глинистые толщи каолинового состава образуют каолинит-халцедоновую минералогическую ассоциацию, покрывавшую центральное поднятие бассейна (см. фиг. 61).

Кроме центрального района бассейна, представлявшего собой стабильную зону в период накопления конгломератов заларинского горизонта, на территории Иркутской депрессии существовали и другие позитивные участки, покрытые осадочными образованиями, в генетическом отношении принадлежащими элювиально-делювиальному комплексу фаций. Таковы выступы в бассейнах рек Куды, Мурина, Ушаковки, Зимы, Ии, на междуречье Китоя и Малой Ирети, в районе с. Каранцай и широкая полоса поднятий на северо-западе, которая протягивалась от станции Худоеланской до р. Оки. Эти приподнятые участки бассейна, еще не включившиеся в осадконакопление, во многом предопределили расположение основных фациальных зон в последующие периоды седиментации.

Формирование верхних горизонтов черемховской свиты совпадает с некоторым ослаблением тектонической активности в обрамляющих их горных сооружениях, а также со снижением их рельефа и с образованием на территории Иркутского угленосного бассейна равнины с медленно текущими реками. Это нашло отражение в фациальном составе подсвиты.

Первое, что бросается в глаза при рассмотрении фациальной карты нижнеюрского осадконакопления, это отсутствие фациального однообразия в завершающий этап черемховской седиментации. В отличие от монофациального заларинского комплекса пород осадочная толща черемховской свиты является гетерофациальным образованием. Здесь очень широко развиты русловые, пойменные и болотные фации. Русловой аллювий этого периода имеет совершенно иной характер. Вместо грубообломочных отложений русловых потоков рек почти повсеместно наблюдаются мелкои среднезернистые осадки, которые с полным основанием можно отнести к фации равнинного руслового аллювия. Исключение составляет лишь самая южная окраина Иркутского бассейна, где вследствие близости горных сооружений продолжали накапливаться конгломератовые толщи.

К концу черемховского времени приподнятые участки бассейна, существовавшие в заларинский этап осадконакопления, были охвачены седиментацией, но по сравнению с другими районами депрессии они продолжали оставаться более стабильными и погружались значительно медленнее окружающих площадей. Унаследованная с заларинского времени относительная тектоническая пассивность выступов юрского фундамента предопределила тяготение пойменных фаций к этим слабо погружавшимся участкам депрессии, которые, по всей вероятности, были все еще выражены в рельефе и играли роль водораздельных пространств, заливавшихся только в периоды крупных наводков. Особенно отчетливо это видно на фациальных блок-диаграммах (см. фиг. 37—39). Как правило, по мере приближения к стабильным зонам доля пойменных осадков в разрезе черемховской свиты резко возрастает, они становятся доминирующими и полностью или почти полностью вытесняют русловой фациальный комплекс (см. фиг. 37, скважины К-18, 197, М-7; фиг. 38, скважины 402, 415, 204, 4-ж, 12-а; фиг. 52, скважины 3-к, 4-к). В центральной части Иркутского бассейна можно выделить участки, в которые русла рек проникали крайне редко и осадки формировались лишь в паводковый период (см. фиг. 38, скважины 402, 204).

Междуречные пространства в заключительный этап нижнеюрской седиментации стали и основными очагами углеобразования, так как темп прогибания здесь был замедленным и вполне мог компенсироваться ро-

стом торфяников, формировавшихся на заболоченных пространствах пойм. С другой стороны, сюда редко проникали русловые потоки, благодаря чему торфообразовательный процесс не прерывался длительное время, а привнос полыми водами мелкозернистого материала способствовал захоронению торфяных пластов и переходу их в ископаемое состояние. В момент нижнеюрского седиментогенеза очертания водораздельных пространств, фиксируемые по осадкам пойменных фаций, как бы расплываются. Именно этим объясняется то обстоятельство, что и в тех районах бассейна, где в начальный период формирования черемховской свиты отсутствовали положительные морфологические элементы рельефа, преобладающими фациями являются пойменные. В ряде случаев это приводит даже к слиянию пойменных отложений, приуроченных к разрозненным поднятиям, в единое поле (северо-западная часть Иркутского бассейна; см. фиг. 33).

Фации руслового аллювия равнинного типа, сильно редуцированные в зонах слабо выраженных движений отрицательного знака, располагаются в местах более интенсивных тектонических опусканий, окаймляя широкими лентами водораздельные и междуречные пространства черемховского времени. Усиленное прогибание способствовало возрастанию размаха миграции рек и наращиванию разреза аллювиальных свит за счет нижних русловых горизонтов. Об этом наглядно свидетельствуют фациальные блок-диаграммы, на которых хорошо видно, как в сторону участков бассейна с низким гипсометрическим положением фундамента происходит почти полное исчезновение осадков пойменного комплекса фаций, а вместо них появляются мощные толщи руслового аллювия.

Если говорить о палеогеографии заключительного этапа раннеюрского осадконакопления, то, за исключением снижения высот горных массивов в областях сноса, она не претерпела существенных изменений. По-прежнему, основной питающей провинцией для юго-восточной части бассейна продолжало оставаться Прибайкалье и Саянское поднятие. В целом основной план речной системы к концу черемховского времени на территории Иркутского угленосного бассейна не изменился.

На юго-востоке депрессии основная масса обломочного материала сгружалась водной субмеридиональной артерией, а осадочные толщи в центральной и северо-западной частях формировались в результате аккумулятивной деятельности ее боковых притоков, пересекавших территорию бассейна с юго-запада на северо-восток.

Растительность заларинского времени отличается господством хвойно-гинкговых лесов с участием беннеттитов. На склонах были развиты заросли гинкговых и папоротников из семейств диксониевых и диптеридиевых, а на поймах в составе растительных ассоциаций было велико участие осмундовых. На плоских водоразделах, где развивались карстовые процессы, в составе растительности увеличивалось значение плаунов и хвощей. В период максимального угленакопления (время отложения верхней подсвиты черемховской свиты) хвойные леса занимали наиболее возвышенные места водоразделов. Количество беннеттитов увеличивалось в верхней части склонов и на низких плоских водоразделах, а гинкговые присутствовали в составе лесов повсеместно и в нижней части склонов и по берегам рек и озер образовывали густые заросли. Состав подлеска из папоротников был обычным для лейаса, но следует отметить, что осмундовые развивались в основном в долинах рек, диксониевые и диптеридиевые, а также *Cheiropleuria* были приурочены к верховьям долин второго порядка. Плауновые образовывали покров по побережью как низинных, так и верховых болот на плоских водоразделах.

На территории Рыбинской впадины и Канско-Тасеевской депрессии прогибание началось несколько позже, чем это наблюдается в Иркутском бассейне. Заложение первичных седиментационных структур происходило

в наиболее подвижных участках, примыкавших к горным системам, в различной степени расчлененным и приподнятым. Для юга Рыбинской впадины это был район пос. Партизанского, где начиналось формирование аллювиальной системы с преимущественным направлением движения потоков с юго-запада на северо-восток до слияния с основной аллювиальной артерией, ориентированной с юго-востока на северо-запад. Такое направление развития речной системы подтверждается распределением обломочного материала и минеральных ассоциаций на этой территории. Грубообломочный материал, составляющий большую часть разреза отложений переяславской свиты на юге Рыбинской впадины, представлен обломками гранитов, гранито-гнейсов, кварцевых порфиров и других пород, в легкой фракции преобладает кварц изверженных и метаморфических пород.

Нет оснований говорить об очень высоких горных хребтах, окаймлявших Рыбинскую впадину с юга, однако расчеты позволяют наметить относительное превышение в рельефе порядка 800—1000 *м*. Прогибание Рыбинской впадины началось с юга, ось прогиба располагалась в близком к меридиональному направлению, а восточный ее край был несколько повернут на север. В этом направлении происходило врезание речной долины. Осадконакопление началось с образования довольно мощных конусов выноса, сложенных галечным материалом. Возможно, что позже произошло поднятие южного борта впадины и отчленение Партизанской мульды от Переяславской.

При движении на северо-восток улучшается сортировка аллювия. На сравнительно небольшом расстоянии существенно меняются количественные соотношения главных минералов в тяжелой и легкой фракциях, что следует связывать с постепенным удалением транспортируемого материала от основного источника сноса, а также с впадением в основную аллювиальную систему боковых притоков с запада, которые принесли с собой переотложенный кварц и каолинизированный полевой шпат. В районе сел Уяра и Переяславки (см. фиг. 78) располагалась небольшая аллювиальная долина с примыкавшей к ней с юга областью развития пойменных и старичных осадков. Для нее, кроме основного южного направления сноса, отмечается снос с запада и с севера. Здесь в основании разреза юрских отложений лежат гравелиты кварц-полевошпатового состава с обломками метаморфических пород. При движении на восток гравелиты постепенно сменяются песчаниками и алевролитами, а уже в районе Переяславки первый и второй ритмы представлены в основном мелкозернистыми песчаниками. С севера, с Уярского поднятия, в эту долину сносился обломочный кварц, кремний и каолинизированные полевые шпаты, которые транспортировались на восток, где попадали в главную аллювиальную систему. На севере Рыбинской впадины развитие аллювиальных долин происходило слабо, снос материала был в основном с севера и с запада. В районе с. Большие Ключи эти небольшие протоки, вероятно, соединялись с крупной аллювиальной системой. Обширная территория, сложенная осадками старично-пойменного генезиса, примыкала с юга к области Енисейского кряжа, который к эпохе юрской седиментации был в значительной степени денудирован (см. фиг. 78). На западе Рыбинской впадины существовал водораздел и непосредственной связи с Западно-Сибирским бассейном осадконакопления, вероятно, не было.

В начале переяславского времени довольно интенсивно прогибалась узкая полоса суши, примыкавшая с востока к области Енисейского кряжа. Грубообломочный материал накапливался в узком прогибе, образуя пласты конгломератов и гравелитов, известных в районе сел Шеломки, Канарая и Тыныса. Мощность конгломератов невелика, характер обломочного материала свидетельствует о сравнительно небольших превышениях, порядка 600—800 *м*, и умеренной расчлененности рельефа области сноса. В переяславское время продолжали оставаться сушей районы Троицко-

Заводского и Канарайско-Дзержинского поднятий, представлявшие собой серию антиклинальных складок, вытянутых в субмеридиональном направлении. Здесь в доюрское время широким распространением пользовались коры выветривания, продукты разрушения которых накапливались в примыкающих пониженных участках доюрской суши. В основании разреза отложений переяславской свиты в районе поселков Тасеево и Абан расположены элювиально-делювиальные осадки, состоящие из обломков каолинизированных пород с галуазит-гидрослюдистым цементом. Эти осадки выполняли мелкие западины доюрского рельефа. Области распространения переотложенных кор выветривания, оконтуренные в пределах Канско-Тасеевской депрессии, представляют собой как бы треугольник с вытянутой вершиной, направленной на восток по преобладающему направлению сноса обломочного материала.

Второстепенное значение имел снос с севера, с траппового массива, расположенного на границе Мурской и Канско-Тасеевской впадин.

На востоке впадины довольно слабо развиты аллювиальные системы, окаймляющие с севера и с юга область распространения переотложенных кор выветривания. Аллювий этих небольших речных потоков мелкозернистый, хорошо окатанный и отсортированный.

Окатанность, сортировка и состав обломочного материала, а также текстурные и структурные признаки в аллювиальных отложениях свидетельствуют о неглубоком эрозионном врезе и, следовательно, о сравнительно слабой динамике потоков. Аллювиальные долины закладывались на нивелированной плоской равнине, медленное прогибание которой началось в верхнем лейасе. В результате образовались широкие мелководные аллювиальные бассейны, часто выходящие из берегов и заливавшие большие пространства. На участке сел Шалаево—Шеломки происходило, вероятно, соединение аллювиальных потоков, двигавшихся из Канско-Тасеевской впадины, с основной аллювиальной системой юрского аккумуляционного бассейна.

В середине переяславского времени продолжалось дальнейшее погружение локальных впадин, в связи с чем расширялись площади распространения аллювиальных систем. Русловыми осадками была покрыта большая часть Рыбинской и Абанской впадин. Несколько позже ослабление тектонической деятельности создало условия для интенсивного заполнения осадками всех имеющихся неровностей рельефа. К концу переяславского времени в пределах Рыбинской впадины был расположен обширный озерный бассейн в районе сел Уяра и Переяславки. Судя по характеру осадков, это было сравнительно неглубокое озеро с пологими незалесенными берегами и прозрачной слабо минерализованной водой.

В пределах Рыбинской и Канско-Тасеевской впадин в среднем и позднем лейасе были широко распространены болотные ассоциации с преобладанием осмундовых, селягинелл и разнообразных хвощей. Роль хвойных и гинкгово-хвойных лесов здесь меньше, чем в центральной части прогиба, а участие беннеттитов в составе лесов несколько выше.

Нам еще очень мало известна палеогеографическая обстановка центральной части Саяно-Вилюйского прогиба, охватывающей территорию Приангарья. В раннем лейасе эта область представляла собой плоскую водораздельную возвышенность, отделявшую Канский и Иркутский бассейны от Вилюйской впадины. Дифференцированные колебательные движения в течение лейаса распространились и на центральную часть Саяно-Вилюйского прогиба, создав систему депрессий, использованных речными потоками для стока от Канского и Иркутского бассейнов к морю Вилюйской впадины.

Таким образом, характерными чертами палеогеографии нижнеюрского времени исследуемой территории является: 1) прогибание наиболее подвижных участков триасовой суши и заложение основных элементов впа-

дин в краевых частях юга Сибирской платформы, 2) дифференциация рельефа областей сноса, приведшая к широкому развитию в начале юры элювиально-делювиальных фаций и конусов выноса, 3) неравномерное развитие рельефа в зоне аккумуляции осадков, обусловившее большое разнообразие ландшафтных зон в начале нижнеюрского осадконакопления, 4) поступательный ход развития аккумуляционного бассейна, обусловивший постепенную смену ландшафтных обстановок на всей территории от мелких замкнутых бассейнов, где отлагались продукты разрушения кор выветривания, до широкого развития речной сети с основным северо-восточным направлением транспортировки обломочного материала в сторону Вилюйского морского бассейна.

СРЕДНЯЯ ЮРА

В течение среднеюрской эпохи произошла существенная перестройка области седиментации. В центральной части Саяно-Вилюйского прогиба интенсивность прогибания начала постепенно уменьшаться, и к концу эпохи аккумуляционный бассейн значительно сократился (фиг. 80).

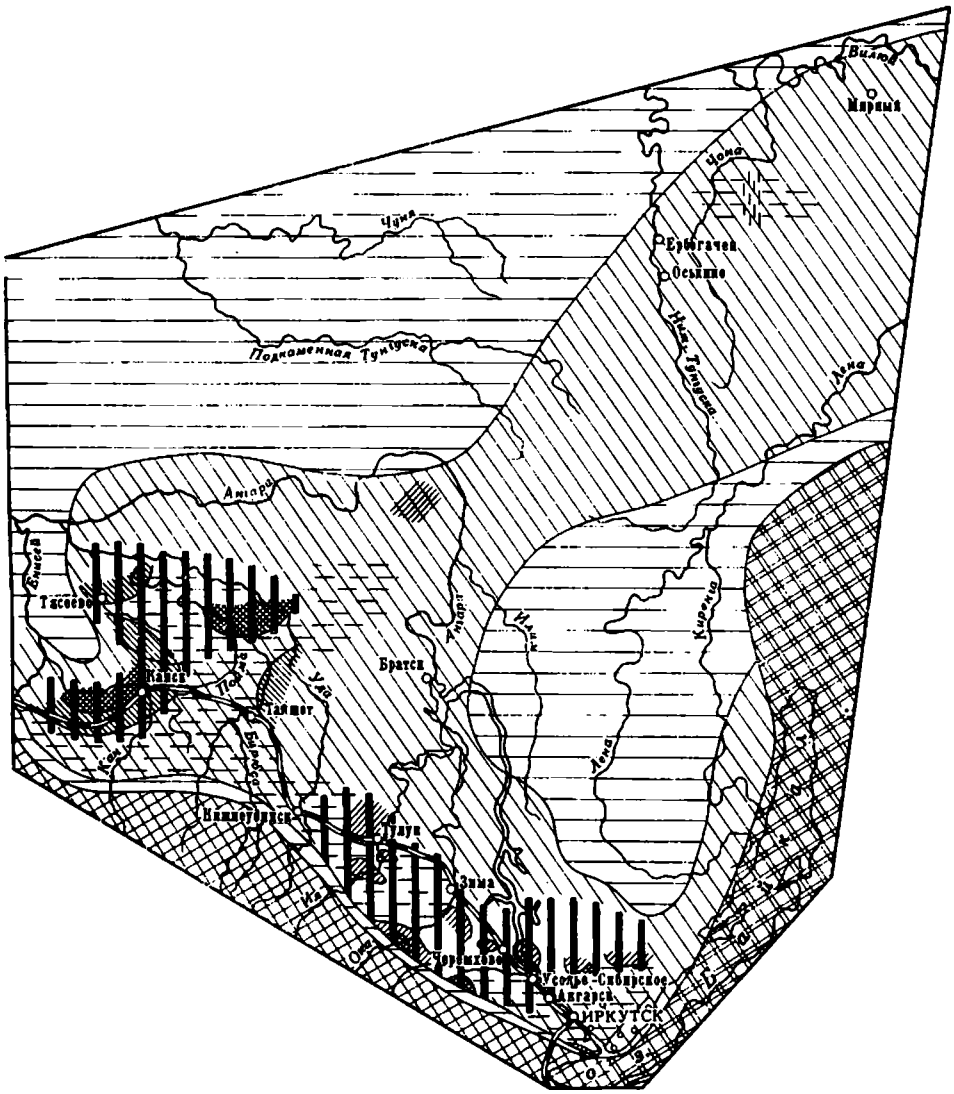
На северо-востоке прогиба палеогеографические условия определялись последовательной регрессией моря. Если в аалене морской бассейн располагался у самых северо-восточных границ прогиба, то байосский залив занимал незначительную площадь на северо-востоке Вилюйской синеклизы, и в бате море отступило уже в пределы Приверхоянья. В аалене северо-восточная часть Саяно-Вилюйского прогиба была сложена дельтовыми осадками песчаного состава. Если принять во внимание мощность этих песчаных отложений, то следует признать, что область питания приносивших их водных артерий была еще довольно обширной. Возрастных аналогов этих отложений на севере прогиба не встречено. Однако на водоразделе рек Большой Еремы и Чоны сохранились пойменные и озерные осадки, которые, по-видимому, были сформированы в той части аллювиальной равнины, где еще не сказалось усиление эрозии, вызванное отступлением моря. Более молодые среднеюрские осадки неизвестны в северной и центральной частях прогиба. О характере рельефа в это время можно судить по песчано-алевритовому составу осадков угленосной якутской свиты, развитой у восточных границ прогиба.

В центральной части Саяно-Вилюйского прогиба (Тунгамская и Мурская впадины) в начале среднеюрской эпохи сохранились условия аллювиальной равнины с преобладанием пойм и напойменных болот. Площадь бассейна здесь сокращалась, поступление кластического материала значительно уменьшилось, углеобразование происходило в отдельных впадинах.

На юго-западе прогиба наблюдалось расширение аккумуляционного бассейна (перекрывались осадками небольшие выступы нижнеюрского рельефа). Область южной оконечности Енисейского кряжа представляла собой приподнятый выступ, окаймленный с юга и с севера среднеюрскими осадками. В этот период времени, вероятно, началось постепенное соединение двух бассейнов аккумуляции — района Западно-Сибирской низменности и области Сибирской платформы.

В пределах аккумуляционной равнины речные потоки разработали широкие долины с большим количеством боковых притоков, которые транспортировали хорошо отсортированный и окатанный обломочный материал.

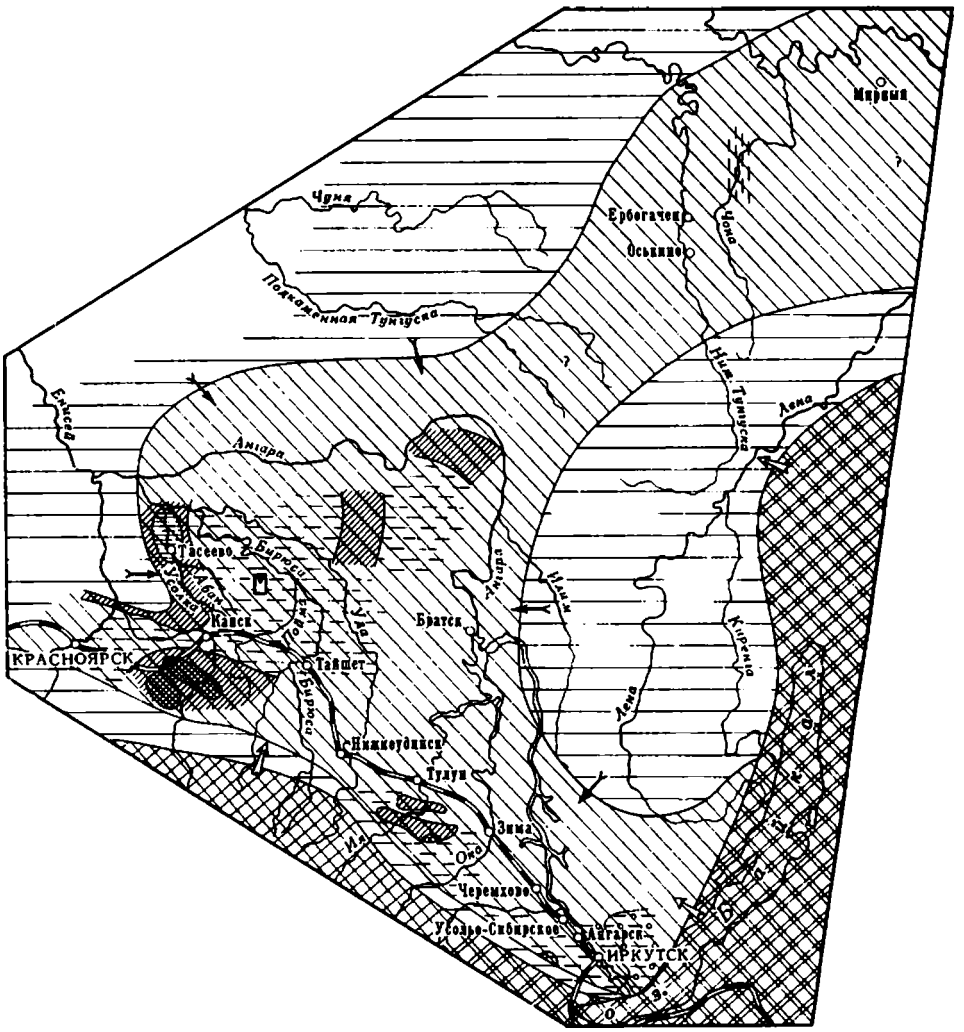
Область сноса в среднеюрское время на севере представляла собой высокую денудационную равнину, а на юге — горную систему, в различной степени расчлененную. На западе область сноса была, вероятно, значительно снивелирована, в связи с чем в аккумуляционный бассейн поступал в основном тонкозернистый материал и продукты переработки кор выветривания. На востоке, в области Прибайкалья, в среднеюрскую эпоху отмечается интенсивное воздымание Саяно-Байкальской горной систе-



Фиг. 80. Карта палеогеографии времени отложения нижнекамалинской подсвиты
Условные обозначения см. на фиг. 77

мы. Наиболее полно среднеюрские отложения представлены в западной и юго-западной частях Саяно-Вилюйского прогиба. Здесь осадки, образовавшиеся в камалинское время, объединяются в один довольно крупный и сложно построенный ритм, окончившийся накоплением мощных пластов угля в пределах Переяславской и Мурской впадин. Строение этого макроритма отражает последовательную смену палеоландшафтов, сформированных мощными речными потоками, переносившими большое количество кластического материала. В течение камалинского времени в пределах Рыбинской и Канско-Тасеевской впадин среди речных систем начинают преобладать потоки с низкой энергией, что привело к образованию обширных заболоченных водоемов, в которых происходило интенсивное торфонакопление (фиг. 81).

Несколько позже, в бородинское время наступило оживление деятельности речных потоков, в результате чего на пойменные отложения



Фиг. 81. Карта палеогеографии времени отложения верхнекамалинской подсвиты
Условные обозначения см. на фиг. 77

выровненных долин с размывом ложились осадки фаций. Речные потоки в бородинское время формировали мощные толщи аллювиальных осадков. К концу бородинского времени фации русел сохранились только в районе поселков Шелаево, Тасеево и Мотыгино. Вся остальная территория представляла собой равнину, временами заполняемую водой. Местами длительное время сохранялись озерные бассейны, которые периодически заболачивались. Так, на востоке Канско-Тасеевской впадины существовал обширный бассейн, к которому приурочено образование мощных, выдержанных по простиранию пластов углей.

На юге Рыбинской впадины в бородинское время речные долины с примыкающими к ним широкими поймами сохранились в районе Переяславки, Бородино и Больших Ключей. К концу средней юры расширялись пойменные фации, развивались торфяники, в Бородинской мульде формировались мощные пласты углей (фиг. 82).

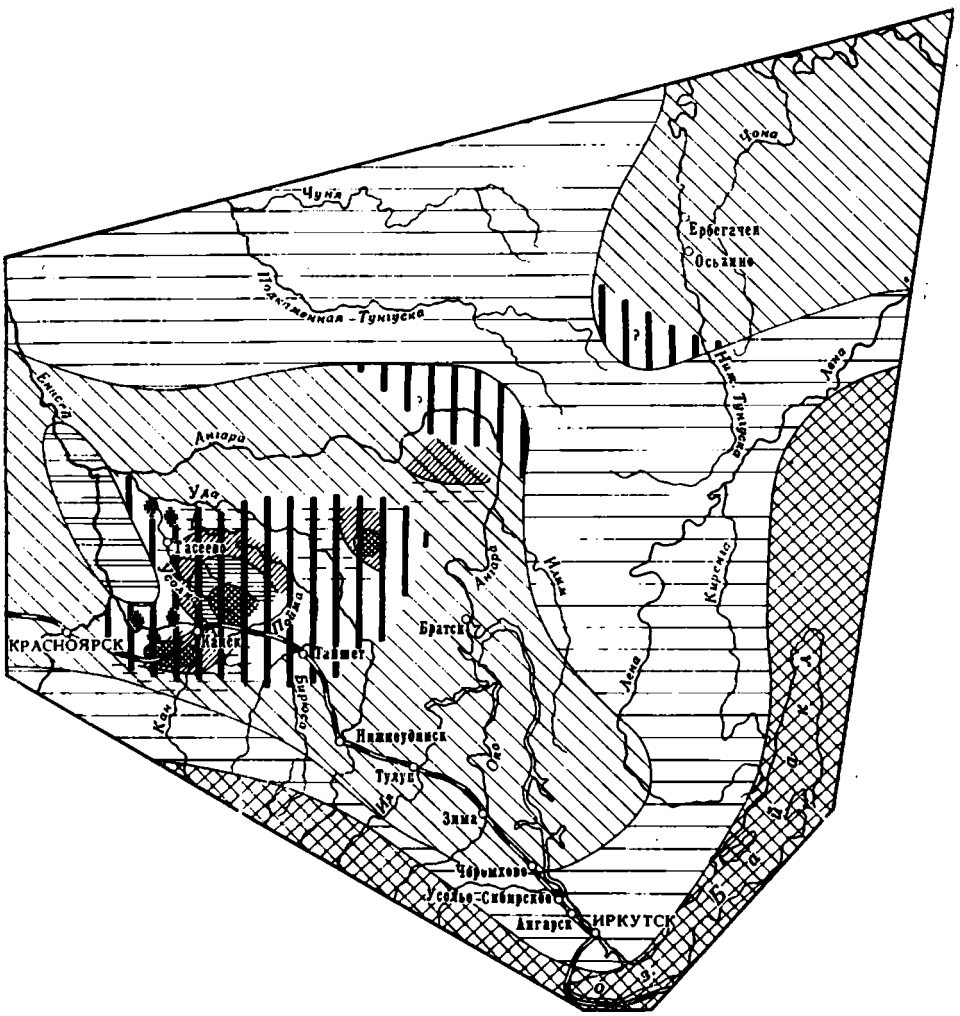
В Иркутском бассейне после эпохи максимального угленакопления начало оживления эрозионной деятельности определялось накоплением

песчаниковой толщи (усть-болейской пачки), перекрывающей промышленную угленосную пачку черемховской свиты.

Для времени накопления усть-болейской пачки характерно широкое развитие речных потоков, перемещавших большое количество хорошо отсортированных песков. Сравнительно кратковременным было существование напойменных озер и образование торфяников.

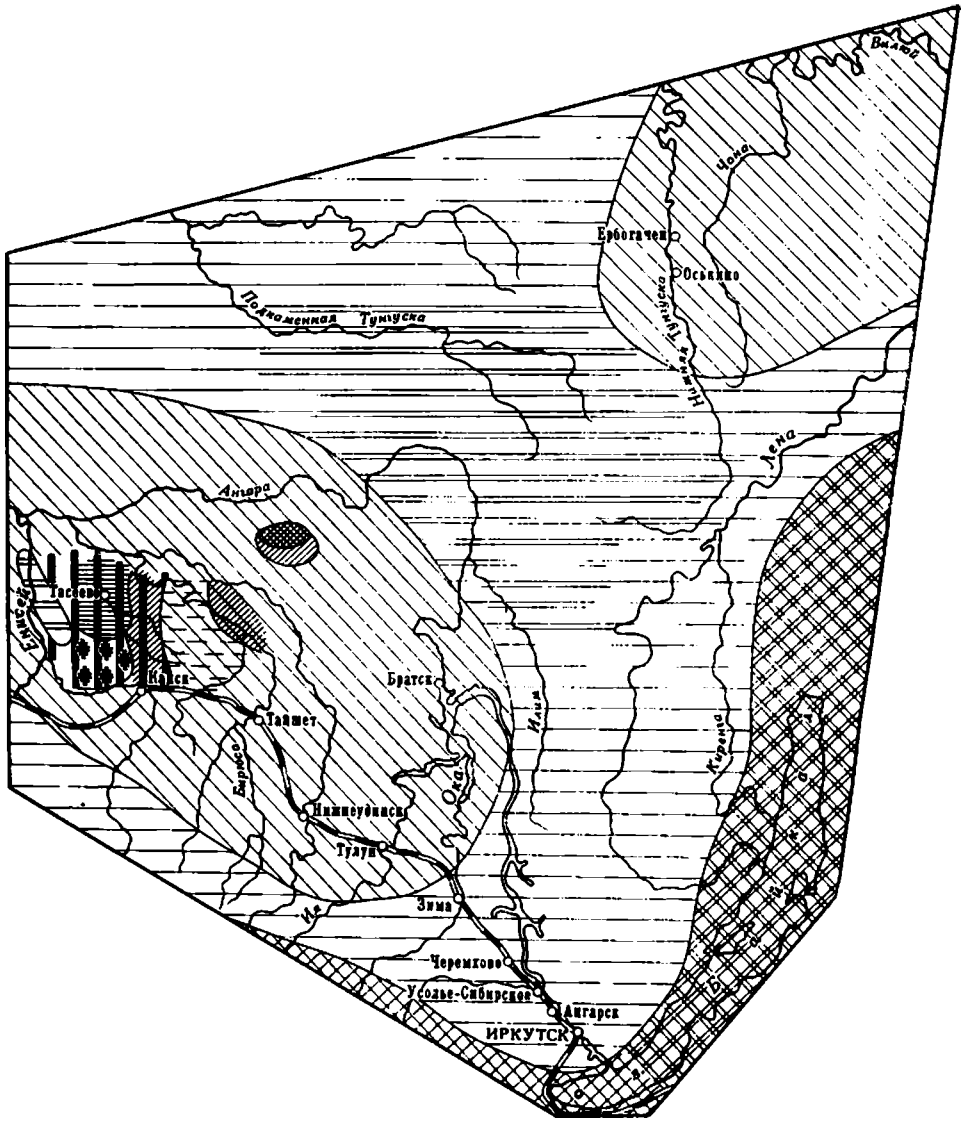
Во время образования присаянской свиты парастает интенсивность эрозионных процессов в области Саян (иданские песчаники перекрываются кудинскими конгломератами). Мощные шлейфы горного аллювия обрамляют Саяно-Байкальскую горную страну, сменяясь в центральной части прогиба стрежневыми фациями. Поймы этих рек были развиты незначительно, а процессы углеобразования постепенно затухали.

Оживление эрозионной активности рек во время отложения усть-балейской пачки можно сопоставить с первыми следами регрессии моря, проявившейся еще в позднем тоаре у северо-восточной границы Саяно-Вилюйского прогиба и в Вилюйской синеклизе (конгломераты в разрезе тоара на р. Тюнг, слои с костями рептилий в бассейне Ыгыатты и в Сун-



Фиг. 82. Карта палеогеографии времени отложения бородинской свиты.

Условные обозначения см. на фиг. 77



Фиг. 83. Карта палеогеографии времени отложений караульнинской свиты.
Условные обозначения см. на фиг. 77

тарской излучине Вилюя, песчанистая пачка в тоаре Юрге-Иреляхского разреза).

Накопление конгломератов присаянской и кудинской свит, вероятнее всего, соответствует времени перестройки рельефа платформы, связанной с удалением базиса эрозии морского бассейна далеко к северо-восточным границам платформы и проявлением трансгрессии в Западной Сибири.

Продолжающиеся поднятия привели в центральной части платформы к образованию на месте Саяно-Вилюйского прогиба двух бассейнов — Присаянского и Вилюйского.

Характерными чертами палеогеографии среднеюрского времени являются: 1) значительная снивелированность областей сноса (горные системы сохраняются только на севере Прибайкалья), 2) заполнение

осадками всех отрицательных форм доюрского рельефа, 3) сокращение бассейна аккумуляции на северо-востоке территории, приведшее к постепенному расчленению в бородинское время (в конце среднеюрской эпохи) Саяно-Вилюйского аккумуляционного бассейна на Присаянский и Вилюйский, 4) изменение общего направления потоков в Присаянской области седиментации с северо-восточного на северо-западное и западное соединение Присаянского бассейна с Западно-Сибирским через небольшие проливы на юго-западе (Рыбинская впадина) и на северо-западе (Канско-Тасеевская впадина).

ПОЗДНЯЯ ЮРА

Верхнеюрские отложения известны только в районе поселков Тасеево, Тыныс, Канарай, Тайна в Канском бассейне. Кроме того, можно предполагать их присутствие в Мурской впадине (Одинцов, Башкиров и др., 1961) и в отдельных районах Приангарья, например на Октябрьском месторождении магнетита (Страхов, 1962 г.). Характер осадков верхней юры свидетельствует о значительном сокращении бассейна седиментации. Увеличился водораздел между Вилюйским и Присаянским бассейнами. Южная граница бассейна отступила до района г. Тулуна. Бассейны аккумуляции были окружены приподнятой сушей со слабо расчлененным рельефом. Климат к этому времени стал суше и жарче, обводненность речных систем снизилась (фиг. 83).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенный в настоящей работе материал по геологии, литологии и фациальному составу юрских отложений, а также палеогеографические реконструкции для юрской седиментационной провинции южных и центральных районов Сибирской платформы позволяют сделать некоторые обобщающие выводы.

Юрский период в развитии Сибирской платформы явился эпохой ее существенной структурной перестройки, связанной с проявлением на территории Восточной Азии крупнейших диастрофических циклов. Если предыдущее геологическое развитие Сибирской платформы завершилось формированием Тунгусской синеклизы, а затем — Тунгусской структурно-вулканической области (Одинцов, 1961), в чем выразились процессы вторичной активизации платформы в позднепалеозойском — раннемезозойском циклах диастрофизма, охватившие преимущественно ее западную и северо-западную части, смежные с Урало-Сибирской геосинклинальной областью, то в юрском периоде направление геологического развития платформы резко изменилось.

Формирование Саяно-Байкальского прогиба в нижнеюрскую эпоху и его последующая дифференциация связаны, с одной стороны, с заложением на северо-востоке платформы Приверхоянского краевого прогиба и развитием Верхоянской геосинклинальной области, а с другой — с образованием сводовых поднятий по южной периферии платформы и с заложением системы впадин на гетерогенном фундаменте сложной континентальной массы южной Сибири — Чулымо-Енисейского, Канского, Иркутского бассейнов. Это обусловлено своеобразной вторичной тектонической активизацией южной периферии древней Сибирской платформы и каледонской складчатой зоны, сопряженной с ней, в результате диастрофизма, наиболее полно выраженного юго-восточнее, в Монголо-Охотской геосинклинальной области. То обстоятельство, что юрские отложения на Сибирской платформе участвуют в таких грандиозных дислокациях, как Ангарский надвиг, является свидетельством высокой активности тектонических процессов на южной периферии Сибирской платформы на завершающих этапах яньшаньского диастрофического цикла в Монголо-Охотской складчатой зоне.

Таким образом, история геологического развития Сибирской платформы в первой половине мезозойской эры наглядно иллюстрирует взаимную связь тектонических процессов, протекающих в геосинклинальных зонах и в смежной с ними древней платформе. Эта взаимосвязь не имеет характера «воздействия» активно развивающейся геосинклинальной зоны на древнюю платформу: она выражает единство развития платформы и геосинклинальной зоны в диастрофическом цикле. Различия структурных форм, возникающих при этом на платформе и в геосинклинальной области, отражают различный характер коры в них и ее различную способность к необратимым деформациям (Одинцов, 1962а). Слияние Присаянского и Вилюйского прогибов в единую сложную депрессию Саяно-Вилюйского прогиба во второй половине лейаса отражает максимальное

прогибание фундамента платформы, совпадающее с развитием Приверхоянского краевого прогиба, а последующее разделение их в доггере — переход платформы к восходящим движениям. Представляется, что прослеженная нами история развития юрских бассейнов на Сибирской платформе позволяет констатировать значительное влияние унаследованных структур платформы на направление последующих геологических процессов. Так, на конфигурациях юрских бассейнов сказывается довольно отчетливо влияние структур фундамента. В юрском периоде и позже восточный пояс глыбового тектогенеза древнего фундамента проявил себя как область с устойчивой тенденцией к поднятию (Приленское поднятие). Так же вели себя в юрское время и Тунгусская структурно-вулканическая область, формирование которой в триасе было связано с восходящим движением подкоровых базальтов, создавших провинцию платобазальтов сибирских траппов. Необходимо отметить, что именно с юрским этапом развития Сибирской платформы связано заложение основных элементов современного рельефа ее южных и центральных районов.

Краевые антеклизы — Енисейский кряж, Восточный Саян и Байкало-Патомское нагорье, явившиеся областью сноса для юрских аккумуляционных бассейнов, сохранили это значение и для кайнозойской возвышенной равнины внутреннего поля Иркутского амфитеатра. Краевые предгорные прогибы Присаянья и Прибайкалья в неогене и в четвертичном периоде развивались в зоне предгорных прогибов, заложенных в юре. Поднятие центральных районов Саяно-Вилюйского прогиба, возникшее в доггере, сохранилось в четвертичном периоде, определив широтное направление среднего и нижнего течений Ангары и Подкаменной Тунгуски. Мы уже отмечали структурную гетерогенность описанной нами юрской седиментационной провинции и связанную с этим некоторую асинхронность развития ее отдельных частей. Эта асинхронность выражена, например, разновозрастностью кор выветривания, залегающих в основании разрезов юрских отложений различных районов — иреляхской свиты на северо-востоке, каолиново-кремневых брекчий, каолинов, высокоглиноземистых аргиллитов в Иркутском бассейне и соответственно — кор выветривания Канского бассейна и Рыбинской впадины. Несколько асинхронно развивались и процессы углеобразования, максимальное проявление которых имело место в конце лейаса в Иркутском бассейне, в доггере — в Канском бассейне, на границе мальма и раннего мела — в Вилюйской впадине. Тем не менее дифференцированность развития отдельных районов Саяно-Вилюйского прогиба не выходит за рамки закономерного развития единой седиментационной провинции, обладающей единством стратиграфического разреза и общими чертами самого процесса осадконакопления.

Выделенные и прослеженные по всей территории провинции ритмичность осадконакопления, единство ископаемых биоценозов, фациальная общность континентальных осадков позволяют разработать для юрских отложений, сформированных в этой провинции, довольно сложную, но достаточно обоснованную стратиграфическую схему. Сложность стратиграфических корреляций, вызванная неравномерностью развития отдельных бассейнов осадконакопления и неполнотой изучения органических остатков на территории всей провинции, сообщает предлагаемой нами стратиграфической схеме известную долю условности. Но эта схема, положенная в основу палеогеографических реконструкций фациального анализа осадков и структурно-тектонических построений, позволила нам восстановить историю геологического развития обширной юрской провинции и связать воедино, без существенных противоречий весьма обширный и разнохарактерный материал по закономерностям формирования осадочных толщ. Мы полагаем, что именно в этом заключается первая и весьма серьезная проверка соответствия выработанной нами стратиграфической

схемы действительному возрастному соотношению элементов разреза юрских толщ Саяно-Вилюйской седиментационной провинции. Этим доказывается и полная возможность широкого применения палинологического метода для корреляции весьма удаленных разрезов континентальных толщ, как это было сделано нами. Следует лишь заметить, что наша задача значительно облегчалась наличием на северо-востоке провинции морских отложений юры, подстилающихся и перекрываемых континентальными осадками, что и дало нам возможность использовать этот разрез как опорный. Мы полагаем, что нам удалось восстановить закономерность структурного развития Саяно-Вилюйской седиментационной провинции и закономерности развития в ней процессов осадкообразования. Это дает нам основание высказать здесь и некоторые общие соображения о закономерностях формирования в юрском периоде и закономерностях распределения в юрских осадочных толщах месторождений полезных ископаемых, связанных с геологической историей Саяно-Вилюйской седиментационной провинции и с осадконакоплением в ней.

Месторождения полезных ископаемых, сформированные в юрских осадочных толщах, образуют следующие генетические группы: 1) ископаемые россыпи устойчивых минералов, 2) месторождения хемогенные — автохтонных и переотложенных кор выветривания и химических осадков водных бассейнов, 3) месторождения каустобиолитов.

К первой группе принадлежат ископаемые россыпи алмазов, золота, ильменита и других минералов, устойчивых к выветриванию.

Богатые ископаемые россыпи алмазов северо-востока Сибирской платформы описаны в работах М. М. Одинцовой (1962, 1963 б, 1964), Г. Х. Файнштейна (1962, 1964) и др. Не останавливаясь на этих месторождениях, обратимся к вопросу о возможной алмазоносности юрских отложений других районов Саяно-Вилюйской седиментационной провинции.

Установлено, что юрские континентальные отложения могут являться промежуточными коллекторами алмазов, так как в них широко распространены минералы — парагенетические спутники алмазов: пироп и хромсодержащий диопсид. В юрских отложениях пироп был обнаружен в присаянской части прогиба в районе г. Тулуна и с. Казакова в песчано-глинистых породах пойменной фации и в кварцевых песчаниках озерного генезиса. В средней части Саяно-Вилюйского прогиба пироп встречен в значительных количествах в Мурской депрессии (верховья рек Муры, Ковы, Омута), в районе Ангаро-Чунского водораздела, где зерна пиропа содержатся в конгломератах с галькой местных пород и экзотической, преимущественно кремневой. Здесь отмечается наибольшее (до 20) количество знаков минерала на пробу. Пироп и хромдиопсид в единичных знаках содержатся также в юрских отложениях верхнего течения р. Непы и на Непско-Чульском водоразделе. В пределах изученной территории выделяются три провинции распространения алмазов и их спутников: Присаянская, Ангаро-Енисейская и Илимо-Тунгусская, отличающиеся по характеру минералогических ассоциаций и внешнему облику пиропа. Пироп южной Присаянской части выделенного района обнаруживает полное сходство по цвету, дихроизму и показателю преломления с пиропом, встреченным в центральных частях прогиба, но в отличие от последних имеет остроугольные очертания зерен, что свидетельствует о незначительном механическом износе.

Пироп и хромдиопсид Ангаро-Чунской провинции отличаются неправильно округлыми, угловатыми или близкими к овальной форме зернами. Поверхность граней частично или полностью покрыта густой матировкой, что указывает на продолжительную транспортировку этих минералов.

Большинство зерен пиропа, выявленных в Илимо-Тунгусском районе, имеет гладкую оплавленную поверхность. Здесь также встречены еди-

ничные зерна муассонита. Проделанные анализы свидетельствуют о том, что лиловые гранаты, встреченные в юрских отложениях, обнаруживают полное сходство по составу и оптическим свойствам с пиропами из алмазоносных кимберлитов. Другие разности гранатов, в основном представленные альмандином и спессартином, попали в осадок после разрушения метаморфических пород Присаянья и Прибайкалья. Конечно, нельзя считать всю массу юрских отложений потенциально алмазоносной (Зведер, 1963). Сравнение с районом месторождения Трубки Мира в Якутии, где расположены богатые юрские россыпи алмазов, показывает, что такие россыпи располагаются в переотложенной коре выветривания, вблизи алмазоносных трубок. Отложения такого типа известны сейчас в южных районах Саяно-Вилюйской провинции лишь в верхнем течении р. Муры (Зведер, 1963; Одинцов, 1965).

Золотоносными являются юрские конгломераты Вилюйской впадины (преляхская и укугутская свиты) и байкальские конгломераты Иркутского бассейна. Промышленные концентрации золота встречаются в аллювии рек (Тонгоу, Чебыды в бассейне Вилюя) и оз. Байкал у выходов золотоносных конгломератов. Помимо этого, установлено широкое распространение золота (в знаках) в базальных горизонтах юрских отложений почти по всей территории Саяно-Вилюйской седиментационной провинции. Наиболее вероятно нахождение промышленных концентраций золота в конгломератах и гравелитах, залегающих в основании юрского разреза в Присаянском прогибе и в северо-восточной части Саяно-Вилюйской седиментационной провинции. Основными источниками сноса, поставлявшими сюда обломочный материал, являлись обширные пространства возвышенной дренированной суши с примыкавшими к ней приподнятыми и расчлененными системами Саяно-Байкальского сводового поднятия. Несколько позже (средний и верхний лейас), когда началось заложение предгорных впадин, вышеуказанные конгломераты были перекрыты осадками равнинного аллювия, а на юге и юго-востоке прогиба образовались мощные конусы выноса, в составе которых также обнаружено золото.

Позже, когда повсеместно началась разработка речных долин сначала в глубину, а затем и в ширину, происходила многократная переработка материала, поступавшего в бассейн аккумуляции из основных источников сноса. К этому периоду относится формирование основных россыпных концентраций золота.

Одним из наиболее распространенных минералов тяжелой фракции юрских отложений является ильменит. Концентрация его в отдельных образцах доходит до 95% веса фракции. Скопления ильменита приурочены к фациям прируслового аллювия и к склоновым отложениям. Внешний структурный облик ильменитовых зерен свидетельствует о различной степени их изношенности. Основным поставщиком ильменитов в россыпи являлись трапповые массивы. В долеритах ильменит обычно наблюдается совместно с магнетитом, образуя тонкие ильменит-магнетитовые сростки.

Ильменитоносные россыпи локализуются в следующих фациальных группах отложений: аллювии ручьев, дренировавших трапповые массивы; делювии, развитом на выходах траппов; прирусловом аллювии равнинных рек.

Обогащение указанных осадочных образований титановым компонентом происходило в несколько этапов: сначала — дифференциация обломков по удельному весу при перемещении продуктов дезинтеграции траппов по склону, затем — промывание склоновых отложений поверхностными водами, в результате чего глинисто-алевролитовый материал вымывался, а ильменит оставался на месте, и, наконец, — переотложение обломочного материала энергично развивающимся руслом.

Из сказанного выше следует, что:

1. Наибольший интерес на юге Сибирской платформы представляют ильменитоносные россыпи, образовавшиеся в результате разрушения траповых массивов в отличие от скоплений титаноносных минералов, источниками которых были метаморфические породы Восточного Саяна.

2. Формирование ильменитоносных россыпей происходило не только в начале юрской седиментации (элювиально-делювиальные россыпи), но и позже, в период развития интенсивной аллювиальной деятельности и начала боковой планации потоков (прируслового и прибрежно-озерные россыпи). В схеме строения юрских ритмов этот период предшествует широкому угленакоплению.

Общие закономерности образования россыпных месторождений ильменита относятся также к сфену. Распространение этого минерального удалось проследить только в пределах Тасеевской впадины в тяжелой фракции песчаников руслового генезиса. При движении дальше на восток содержание сфена сокращается. Характерно, что концентрация этого минерала в прируслових песчаниках на западе Тасеевской впадины выше, чем в делювиальных отложениях, вмещающих продукты переотложенной коры выветривания на севере Рыбинской впадины.

Возможно нахождение ископаемых россыпей циркона в отложениях предгорных прогибов Канского и Иркутского бассейнов.

Кварцевые пески и песчаники преимущественно кварцевого состава (свыше 60%) в разрезе юрских отложений Саяно-Байкальского прогиба приурочены к аллювиальным и прибрежно-озерным фациям, расположенным в платформенной части прогиба.

На территории Иркутского угленосного бассейна в окрестностях г. Тулуна известно месторождение кварцевых песков, используемое промышленностью в качестве стекольного и формовочного сырья. Кроме того, известны чисто кварцевые песчаники на востоке Абанского месторождения углей и юго-востоке Мурской депрессии. Во всех случаях среди полиминеральных юрских осадков кварцевые пески и песчаники залегают в форме линз небольшой протяженности, представляющих собой либо краевые части озерных бассейнов, либо аллювиальные отложения типа боковых притоков. Хорошая сортировка и окатанность обломков кварца в мономинеральных песчаниках позволяют предположить, что формирование их происходило за счет многократного переотложения обломочного материала. Источниками могли служить осадочные породы, значительно обогащенные хорошо окатанным кварцем. Как известно, на востоке аккумулятивной зоны существовал на протяжении всего юрского времени крупный стабильный участок суши, который поставлял в бассейн седиментации продукты разрушения осадочных пород, среди которых главенствующую роль играли породы ордовика. Песчаники ордовика имеют преимущественно кварцевый состав. Этим, собственно, и объясняется тот факт, что на границе нижней и средней юры, когда тектонические движения положительного знака захватили восточную часть прогиба, именно с востока привносился в основную аллювиальную систему мономинеральный кварцевый материал, представлявший собой продукты разрушения и механической переработки ордовикских пород.

Общая палеогеографическая ситуация образования кварцевых песков и песчаников представляется следующим образом. В начальный период накопления мезозойских осадков территория, примыкающая с запада и с юга к обширному поднятию, расположенному на востоке прогиба, представляла собой низменность, местами сильно заболоченную. С этим временем связано образование нижней песчано-углистой пачки пластов, подстилающей кварцевые пески на Тулунском месторождении. Последующий этап характеризуется оживлением тектонической активности в обрамляющих складчатых сооружениях, что привело к усилению глубинной

эрозии. Водный поток путем регрессивной эрозии достигал района, сложенного породами иного петрографического состава, и поэтому породы, перекрывающие кварцевые песчаники, приобретали полимиктовый облик. Позже речные долины значительно расширялись, скорость потока уменьшалась, начиналась боковая миграция русла, создавались условия для заболачивания пойменных пространств и формирования углисто-глинистых отложений, которые, как правило, перекрывают кварцевые песчаники.

Образование высокоглиноземистых кор выветривания представляет собой, как правило, начальную стадию юрского цикла осадконакопления на разных стратиграфических уровнях. Как палеогеографический и фациальный анализы условий осадконакопления в юре, так и результаты поисковых работ позволяют утверждать, что химическое выветривание проходило по сиаллитному типу с образованием каолинитов и не сопровождалось разложением каолинового ядра алюмосиликатов и высвобождением свободного глинозема. В ходе накопления осадков, в результате химического разложения полевых шпатов и других алюмосиликатных минералов, частичного размыва и переотложения каолиновых кор выветривания с химической переработкой материала, возникли и месторождения монтмориллонитовых глин. Эти процессы были широко распространены на территории Саяно-Вилюйской седиментационной провинции, и нам сейчас известна лишь незначительная часть содержащихся в ней месторождений высокоглиноземистого сырья.

К полезным ископаемым хемогенного происхождения следует отнести сидериты, образующие пласты и пластообразные скопления конкреций в юрских толщах. Промышленное значение их не ясно, но, вероятно, не может быть большим.

Промышленное значение углей в южной части платформы широко известно. Здесь следует указать лишь на то, что центральные и северо-восточные районы остаются до настоящего времени почти совершенно не изученными в этом отношении. Между тем присутствие в этих районах угленосных отложений с пластами углей промышленной мощности уже установлено.

Таким образом, юрская Саяно-Вилюйская седиментационная провинция Сибирской платформы является крупнейшей угленосной провинцией, областью распространения крупных месторождений высокоглиноземистых глин, провинцией россыпных месторождений алмазов, золота, ильменита, и возможно, сфена, циркона и др.

Эти ее особенности должны быть учтены при планировании и направлении геологопоисковых работ в пределах Сибирской платформы.

ЛИТЕРАТУРА

Аксарин А. В. Схема стратиграфического расчленения юрских угленосных отложений Канского бассейна. В кн.: «Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири». Л., Гостехиздат. 1957.

Аксарин А. В. Рыбинская впадина. В кн.: «Геология СССР», т. XV (Красноярский край). М., Госгеолтехиздат, 1961.

Анатольева А. И. Об особенностях тектоники Рыбинской впадины. В кн.: «Тектоника Сибири». Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963.

Аркелл В. Юрские отложения земного шара. М., ИЛ, 1961.

Арсентьев А. В. Прибайкальский угленосный район.— Труды ЦУПР, 1922, вып. 2.

Арсеньев А. А. Юрские отложения Тунгусо-Вилюйского прогиба.— Докл. АН СССР, 1955, 105, № 1.

Арсеньев А. А., Иванова В. А. К стратиграфии палеозоя и мезозоя среднего течения р. Вилюя. В кн.: «Вопросы геологии Азии», т. I. М., Изд-во АН СССР, 1954.

Асеев А. А. Роль климатического и тектонического факторов в формировании аллювия равнинных рек.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1960, № 2.

Безжин М. С. К вопросу о составе и строении Лиственичного золотоносного района на берегу оз. Байкал.— Бюлл. МОИП, новая серия, 1931, 9.

Бархатов Г. В. О кристаллическом фундаменте северного склона Алданского массива и Вилюйской синеклизы. В сб.: «Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР», вып. II. М., Госгеолтехиздат, 1960.

Батурин В. П. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1947.

Беккер-Мигдисова Е. Э. Юрские Palaeontinidae нового местонахождения на р. Ие.— Докл. АН СССР, 1950, 71, № 6.

Беккер-Мигдисова Е. Э. Ископаемые насекомые триаса Сибири.— Докл. АН СССР, 1955, 105, № 5.

Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1954.

Бессолицын Е. П. Поиски бокситов в Иркутской области. В сб.: «Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири», вып. II (XXIII). Изд. Иркутского геол. упр., 1958.

Бессолицын Е. П. Опыт составления карты прогнозов бокситов по Иркутскому угленосному бассейну. В сб.: «Тезисы докладов на совещании по геологическому строению и минеральным ресурсам Сибирской платформы», вып. 7. Изд. Иркутского геол. упр., 1959.

Бессолицын Е. П. Рельеф основания юрских отложений Иркутского бассейна. В сб.: «Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири», вып. VI (XXVII). Изд. Иркутского геол. упр., 1960.

Бессолицын Е. П., Файнштейн Г. Х. Некоторые данные о корах выветривания юга Сибирской платформы в границах Иркутской области. В сб.: «Региональное развитие кор выветривания в СССР». М., Изд-во АН СССР, 1963.

Билибин Ю. А. Основы геологии россыпей. М.— Л., ГОНТИ, 1938.

Богацкий В. В. О возможности нахождения захороненных россыпей титановых минералов среди отложений Канского бассейна. В сб.: «Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края», вып. 2. М., Госгеолтехиздат, 1961.

Богданович К. И. Геологические исследования вдоль Сибирской железной дороги.— Горный ж., 1894, № 9—10.

Богданович К. И. Материалы по геологии и полезным ископаемым Иркутской губернии. В кн.: «Геологические исследования по линии Сибирской железной дороги», вып. 2. СПб., 1896.

Бодылевский В. И. Стратиграфия юрских отложений бореальной провинции. В сб.: «Доклады советских геологов к I Международному коллоквиуму по юрской системе». Тбилиси, Изд-во АН Груз. ССР, 1962.

Божинский А. П. К литологии Иркутской угленосной юры.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1939, 17 (2—3).

Болховитина Н. А. Пыльца хвойных мезозойских отложений и ее значение для стратиграфии.— Изв. АН СССР, серия геол., 1952, № 5.
Болховитина Н. А. Спорово-пыльцевая характеристика меловых отложений центральных областей СССР.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1953, вып. 145, геол. серия, № 61.
Болховитина Н. А. Атлас спор и пыльцы из юрских и нижнемеловых отложений Вилюйской впадины.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1956, вып. 2.
Болховитина Н. А. Спорово-пыльцевые комплексы мезозойских отложений Вилюйской впадины и их значение для стратиграфии.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1959, вып. 24.
Болховитина Н. А. Наименование ископаемых пыльцы и спор в соответствии с международными правилами ботанической номенклатуры.— Палеонтол. ж., 1960, № 1.
Борисов В. А. Кварцево-каолиновые образования северной части Рыбинской впадины. В сб.: «Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края», вып. 2. Красноярск, 1961.
Ботвинкина Л. Н. О принципах выделения и типизации циклов осадконакопления.— Изв. АН СССР, серия геол., 1952, № 1.
Ботвинкина Л. Н. Условия накопления угленосной толщи в Ленинском районе Кузнецкого бассейна.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1953, вып. 139.
Ботвинкина Л. Н. Генетические типы косой слоистости.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1959, вып. 4.
Ботвинкина Л. Н., Феофилова А. П., Яблоков В. С. Изучение текстур и условий залегания новейших аллювиальных и некоторых других отложений в низовьях р. Дона.—Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1954, вып. 151.
Бочковский Ф. А. Угленосные месторождения южной части Красноярского края. В сб.: «Материалы по геологии Красноярского края». М., Изд-во АН СССР, 1959.
Булынникова А. А. Геологическое строение Чулымо-Енисейского района. В сб.: «Материалы по геологии Красноярского края». М., Госгеолтехиздат, 1960.
Бурцев М. П. Канско-Ачинский бассейн. М., Изд-во АН СССР, 1961.
Вахрамеев В. А. Ботанико-географическая и климатическая зональность по территории Евразии в юрское и меловое время. В кн.: «Вопросы палеогеографии и биостратиграфии». М., Госгеолтехиздат, 1957.
Вахрамеев В. А. Стратиграфия и ископаемая флора юрских и меловых отложений Вилюйской впадины и прилегающей части Приверхоянского краевого прогиба. В кн.: «Региональная стратиграфия СССР», т. 3. М., Госгеолтехиздат, 1958.
Вахрамеев В. А. Стратиграфия юрских и нижнемеловых континентальных отложений Восточной Сибири и Дальнего Востока по данным палеоботаники.— Сов. геология, 1961, № 7.
Вахрамеев В. А. Юрские флоры Индо-Европейской и Сибирской ботанико-географических областей. В сб.: «Доклады советских геологов к I Международному симпозиуму по юрской системе». Тбилиси, Изд-во АН Груз. ССР, 1962.
Вахрамеев В. А., Пущаровский Ю. М. Новые данные о геологическом строении Вилюйской впадины и Приверхоянского краевого прогиба в мезозойское время.— Докл. АН СССР, 1952, 84, № 2.
Вахрамеев В. А., Пущаровский Ю. М. О геологической истории Вилюйской впадины и прилегающей части Приверхоянского краевого прогиба в мезозойское время. В сб.: «Вопросы геологии Азии», т. I. М., Изд-во АН СССР, 1954.
Вахрамеев В. А., Самылина В. А. Палеоботаническое обоснование стратиграфии верхнеюрских и нижнемеловых отложений Вилюйской впадины и южной части Приверхоянского краевого прогиба. В сб.: «Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных схем северо-востока СССР». Магадан, 1959.
Вейхер А. А. Опыт изучения осадкообразования в турбулентном потоке. Литол. сборник, 1948, вып. 1.
Виниченко Н. Н., Борисов А. А., Кашик С. А., Панаев В. А. Фациальные условия формирования юрских отложений Иркутского угленосного бассейна.— Труды Ин-та земной коры СО АН СССР, 1963, вып. 15.
Виниченко Н. Н., Кашик С. А. Литогенетические типы и фации юры Иркутского угленосного бассейна.— Труды Ин-та земной коры СО АН СССР, 1963, вып. 15.
Воронец Н. С. Юрская и нижнемеловая фауна Лено-Анабарского района и ее стратиграфическое значение. В сб.: «Тезисы докладов на совещании по геологическому строению и минеральным ресурсам Сибирской платформы». Изд. Иркутского геол. упр., 1960.
Габуния К. Е. Касьяново-Гришевское месторождение Черемховского угленосного бассейна.— Изв. Сиб. отд. Геол. ком., 1922, 2, вып. 3.
Гаврилов М. Ф. Материалы по геологии южной оконечности Тунгусского бассейна.— Труды Вост.-Сиб. геол. треста, 1935, вып. 6.
Геер О. Юрская флора Иркутской губернии и Амурского края.— Труды Сиб. экспед. РГО, физ. отд., геол. часть, 1878, 3, вып. 2.

Гинзбург И. И. Геохимия и геология древней коры выветривания.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1947, вып. 81.
Гинзбург И. И. Некоторые физико-химические вопросы образования глин. В сб. «Исследование и использование глин». Изд. Львовского ун-та, 1957.
Гольшакова В. И. Траповый магматизм и магнетитовое оруденение юго-восточной части Сибирской платформы. М., Изд-во АН СССР, 1961.
Горецкий Ю. К. Закономерности размещения бокситовых месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1960.
Горский И. И. Угленосные провинции СССР. В сб.: «Труды по проблеме закономерностей размещения ископаемых углей в земной коре, как основе для их прогноза на территории СССР». М., Изд во АН СССР, 1959.
Григорьева-Саханова Н. С. Стратиграфия угленосных отложений Чулымо-Енисейского бассейна. В сб.: «Материалы по геологии Красноярского края». М., Госгеолтехиздат, 1950.
Гуляева Л. А. Геохимические фации, окислительно-восстановительные обстановки и органическое вещество осадочных пород.— Сов. геология, 1955, вып. 47.
Гутова Л. Н. К стратиграфии юрских отложений Иркутского угленосного бассейна.— Труды Ин-та земной коры СО АН СССР, 1963, вып. 15.
Гутова Л. Н., Одинцова М. М. Решение вопросов таксономии и номенклатуры в практике изучения спор и пыльцы юрских отложений Сибирской платформы. В кн. «Систематика и методика изучения ископаемых пыльцы и спор». М., Изд-во «Наука», 1964.
Дэнбар К., Роджерс Дж. Основы стратиграфии. М., ИЛ, 1962.
Данилович В. Н. Тектоника юго-восточной окраины Прибайкальской юры.— Труды Вост.-Сиб. геол. упр., 1941, вып. 29.
Данилович В. Н. Новые данные об Ангарском надвиге.— Изв. АН СССР, серия геол., 1949, № 4.
Данилович В. Н. Южная граница осадочных формаций Иркутского амфитеатра.— Изв. АН СССР, серия геол., 1951, № 5.
Данилович В. Н. Некоторые структурные элементы южной окраины Иркутского амфитеатра.— Труды Иркутского горно-металлург. ин-та, 1956, вып. 10.
Деев Ю. П. Стратиграфический разрез юрских отложений Иркутского угленосного бассейна. В сб.: «Труды Межведомственного совещания по стратиграфии Сибири». Л., Гостоптехиздат, 1957.
Деев Ю. П. Юрские отложения Иркутского угленосного бассейна. В кн.: «Геология СССР», т. 17. М., Госгеолтехиздат, 1962.
Деев Ю. П., Румянцева О. Г. Угли юго-восточной части Иркутского угленосного бассейна.— Изв. Иркутского физ.-хим. научно-исслед. ин-та, 1953, 1, вып. 1—2.
Дервиз Т. Л. О возрасте нижних горизонтов мезозойских отложений юго-востока Западно-Сибирской низменности.— Труды ВНИГРИ, 1958, № 3.
Дервиз Т. Д. Стратиграфия юрских отложений среднего течения Иртыша, Оби, Чулымо-Енисейской впадины.— Труды ВНИГРИ, 1959, вып. 140.
Дитмар В. И., Мордовский В. Г. История геологического развития и тектоническое районирование Рыбинской впадины.— Труды Ин-та нефти АН СССР, 1956, 7.
Долгов Ф. Г. К вопросу о выявлении россыпей титановых минералов на территории Иркутской области. В сб.: «Тезисы докладов на совещании по геологическому строению и минеральным ресурсам Сибирской платформы». Изд. Иркутского геол. упр., 1960.
Долгов Ф. Г., Середкин П. П. Генезис ильменитовых россыпей в юрских отложениях Иркутского бассейна. В сб.: «Новые данные по геологии и полезным ископаемым Иркутской области». М., изд-во «Недра», 1964.
Домбровский В. В. Геологическое строение, литологический состав и полезные ископаемые окрестностей Иркутска.— Труды Вост.-Сиб. гос. геол.-геофиз. треста, 1934, вып. 3.
Дриц В. А. Исследование некоторых природных глин Сибири методами структурного анализа. В сб.: «Исследование и использование глин». Изд. Львовского ун-та, 1957.
Дриц В. А., Кашаев А. А. О структурных особенностях каолинитовых минералов. В сб.: «Доклады к собранию международной комиссии по изучению глин». М., Изд-во АН СССР, 1960.
Ермолаев Д. И. К вопросу о возрасте угленосных отложений Иркутского угленосного бассейна. В сб.: «Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири», вып. 3. Изд. Иркутского геол. упр., 1958.
Ермолаев Д. И., Тесленко Ю. В. Палеоботанические материалы к стратиграфии юрских отложений Иркутского угленосного бассейна.— Докл. АН СССР, 1964, 155, № 3.
Жарков М. А. История тектонического развития юго-западной части Сибирской платформы и Рыбинской впадины. В кн.: «Тектоника Сибири». Новосибирск. Изд-во СО АН СССР, 1963.
Жарков М. А., Кузнецов Г. А. Геологическое строение и перспективы нефтега-

зоносности центральной части Ангаро-Ленского краевого прогиба. В сб.: «Новые данные по геологии нефтеносности и полезным ископаемым Иркутской области». М., изд-во «Недра», 1964.
Жемчужников Ю. А. К вопросу о так называемых третичных отложениях в Иркутской губернии.— Изв. Геол. ком., 1924, 43, № 10.
Жемчужников Ю. А. Систематическая съемка и выяснение границ Иркутского угленосного бассейна.— Изв. Геол. ком., 1924, 43, № 2.
Жемчужников Ю. А. Геологические исследования в правобережной приангарской части Иркутского угленосного бассейна.— Изв. Геол. ком., 1925, 44, № 2.
Жемчужников Ю. А. Геологические исследования СВ правобережной окраины Иркутского угленосного бассейна.— Изв. Геол. ком., 1926, 45, № 4.
Жемчужников Ю. А. Угли Черемховского (Иркутского) бассейна.— Поверхность и недра, 1927, 5, № 3.
Жемчужников Ю. А. Цикличность строения угленосных толщ, периодичность осадконакопления и методы ее изучения.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1947, вып. 90.
Жемчужников Ю. А. Общая геология каустобиолитов. М., Углетехиздат, 1948.
Жемчужников Ю. А. Угленосные провинции, области и пояса.— Записки Ленингр. горного ин-та, 1950, 24.
Жемчужников Ю. А. Развитие угленакопления в геологической истории.— Изв. АН СССР, серия геол., 1955, № 3.
Жемчужников Ю. А. Петрографическое изучение углей СССР и его значение для их рационального использования. В сб.: «Энергетические ресурсы СССР», т. II. М., изд. Энергетического ин-та АН СССР, 1958.
Жемчужников Ю. А., Гинзбург А. И. Петрографическая характеристика Черемховского месторождения.— Химия твердого топлива, 1935, № 5.
Жемчужников Ю. А., Тугунцев А. В. Иркутский угленосный бассейн. В кн.: «Обзор главнейших месторождений угля и горючих сланцев СССР». М., ОНТИ, 1930.
Жемчужников Ю. А., Яблоков В. С., Ботвинкина Л. Н., Феофилова А. П., Тимофеев П. П. Строение и условия накопления основных угленосных свит и угольных пластов среднего карбона Донбасса.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1959, ч. 1, вып. 28.
Зайцев Н. С. Рыбинская впадина. Тектоника. В кн.: «Геология СССР», т. XV (Красноярский край). М., Госгеолтехиздат, 1961.
Залесский М. Д. Палеозойская флора Ангарской серии. Пг., 1918.
Зауер В. В., Куприянова Л. А., Мчедлишвили Н. Д., Покровская И. М., Стрельмак Н. Н. Таксономия, номенклатура и порядок описания ископаемых спор и пыльцы. В сб.: «Дочетвертичная микропалеогеология». М., Госгеолтехиздат, 1960.
Захвалинский М. Н., Нагорный Г. И. Термографическое изучение глин Трошковского месторождения Иркутской области. В сб.: «Тезисы докладов на научной конференции, посвященной 100-летию со дня рождения П. С. Курнакова». Иркутск, 1960.
Зведер Л. Н. К геологии юрских отложений Чуно-Ковинского междуречья.— Труды Ин-та земной коры СО АН СССР, 1963, вып. 15.
Зегебарт Д. К. К стратиграфии и тектонике древнего палеозоя и мезозоя право- и левобережья р. Лены от устья р. Бирюк до устья р. Синей и притоков рек Наманы и Бирюка.— Бюлл. МОИП, 1936, отд. геол., вып. 14.
Златковский В. Краткий отчет о геологических экскурсиях по Канскому и Красноярскому округам в 1883 г.— Изв. Вост. Сиб. отд. РГО, 1885, 16, № 1- 3.
Иванов Б. А. К геологии Иркутского бассейна.— Разведка недр, 1947, № 4.
Иванов Б. А. Схема геологического районирования Восточной Сибири. Изд. Иркутского геол. упр., 1949.
Иванов Б. А. Структура и условия накопления осадков юго-восточной части Иркутского каменноугольного бассейна.— Изв. АН СССР, серия геол., 1950, № 6.
Иванов Б. А. «Древние галечники» южной части Сибирской платформы.— Труды Иркутского гос. ун-та, серия геол., 1954, 6, вып. 2.
Иванов Г. А. О литологических методах изучения угленосных отложений.— Записки Ленингр. горного ин-та, 1962, 42, вып. 2.
Ижицкий Н. Л. Геологические исследования вдоль линии Сибирской ж. д. СПб., 1895, вып. 2; 1896, вып. 3; 1898, вып. 7.
Ильина В. И. Сопоставление спорово-пыльцевых комплексов юрских отложений Северо-Восточного Казахстана и Кузбасса. В кн.: «Систематика и методы изучения ископаемых и спор». М., изд-во «Наука», 1964.
Ильюхина А. В. Литологическая характеристика юрских отложений юго-запада Иркутского амфитеатра. В сб.: «Тезисы докладов на совещании по геологическому строению и минеральным ресурсам Сибирской платформы». Изд. Иркутского геол. упр., 1960.
Ильюхина А. В. Литология и фации Присаянского прогиба (северо-западная часть Иркутско-Черемховского угленосного бассейна).— Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та, 1961, вып. 3.

Ильюхина А. В. Некоторые литолого-фациальные особенности юрских отложений Канского бассейна.— Труды Ин-та земной коры СО АН СССР, 1963, вып. 15.
Ильюхина Н. П., Фукс Б. А. Пестроцветные меловые отложения Канско-Тасеевской впадины.— Труды ВСЕГЕИ, 1961, 66.
Ищенко А. М., Семенова Е. В. Мегаспоры каменноугольного возраста и их стратиграфическое значение. Киев, Изд-во АН УССР, 1962.
Казаринов В. П., Валухов Б. Н. Балайское месторождение каолинов.— Вестник Зап.-Сиб. геол. упр., 1940, № 3—4.
Калесник С. В. Основы общего землеведения. Изд-во МГУ, 1955.
Кара-Мурза Э. Н. Спорово-пыльцевые комплексы мезозоя северной части Центральной Сибири.— Труды НИИГА, 1951.
Кара-Мурза Э. Н. Споры и пыльца мезозойских отложений севера Енисейско-Ленской области (юра — мел).— Труды НИИГА, 1954, 64.
Кара-Мурза Э. Н. Палинологические комплексы мезозоя Центральных и Восточных районов Арктики. В сб.: «Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных схем восточных районов СССР». Магадан, 1959.
Кара-Мурза Э. Н. Палинологическое обоснование стратиграфического расчленения мезозойских отложений Хатангской впадины.—Труды НИИГА, 1960, 109.
Карпышев В. С., Одинцов М. М. Тектоника южной части Сибирской платформы. В кн.: «Геология СССР», т. XVII. М., Госгеолтехиздат, 1962.
Карташов И. П. Фации, динамические фазы и свиты аллювия.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 9.
Кашик С. А. Опыт увязки угольных пластов на Кармагайском месторождении. В сб.: «Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири», вып. VI. Иркутск, 1960.
Кашик С. А. Новые данные о юрских конгломератах юго-восточной части Иркутского бассейна.— Геол. и геофиз., 1962, № 12.
Кашик С. А. О замещении кварца кальцитом в осадочных породах.— Геохимия, 1965, № 2.
Кашик С. А. и Бронников В. А. О генезисе Тулунского месторождения кварцевых песков.— Докл. АН СССР, 1962, 141, № 2.
Кашик С. А., Панаев В. А. Фациально-тектонические зоны и генетические типы угленакопления в Иркутском угленосном бассейне.—Геол. и разведка, 1965, № 3.
Кириченко Г. И., Тутанова Е. В. К вопросу о возрасте и составе водораздельных галечников юга Сибирской платформы.— Материалы ВСЕГЕИ, 1955, вып. 7.
Китайник А. Ф., Ткалич В. С. Титаноносность мезо-кайнозойских отложений и траппов окраины Сибирской платформы. В сб.: «Тезисы докладов на совещании по геологическому строению и минеральным ресурсам Сибирской платформы». Изд. Иркутского геол. упр., 1960.
Клячко Ю. А., Шапиро С. А. Курс химического количественного анализа. М., Госхимиздат, 1960.
Колосницына Г. Р. Некоторые вопросы биостратиграфии мезозойских отложений долин рек Ангары и Иркута. В сб.: «Материалы по геологии и полезным ископаемым Иркутской области». Изд. Иркутского геол. упр., 1962, вып. 4.
Колотухина С. Е. Об аллювиальном генезисе мощных песчаников среднего карбона северной окраины Донбасса.— Изв. АН СССР, серия геол., 1952, № 1.
Копорулин В. И. Типы вторичных изменений песчано-гравийных пород угленосной толщи Иркутского бассейна и возможная связь их с подземными водами.— Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 3.
Копорулин В. И., Тимофеев П. П. Главнейшие терригенно-минералогические ассоциации пород угленосной толщи Иркутского бассейна.— Докл. АН СССР, 1962, 146, № 21.
Коржинский Д. С. Парагенетический анализ кварцсодержащих бедных кальцием кристаллических сланцев архея южного Прибайкалья.— Записки Всес. Мин. об-ва, 1936, вып. 2.
Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М., Изд-во АН СССР, 1957.
Корнутова Е. И., Краснов И. И. Бассейн р. Вилюя и Оленекско-Вилюйского водораздела. М., Гостоптехиздат, 1958.
Коровин М. К. Черемховский угленосный бассейн.— Изв. Сиб. отд. Геол. ком., 1921, 2, вып. 4.
Коровин М. К. Черемховский каменноугольный район.— Изв. Сиб. отд. Геол. ком., 1922, 2, вып. 4.
Коровин М. К. Геологические исследования в Иркутском угленосном бассейне.— Изв. Геол. ком., 1924, 43, № 6.
Коровин М. К. Геологические исследования центральной части Иркутского бассейна.— Изв. Сиб. отд. Геол. ком., 1925, 4, вып. 6.
Коровин М. К. Иркутский бассейн как государственный угольный резерв СССР.— Горный ж., 1927, № 4.
Коровин М. К. Канский угольный бассейн. В сб.: «Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири», вып. 7. Новосибирск, 1932.

Коровин М. К. Новые данные о Канском угленосном оассейне. В сб.: «На геологическом фронте Восточной Сибири», вып. 1, Иркутское обл. гос. изд-во, 1933а.
Коровин М. К. Угленосные районы Сибири. В сб.: «Геолого-промышленные очерки». М.— Л., ОНТИ, 1933б.
Коровин М. К. Угленосные районы Красноярского края. В сб.: «Полезные ископаемые Красноярского края». Красноярское краевое гос. изд-во, 1938.
Коровин М. К. О структурах угленосных районов.— Труды конференции по изучению производит. сил Сибири, 1940, 2.
Коссовская А. Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилюйской впадины и Западного Верхоянья.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1962, вып. 63.
Коссовская А. Г., Шутов В. Д., Муравьев К. Р. Мезозойские и верхнепалеозойские обнажения западного Верхоянья и Вилюйской впадины.— Труды геол. ин-та АН СССР, 1960, вып. 34.
Кошелкина З. В. Стратиграфия юрских отложений Вилюйской впадины и Приверхоянского краевого прогиба.— Труды Моск. геол.-развед. ин-та, 1958, 33.
Кошелкина З. В. Новые данные по стратиграфии юрских отложений, развитых в бассейне рек Молодо и Сюнгююдэ.— Докл. АН СССР, 1959, 127, № 3.
Кошелкина З. В. Новые данные по стратиграфии нижнеюрских морских отложений р. Вилюя.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 8.
Красикова В. И. О растворимости и формах нахождения кремнекислоты при процессах выветривания. Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1961, № 50.
Крашенинников Г. Ф. Ангаро-Окинский район. Геологический очерк по работам 1934 г. В сб.: «Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири», вып. XIX. М., ОНТИ, 1936.
Крашенинников Г. Ф. Палеогеография угленосных отложений па юге Западной Сибири и в Восточном Казахстане. В кн.: «Региональная палеогеография». М., Госгеолтехиздат, 1960.
Крашенинников Г. Ф. Фации, генетические типы и формации.— Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 8.
Криштафович А. Н. Ангарская свита, Байкальский отдел.— Труды Всес. геол. ин-та, 1933, вып. 326.
Крымгольц Г. А. О морских юрских отложениях в бассейне Вилюя.— Докл. АН СССР, 1950, 74, № 2.
Крымгольц Г. Я. О подразделении морских юрских отложений, принятом в СССР. В сб.: «Доклады советских геологов к I Международному коллоквиуму по юрской системе». Тбилиси, Изд-во АН Груз. ССР, 1962.
Крымгольц Г. Я., Тазихин Н. П. Новые материалы к стратиграфии юрских отложений Вилюйской синеклизы.— Докл. АН СССР, 1957, 116, № 1.
Кузнецов Ю. А. Енисейский кряж.— Труды Лабор. геол. докембрия, 1952, вып. 1.
Кустова В. Н. Петрография углей и горючих сланцев Иршинского месторождения Канского бассейна.— Изв. Главн. упр. геол. фондов Мин-ва геол. СССР, 1948, вып. 6.
Лавров М. М. Геологическое прошлое Иркутской области. Иркутское обл. гос. изд-во, 1958.
Лазаренко А. А. Литология аллювия равнинных рек гумидной зоны (на примере Днепра, Десны и Оки). М., изд-во «Наука», 1964.
Ламакин В. В. О динамической классификации речных отложений.— Землеведение, 1950, 3.
Лебедев А. П., Бердичевская М. Е. О кислых эффузивах в составе гальки нижнеюрских конгломератов среднего течения Вилюя.— Докл. АН СССР, 1952, 86, № 2.
Лебедев И. В. Пластинчатожаберные моллюски юрских пресноводных отложений.— Труды СНИИГГИМС, 1962, вып. 12.
Лейпциг А. В., Клыжко К. Ф. Расчленение нижнеюрских отложений Западного Верхоянья. В сб. «Материалы по геол. и полезным ископаемым Якутской АССР», вып. VII. Якутское кн. изд-во, 1961.
Личков Б. Л. Реки и генезис каустобиолитов.— Труды Геоморфол. ин-та, 1934, вып. 10.
Логачев Н. А., Ломоносова Т. К., Климанова В. М. Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. М., изд-во «Наука», 1964.
Логвиненко Н. В. О циклах седиментации в угленосных толщах.— Изд. Харьковского гос. ун-та, 1957.
Лунгерсгаузен Г. Ф. Аммониты из острова Чадобец на р. Ангаре.— Труды Всес. аэрогеол. треста, 1956, вып. 2.
Лурье М. Л. Обручев С. В. Докембрий Восточного Саяна и Хамардабана.— Изв. АН СССР, серия геол., 1950, № 6.
Люфанов Л. Е. Стратиграфия палеозоя и мезозоя бассейна р. Ыгыатты (западная окраина Вилюйской впадины). В сборнике статей молодых научных сотрудников ленинградских геологических учреждений АН СССР. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1958, вып. 1.
Люфанов Л. Е. Стратиграфические исследования осадочных отложений бассейна среднего и нижнего течения р. Малой Ботуобии (западная окраина Вилюйской

синеклизы). В кн.: «Некоторые вопросы геологии Азиатской части СССР». М., изд-во «Наука», 1963.
Маккавеев И. И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. М., Изд-во АН СССР, 1955.
Малявкина В. С. Верхнетриасовые, нижнеюрские и среднеюрские спорово-пыльцевые комплексы восточного и западного Приуралья.— Труды ВНИИГРИ, новая серия, 1953, вып. 75.
Малявкина В. С. Значение спорово-пыльцевого анализа для стратиграфии триасовых толщ Русской платформы, Приуралья и Западной Сибири. В сб.: «Дочетвертичная микропалеонтология». М., Госгеолтехиздат, 1960.
Маркова Л. Г., Тесленко Ю. В. История развития юрской флоры Западной Сибири.— Труды СНИИГГИМС, 1962, вып. 22.
Мартинсон Г. Г. К вопросу о возрасте мезозойских континентальных отложений Сибирской платформы.— Сов. геология, 1960а, № 8.
Мартинсон Г. Г. Мезозойские и кайнозойские моллюски континентальных отложений Сибирской платформы, Забайкалья и Монголии.— М., Изд-во АН СССР, 1960б.
Мартинсон Г. Г. Значение пресноводных моллюсков для стратиграфии юрских континентальных отложений Азии. В сб.: «Доклады советских геологов к I Международному коллоквиуму по юрской системе». Тбилиси, Изд-во АН Груз. ССР, 1962.
Мартынов А. В. К познанию юрских Palaeontinidae Handl: морфология, систематическое положение и описание нового рода из Усть-Балея.— Ежегод. Русск. палеонтол. об-ва, 1930, 9.
Масайтис В. Л. Новые данные о распространении юрских отложений в пределах Вилюйско-Ангарского мезозойского прогиба.— Материалы ВСЕГЕИ, новая серия, 1955, вып. 7.
Маслов В. П., Лавров М. М. Материалы к геологии истока р. Ангары.— Труды Всес. геол.-развед. объединения, 1933, вып. 298.
Могулева Т. Т. Особенности геологии и литологии юрских отложений в бассейне р. Ыгыатты. В сб.: «Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР», вып. VIII. Якутское кн. изд-во, 1961.
Молчанов И. А., Усова А. А. Месторождение каолинов и других полезных ископаемых района Балея.— Изв. Сиб. отд. Геол. ком., 1927, 6, вып. 3.
Мордовский В. Ф. Тектоническое строение южной части Сибирской платформы.— Докл. АН СССР, 1952, 86, № 5.
Мордовский В. Т., Дитмар В. И. О структуре Рыбинской впадины.— Докл. АН СССР, 1956, 107, № 5.
Наумова С. Н. Значение спорово-пыльцевого анализа для выяснения условий образования осадков.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1952, вып. 27.
Неустроева И. Ю. О возрасте континентальных пестроцветных отложений Канско-Тасеевской депрессии. В сб.: «Труды научных сотрудников ленинградских вузов». Л., изд. Мин-ва высшей школы, 1958.
Николаев Н. И. О строении поймы и аллювиальных отложений. В кн.: «Вопросы теоретической и прикладной геологии», сб. 2, 1947.
Обручев В. А. История геологического исследования Сибири. Изд-во АН СССР 1931—1949.
Обручев В. А. Геология Сибири. Т. 3. Мезозой и кайнозой. Изд-во АН СССР, 1938.
Одинцов М. М. К геологии месторождений каолинов и огнеупорных глин Усольского района Иркутской области.— Сов. геология, 1938, № 11.
Одинцов М. М. Месторождения каолинов Приангарского района Иркутской области и их промышленные перспективы. В сб.: «Материалы по геологии нерудных полезных ископаемых», вып. 1. Иркутск, изд. треста «Сибгеолнеруд», 1945.
Одинцов М. М. Некоторые особенности структурного развития Сибирской платформы в мезозое.— Труды Иркутского ун-та, серия геол., 1953, 9.
Одинцов М. М. Иркутский амфитеатр (геологическая структура и история развития его внутреннего поля).— Труды Иркутского ун-та, серия геол., 1954, 6, вып. 2.
Одинцов М. М. Материалы по геологии и алмазоносности Сибирской платформы.— Труды Вост.-Сиб. фил. АН СССР, серия геол., 1958, вып. 14.
Одинцов М. М. Основные закономерности размещения полезных ископаемых на Сибирской платформе. В кн.: «Развитие производительных сил Восточной Сибири». М., Изд-во АН СССР, 1960.
Одинцов М. М. Раннемезозойский тектономагматический цикл на Восточно-Азиатской платформе.— Геол. и геофиз., 1961, № 1.
Одинцов М. М. Общие вопросы геологии древних платформ.— Геол. и геофиз., 1962а, № 3.
Одинцов М. М. Главнейшие эпохи образования полезных ископаемых на Сибирской платформе.— Геол. и геофиз., 1962б, № 11.
Одинцов М. М. Общие вопросы геологии юрских отложений южной и центральной части Сибирской платформы.— Труды Ин-та земной коры СО АН СССР, 1963, вып. 15.
Одинцов М. М. Геологические предпосылки и перспективы алмазоносности юго-западной части Сибирской платформы.— Сов. геология, 1965, № 5.

Одинцов М. М., Одинцова М. М., Башкиров Л. В. К геологии юрских отложений северо-запада Иркутского амфитеатра.— Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та, 1961, вып. 3.
Одинцов М. М., Скабичевский П. П. Структура юго-запада Сибирской платформы и юга Енисейского кряжа.— Проблемы сов. геол., 1937, № 7.
Одинцов М. М., Твердохлебов В. А., Владимиров Б. М. и др. Структура, вулканизм и алмазоносность Иркутского амфитеатра. М., Изд-во АН СССР, 1962.
Одинцова М. М. Спорово-пыльцевые комплексы верхнепалеозойских, нижнемезозойских и третичных отложений центральной части Сибирской платформы. В сб.: «Доклады спорово-пыльцевой конференции». Л., изд. ВСЕГЕИ, 1953.
Одинцова М. М. Стратиграфия континентальных нижнеюрских отложений и проблемы алмазоносности раннемезозойских осадков центральной части Сибирской платформы. В сб.: «Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР», вып. IX. М., Госгеолтехиздат, 1962.
Одинцова М. М. Материалы к корреляции разрезов юрских отложений центральной и северо-восточной части Сибирской платформы.— Труды Ин-та земной коры СО АН СССР, 1963а, вып. 15.
Одинцова М. М. Палинологические комплексы нижнеюрских алмазоносных отложений Центральной части Сибирской платформы и пути реконструкции ландшафтных особенностей времени их накопления. В сб.: «Тезисы докладов IX сессии Всесоюзного палеонтологического об-ва». Л., изд. ВСЕГЕИ, 1963б.
Одинцова М. М., Смирнова О. К. Вопросы стратиграфии и палеогеографии лейаса Вилюйской впадины и распределение в его осадках алмазоносных россыпей. В сб.: «Тезисы докладов на совещании по геологическому строению и минеральным ресурсам Сибирской платформы», вып. 3. Изд. Иркутского геол. упр., 1960.
Одинцова М. М., Смирнова О. К. Палеогеографические условия образования алмазоносных континентальных и морских юрских россыпей в центральной и северо-восточной частях Сибирской платформы. В сб.: «Геология алмазных месторождений». М., изд-во «Наука», 1963.
Одинцова М. М., Файнштейн Г. Х. О геологии и возрасте древних алмазоносных россыпей в бассейне р. М. Ботуобии. В сб.: «Алмазы Якутии». М., Изд-во АН СССР, 1961.
Оттен Ф. Ф. Головинско-Заларинский район центральной части Иркутского бассейна.— Труды Вост.-Сиб. геол.-развед. треста, 1934, вып. 9.
Оттен Ф. Ф. Угленосные бассейны и районы Восточной Сибири. В сб.: «Материалы I краевой конференции». Иркутское обл. гос. изд-во, 1935.
Оттен Ф. Ф. Иркутский бассейн. В сб. «Запасы углей СССР». М., изд. Геол. ком., 1937.
Оттен Ф. Ф., Деев Ю. П. Иркутский угленосный бассейн. В сб.: «Минеральные ресурсы Восточной Сибири», т. I. Иркутск, 1937.
Оттен Ф. Ф., Деев Ю. П., Рыжков П. М. Иркутский угленосный бассейн.— Труды Вост.-Сиб. геол.-развед. треста, 1934, вып. 9.
Ошуркова М. В., Петрова И. В. К вопросу о методике выделения ископаемых мегаспор. В сб.: «Угленосные формации некоторых регионов СССР». М.— Л., Изд-во АН СССР, 1961.
Павлов С. Ф. Новые данные о юрских отложениях на юге Тунгусского бассейна.— Труды Ин-та земной коры СО АН СССР, 1963, вып. 15.
Павловский Е. В., Цветков А. И. Северо-Западное Прибайкалье. Геолого-петрографический очерк района Елохина мыса.— Труды Петрогр. ин-та АН СССР, серия Сиб., 1936, вып. 22.
Первушинская Н. А. Палинологическая характеристика отложений чайдахской свиты нижнего (?) лейаса Анабаро-Хатангского междуречья.— Сборник статей по палинологии и биостратиграфии, вып. 7. Л., изд. НИИГА, 1958.
Писарчик Я. К. Новые данные о составе глинистого вещества карбонатно-галогенных отложений нижнего кембрия Иркутского амфитеатра.— Материалы ВСЕГЕИ, новая серия, 1956, вып. 1.
Плотникова М. И., Равский Э. И. Юрские отложения юго-восточной окраины Тунгусского бассейна. В кн.: «Геология СССР», т. XVII. М., Госгеолтехиздат, 1962.
Погодин Ю. В. Ильменитово-магнетитовые песчаники в бассейне р. Непы. В сб.: «Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири», вып. 19. Изд. Иркутского геол. упр., 1958.
Попов Ю. Н. Биостратиграфия триасовых отложений Сибирской платформы. В сб.: «Тезисы докладов на совещании по разработке стратиграфических схем Якутской АССР». Л., изд. ВСЕГЕИ, 1961.
Попова П. А. Особенности угленосности Иркутского бассейна. В сб.: «Новые данные по геологии, нефтеносности и полезным ископаемым Иркутской области». М., изд-во «Недра», 1964.
Принада В. Д. О мезозойской флоре Сибири. Иркутское обл. гос. изд-во, 1944.
Принада В. Д. Мезозойская флора Забайкалья и ее стратиграфическое распределение. Иркутское обл. гос. изд-во, 1950.

Принада В. Д. Мезозойская флора Сибири и Забайкалья. М., Госгеолтехиздат, 1962.
Проблемы седиментологии. М., Госгеолтехиздат, 1960.
Пустовалов Л. В. Геохимические фации и их значение в общей и прикладной геологии.— Проблемы сов. геол., 1933, № 1.
Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород. Ч. I и II. М., Гостоптехиздат, 1940.
Пустовалов Л. В., Соколова Е. И. Методы определения Eh и pH в осадочных породах. В сб.: «Методы изучения осадочных пород», т. II. М., Госгеолтехиздат, 1957.
Равский Э. И. Геология мезозойских и кайнозойских отложений и алмазоносность юга Тунгусского бассейна.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1959, вып. 22.
Разгонов О. П. Схема стратиграфии мезозойских отложений бассейнов рек Лэпсикэ и Белянка. В сб.: «Тезисы докладов на совещании по разработке стратиграфических схем Якутской АССР». Л., изд. ВСЕГЕИ, 1961.
Разумова В. Н. Меловые и третичные формации западной части центрального и южного Казахстана.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1961, вып. 46.
Решения межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири. М., Госгеолтехиздат, 1959.
Решения межведомственного совещания по разработке унифицированных схем Якутской АССР. М., Госгеолтехиздат, 1963.
Рентгеновские методы определения и кристаллическое строение минералов глин. Сб. статей под ред. Бриндли Г. В. М., ИЛ, 1955.
Ржонсницкий А. Г. Краткий очерк о геологических исследованиях в бассейнах Вилюя и Лены.— Записки Мин. об-ва, серия 2, 1918, ч. 51, вып. 1.
Ржонсницкий А. Г. О распространении морского доггера в Северной Сибири.— Записки Мин. об-ва, серия 2, 1923, ч. 51.
Рожков И. С. Генетические типы алмазных россыпей Мало-Ботуобинского района Западной Якутии.— Геол. и геофиз., 1960, № 3.
Романовская Г. М. Споры и пыльца новых видов мезозойских растений Тургайского прогиба.— Палеонтол. ж., 1963, № 1.
Румянцева О. Г. Петрография углей зоны мощных угленосных отложений Иркутского бассейна.— Изв. физ.-хим. фак. Иркутского ун-та, 1953, 1, вып. 1—2.
Румянцева О. Г. Петрографический состав и физические свойства углей. В кн.: «Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР», т. 8. М., Изд-во «Недра», 1964.
Русинов И. Я. Строение намытых песчаных грунтов и их физико-механические характеристики.— Труды Ленингр. военно-воздушной инженерной академии, 1953, вып. 230.
Рухин Л. Б. Общая палеогеография. М., Госгеолтехиздат, 1959.
Рухин Л. П. Палеогеография Азиатского материка в мезозое. Региональная палеогеография. Междунар. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. советских геологов. М., Госгеолтехиздат, 1960.
Сакс В. Н. Общая схема стратиграфии юрской и меловой систем Сибири и Арктики. В сб.: «Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных схем северо-востока СССР». Магадан, 1959.
Сакс В. Н. Геологическая история Северного Ледовитого океана на протяжении мезозойской эры. В кн.: «Региональная палеогеография». М., Госгеолтехиздат, 1960.
Сакс В. Н. Некоторые вопросы стратиграфии и фациальной характеристики мезозойских отложений Западно-Сибирской низменности.— Геол. и геофиз., 1961, № 3.
Сакс В. Н. О возможности применения общей стратиграфической шкалы для расчленения юрских отложений Сибири.— Геол. и геофиз., 1962, № 5.
Сакс В. Н., Ронкина З. З. О возможных размывах Сибирской платформы в мезозое.— Информ. бюлл. Ин-та геол. Арктики, 1958, вып. 7.
Сакс В. Н., Ронкина З. З. О развитии рельефа Сибири на протяжении мезозойской эры.— Геол. и геофиз., 1960, № 1.
Саркисян С. Г., Климова А. Г. Ориентировка галек и методы их изучения. М., Изд-во АН СССР, 1955.
Саханова Н. С. Спорово-пыльцевые комплексы угленосных отложений Канского бассейна.— В сб.: «Труды Межведомственного совещания по стратиграфии Сибири». Л., Гостоптехиздат, 1957.
Сикстель Т. А. Некоторые данные о климатических зонах юрского периода.— Труды Среднеазиатского геол. упр., 1954, вып. II.
Сикстель Т. А. Флора рэта и лейаса Средней Азии и ее стратиграфическое значение. В сб.: «Доклады советских геологов к I Международному коллоквиуму по юрской системе». Тбилиси, Изд-во АН Груз. ССР, 1962.
Синицын В. М. Палеогеография Азии. М., Изд-во АН СССР, 1962.
Сироткин К. М. К вопросу о распространении нижнеюрских конгломератов в бассейне р. Вилюя.— Ученые записки Саратовского гос. ун-та, 1955, 14.
Скрипин А. И. Титаноносные песчаники даурского участка. В сб.: «Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири», вып. VI (XXVII). Изд. Иркутского геол. упр., 1961.

Скрипин А. И. К вопросу стратиграфии юрских отложений северо-западной части Иркутского угленосного бассейна. В сб.: «Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири», вып. IV (XXXI). Изд. Иркутского геол. упр., 1962.
Смирнова О. К. Вопросы стратиграфии, условий накопления и алмазоносность юрских морских отложений Вилюйской впадины. В сб.: «Материалы по геологическому строению и полезным ископаемым Якутской АССР», вып. IX. М., Госгеолтехиздат, 1962.
Смирнова О. К., Одинцова М. М. Материалы к стратиграфии нижнеюрских алмазоносных отложений в долине р. Тюнг. В сб.: «Алмазы Якутии». М., Изд-во АН СССР, 1961.
Страхов Н. М. Химическое изучение пород в генетических и корреляционных целях. В сб.: «Методы изучения осадочных пород». т. II. М., Госгеолтехиздат, 1957.
Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. I и II. М., Изд-во АН СССР, 1960.
Страхов Н. М., Залманзон Э. С. Распределение аутигенно-минералогических форм железа в осадочных породах и его значение для литологии.— Изв. АН СССР, серия геол., 1955, № 1.
Страхов Н. М. и др. Образование осадков в современных водоемах. М., Изд-во АН СССР, 1954.
Стругов А. С. О поверхности фундамента и взаимосвязи ее с осадконакоплением в Иркутском угленосном бассейне.— Изв. АН СССР, серия геол., 1955, № 6.
Стругов А. С. Угленосные мезозойские отложения западной части Вилюйской синеклизы и северо-восточной оконечности Ангаро-Вилюйского прогиба. Автореф. кандид. дисс. Томск, 1962.
Тазихин Н. Н. Юрские отложения р. Б. Ботуобии. В сб.: «Материалы по геологии Сибирской платформы», вып. 24. Л., изд. ВСЕГЕИ, 1959а.
Тазихин Н. Н. Стратиграфия и литология юрских отложений Ангаро-Вилюйского прогиба Сибирской платформы. Автореф. канд. дисс. Л., 1959б.
Тазихин Н. Н. Стратиграфия и фации юрских отложений Ангаро-Вилюйского прогиба.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1961, 66.
Татарский В. Б. Определение номера плагиоклаза иммерсионным методом.— Записки Всес. Мин. об-ва, 1956, вып. 2.
Твердохлебов В. А. Тектоническая карта Иркутской области. В кн.: «Атлас Иркутской области». М.— Иркутск, ГУГК Мин-ва геол. и охраны недр СССР, 1962.
Теннер Д. Д. Геологический очерк Хахарейского месторождения.— Материалы по геол. и полезным ископ. Вост. Сиб., 1932, № 5.
Теодорович Г. И. Минералы осадочных пород как показатели физико-химической обстановки. В сб.: «Вопросы минералогии, геохимии и петрографии». М.— Л., Изд-во АН СССР, 1946.
Теодорович Г. И. Осадочные геохимические фации.— Бюлл. МОИП, 1947, 22, вып. 1.
Теодорович Г. И. Учение об осадочных породах. М., Гостоптехиздат, 1958.
Тесленко Ю. В. Материалы к изучению среднеюрской флоры окрестностей Красноярска.— Труды СНИИГГИМС, 1960, вып. 8.
Тесленко Ю. В. О среднеюрской флоре Западно Сибирской низменности и ее значение в изучении юрских флор Сибири.— Труды СНИИГГИМС, 1961а, вып. 15.
Тесленко Ю. В. Некоторые палеонтологические данные для стратификации юрских отложений Западно-Сибирской низменности. В кн.: «Решения и труды межведомственного совещания по уточнению унифицированной и корреляционной стратиграфических схем Западной Сибири». М., Госгеолтехиздат, 1961б.
Тесленко Ю. В. Юрская система. В кн.: «Биостратиграфия мезозойских и третичных отложений Западной Сибири».— Труды СНИИГГИМС, 1962а, вып. 22.
Тесленко Ю. В. Юрские растения Западной Сибири. В кн.: «Биостратиграфия мезозойских и третичных отложений Западной Сибири».— Труды СНИИГГИМС, 1962б, вып. 22.
Тетяев М. М. Работы по исследованию Иркутского угленосного бассейна.— Изв. Геол. ком., 1925, 44, № 2.
Тетяев М. М. Изучение юго-западной окраины Иркутского угленосного бассейна.— Изв. Геол. ком., 1927, 45, № 4.
Тетяев М. М. Южная окраина Иркутского угленосного бассейна.— Труды ЦНИГРИ. 1934, вып. 2.
Тимофеев П. П. Аллювиальные отложения и связанные с ними эрозионные размывы в угленосных свитах среднего карбона юго-западной окраины Донбасса.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1954, вып. 151.
Тимофеев П. П. Юрская угленосная формация Ангаро-Чулымского мезозойского прогиба.— Докл. АН СССР, 1962, 147, № 5.
Тимофеев П. П. Основные черты строения мезозойской угленосной формации Ангаро-Чулымского прогиба.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1963а, вып. 81.
Тимофеев П. П. Палеогеография юрской угленосной формации и история геологического развития Ангаро-Чулымского мезозойского прогиба.— Изв. АН СССР, серия геол., 1963б, № 4.
Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И. Степень разложения растительного веще-

ства как показатель тектонического режима области торфонакопления.— Докл. АН СССР, 1962, 144, № 4.
Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И., Яблоков В. С. Принципы построения генетической классификации гумусовых углей. Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 2.
Тимофеев П. П., Еремеев В. В. Главнейшие терригенно-минералогические ассоциации пород юрской угленосности формации Ангаро-Чулымского прогиба.— Литология и полезные ископаемые, 1964, № 2.
Ткалич С. М., Попова Н. А., Пекарец П. А. и др. Иркутский угольный бассейн. В кн.: «Геология месторождения угля и горючих сланцев СССР». М., изд-во «Недра», 1964.
Туголесов Д. А. К тектонике юго-восточной части Сибирской платформы.— Изв. АН СССР, серия геол., 1952, № 2.
Турутанова-Кетова А. И. Материалы к изучению ископаемой флоры Черемховского угленосного бассейна.— Изв. Геол. ком., 1920, вып. 5.
Тучков И. И. Палеогеография Северо-Востока СССР в позднетриасовое и юрское время.— Труды Якутского фил. СО АН СССР, серия геол., 1962, сб. XIV.
Уманец В. Е. Древние коры выветривания на траппах в восточной части Сибирской платформы. В сб.: «Материалы по изучению алмазов и алмазоносных районов СССР». Л., Госгеолтехиздат, 1960.
Условные обозначения и методические указания по составлению атласа литолого-палеогеографических карт СССР. М., Госгеолтехиздат, 1962.
Усова А. А. Очерк по геологии и полезным ископаемым района р. Рыбной.— Изв. Вост.-Сиб. отд. РГО, 1929, 3, вып. 4.
Фадеева И. Д. Мегаспоры из юры Западного Казахстана.— Палеонтол. ж., 1960, № 4.
Файнштейн Г. Х. Фации и палеогеография нижнелейасовых отложений районов северо-восточной части Ангаро-Вилюйского прогиба. В сб.: «Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР», вып. VIII. Якутское кн. изд-во, 1962.
Файнштейн Г. Х., Виниченко М. Н. Опыт применения литолого-формационного анализа при изучении юрских отложений Иркутского амфитеатра.— Литология и пол. ископ., 1965, № 6.
Файнштейн Г. Х., Одинцова М. М., Смирнова О. К. Предварительные данные о некоторых закономерностях размещения алмазоносных отложений Западной Якутии. В сб.: «Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР», вып. II. Якутское кн. изд-во, 1960.
Фаткулин А. Г. Краткая минералогическая характеристика алмазоносных отложений ирелляхской фации нижнего лейаса района трубки «Мир». В сб.: «Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР», вып. IV. М., Госгеолтехиздат, 1960.
Федоров В. Ф. Глинистые материалы Балайского района Восточной Сибири.— Труды Всес. научно-исслед. ин-та керамики, 1934, вып. 42.
Флоренсов Н. А. К палеогеографии континентального мезозоя на юге Сибири.— Изв. СО АН СССР, 1958, № 4.
Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М., Изд-во АН СССР, 1960.
Флоренсов Н. А., Логачев Н. А., Кузнецова М. Ф. Неотектоническая карта Иркутской области. В кн.: «Атлас Иркутской области». М.— Иркутск, ГУГК Минва геол. и охраны недр СССР, 1962.
Фрадкина А. Ф. Палинологическая характеристика юрских отложений по разрезу Сунтарской опорной скважины. В сб. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР», вып. IV. Якутское кн. изд-во, 1961.
Хабаков А. В. Краткая инструкция для полевого исследования конгломератов. М., Изд. Всес. геол.-развед. объединения, 1933.
Хабаков А. В. Динамическая палеогеография.— Литол. сборник, 1948, вып. 1.
Хахлов В. А. Ископаемые растения Иркутского угленосного бассейна.— Изв. Сиб. отд. Геол. ком., 1924, 4, вып. 2.
Хахлов В. А. Растительные остатки Олонского района.— Изв. Сиб. отд. Геол. ком., 1927, 47.
Хоментовский А. С. Восточная часть Канского бассейна. В сб.: «Минеральные ресурсы Восточной Сибири», т. I. Иркутск, 1937.
Хоментовский А. С. Структура и тектоника юго-западной части Сибирской платформы.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1945, вып. 5 (6).
Чекановский А. Л. Геологические исследования в Иркутской губернии, совершенные по поручению Сибирского отделения Русского географического общества. Иркутск, 1874.
Чекановский А. А. Дневник экспедиции по рекам Н. Тунгуске, Оленеку и Лене в 1873—1875 гг.— Записки РГО по общей геогр., 1896, 20, № 1.
Чекин С. С. Изучение условий переотложения каолиновых глин кор выветривания в континентальных условиях. Авторефераты работ сотрудников ИГЕМ АН СССР, М., 1962.

Черский И. Д. Краткий отчет об исследовании течения р. Иркута от Торской котловины до устья в Ангару.— Изв. Сиб. отд. РГО, 1876, т. 7, № 4, 5.
Черский И. Д. Предварительный отчет о геологическом исследовании береговой полосы оз. Байкал.— Изв. Сиб. отд. РГО, 1877, 9.
Черский И. Д. Естественно-исторические наблюдения и заметки на пути от Иркутска до с. Преображенского.— Изв. Вост. Сиб. отд. РГО, 1885, 16, № 1—2.
Черский И. Д. О результатах исследования оз. Байкал.— Записки РГО по общей геогр., 1886, 15, № 3.
Чумаков Н. М. Стратиграфия и тектоника юго-западной части Вилюйской впадины. В кн.: «Тектоника СССР». т. IV. М., Изд-во АН СССР, 1959.
Шамов Г. И. Сток взвешенных наносов рек СССР.— Труды Гос. гидрогр. ин.-та, 1949, вып. 20 (74).
Шанцер Е. В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1951, вып. 135.
Шанцер Е. В. Типы аллювиальных отложений. В сб.: «Вопросы геологии антропогена». М., Изд-во АН СССР, 1961.
Шарыпов И. С., Яржемский Я. Я. К вопросам солености кембрия юго-восточной части Средне-Сибирской платформы. М.— Л., ОНТИ, 1938.
Шатский Н. М. Основные черты тектоники Сибирской платформы.— Бюлл. МОИП, отд. геол., новая серия, 1932, 10, № 3, 4.
Швецов М. С. Петрография осадочных пород. М., Госгеолтехиздат, 1948.
Шейнманн Ю. М. Верхнепалеозойские и мезозойские климатические зоны Восточной Азии.— Бюлл. МОИП, отд. геол., новая серия, 1954, 59. № 6.
Штех Г. И. Глубинная тектоника Вилюйской впадины. В сб.: «Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР», вып. IV. Изд. Якутского геол. упр., 1961.
Штех Г. И. История тектонического формирования Вилюйской синеклизы.— Труды Якутского фил. СО АН СССР, серия геол., 1962, сб. XIV.
Щербаков В. Н. О генезисе сухарных глин Иркутского бассейна.— Труды Вост.-Сиб. фил. АН СССР, 1958, вып. 14.
Alexander G. B., Heston W. M., Iler R. K. The solubility of amorphous silica in water.— J. Phys. Chem., 1954, 58, p. 453.
Baas Becking L. M., Kaplan I. R., Moor D. Limits of natural environment in terms of pH and oxidation-reduction potentials.— J. Geol., 1960, 68, N 3.
Barany K. Heats and free energies of some hydrated and an hydrous sodium and calcium aluminium silicates.— United States Bureau of Mines, Report on Investigations, 1962, N 5900.
Barany R., Kelley K. K. Heats and free energies of formation of gibbsite, kaolinite, hallysite and dickite.— United States Bureau of Mines, Report on Investigations, 1961, N 5825.
Dapples E. C. The behavior of silica in diagenesis.— В кн.: «Silica in sediments». Tulsa, 1959.
Dapples E. C. Stages of diagenesis in development of sandstones.— Bull. Geol. Soc. America, 1962, 73, N 8.
Dijkstra S. J. Megaspores and some other fossils from the Aachenian (Schonian) in South Limburg, Netherlands.— Meded. Geol. stichting, nieuwe serie, 1949. N 3.
Dijkstra S. J. Wealden megaspores and their stratigraphical value.— Meded. Geol. stichting, nieuwe serie, 1951, N 5.
Dijkstra S. J. On megaspores, charophyta fruits and some other small fossils from Cretaceous.— Paleobotanist, 1961, 8, N 1—2.
Gardner L. I. Reaction of living body to different types of mineral dust.— American Institute of Mines and Metallurgical Engineerng Technics Publication, 1938, 929.
Garrels R. M. Mineral equilibria at low temperatures and pressures. Harper, New York, 1960.
Garrels R. M., Dreyer K. M. Mechanism of limestone replacement at low temperatures and pressures.— Bull. Geol. Soc. America, 1952, 63.
Garrels R. M., Thompson M. E., Siever R. Stability of some carbonates at 25° C and one atmosphere total pressure.— Amer. J. Sci., 1960, 258.
Grinberg S. A., Price E. W. The solubility of silica in solution electrolites.— J. Phys. Chem., 1957, 61, N 11.
Heald T. M. Cementation of Simpson and St. Peter sandstones in part of Oklahoma, Arkansas and Missouri.— J. Geol., 1956, 64, N 1.
Hjulstrom F. Studies of morphological activity of rivers as illustrated by the River Fyris.— Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, 1935, 25.
Huber N. K. The environmental of sedimentary iron minerals.— Econ. Geol., 1958, 53. N 2.
Huber N. K., Garrels R. M. Relation of pH and oxidation potential to sedimentary iron minerals formation.— Econ. Geol., 1956, 48, N 5.
Hutchins P. F. Authigenic minerals of Carboniferous sediments from Central West Spitsbergen.— Geol. Mag., 1962, 99, N 1.
Iler R. K. Colloid chemistry of silica and silicates.— Cornell University Press, 1955.

Jung W. Zur Biologie und Morphologie einiger dispersen Megasporen, vergleichbar mit solchen von Lycostrobus Scotti aus dem Rhät-Lias Frankreichs.— Geol. Bl. NO-Bayern, 1958, 8.
Jung W. Die dispersen Megasporen der fränkischen Rhät-Lias Grenzschichten.— Paleontographica B, 1960, 107, N 4—7.
Keller W. D. The principles of chemical weathering.— Missouri, 1957.
Keller W. D., Balgord W. D., Reesman A. L. Dissolved products of artificialy pulverized silicate minerals and rocks.— J. Sediment. Petrol., 1963, 33, N 1.
Kendall M. Jurassic Lycopod megaspores from the Gristhorpe plant bed.— Ann. and Mag. Nat. History, ser. II, 1941, N 9.
Krauskopf K. B. Dissolution and precipitation of silica at low temperature.— Geochim. et cosmochim. acta, 1957, 12.
Krauskopf K. B. The geochemistry of silica in sedimentary environment.— В кн.: «Silica in sediments». Tulsa, 1959.
Krumbein W. C. Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles.— J. Sediment. Petrol., 1941, 11.
Krumbein W. C., Garrels R. M. Origin and classification of chemical sediments in terms of pH and oxidation-reduction potentials.— Econ. Geol., 1952, 60, N 1.
Lier J. A., van, Brown P. L., de, Overbik T. J. The solubility of quartz.— J. Phys. Chem., 1960, 64, N 11.
Morrey G. W. The solubility of quartz in water at temperature interval from 25 to 300° C.— Geochim. et cosmochim. acta, 1962, 26.
Mosebach R. Die hydrothermale Löslichkeit des quarzes als heterogenes Gasgleichgewicht.— Neues Jahrb. Mineral. Abhandl., 1955, N 3.
Okamoto Go, Okura T., Goto K. Properties of silica in water.— Geochim. et cosmochim. acta, 1957, 12, N 1—2.
Reinsch P. Micropaleophytologia formations Carboniferae.— 1884, 2.
Roller P. S., Erwin G. Ionisation of silicon acid.— J. Amer. Chem. Soc., 1940, 62.
Roy C. Silicates in natural waters.— Amer. J. Sci., 1945, N 7.
Rubey W. W. Settling velocities of gravel, sand and silt particles.— Amer. J. Sci., 1933, 25.
Schmalz R. F. Thermodynamic calculation relating of origin of red beds.— Bull. Geol. Soc. America, 1958, 69, N 12.
Selling O. H. A megaspore from the Mesozoic of Hope Island Svalbard.— Bot. notiser 1945, N 1.
Siever R. The silica budget in the sedimentary cycle.— Amer. Mineralogist, 1957, 42, N 11—12.
Siever R. Silica solubility at 0—200° C and diagenesis of sediments.— J. Geol., 1962, 70, N 2.
Sloss L. L., Krumbein W. C., Dapples E. C. Integrated analysis.— Mem. Geol. Soc. America, 1949, 39.
Walker T. R. Reversible nature of chert-carbonate replacement in sedimentary rocks.— Bull. Geol. Soc. America, 1962, 73, N 2.
Wentworth C. K. The terminology of coarse sediments.— Reports of National Research Council Commission on Sedimentation, 1935, 225.
Weyl P. K. The solution kinetics of calcite.— J. Geol., 1958, 66, N 2.

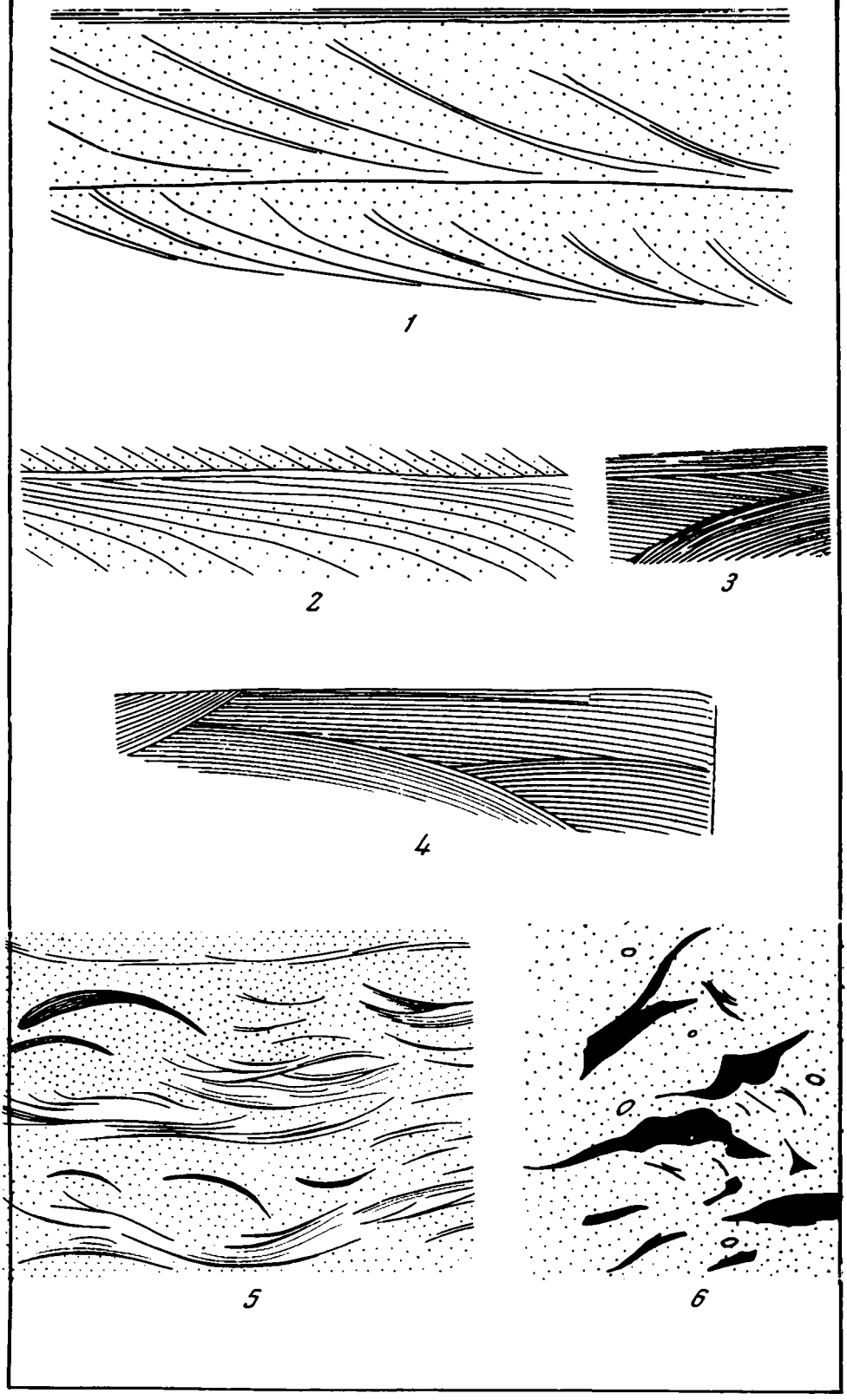


Таблица I

1, 2. Крупная косая однонаправленная слоистость. Угол косых слойков пределах серии изменяется. Русловая фация. *3, 4.* Мульдообразная слоистость с косыми сериями, наклоненными в противоположные стороны. Русловая фация (срез, перпендикулярный направлению потока). *5, 6.* Углефицированные обрывки древесины в русловых песчаниках.

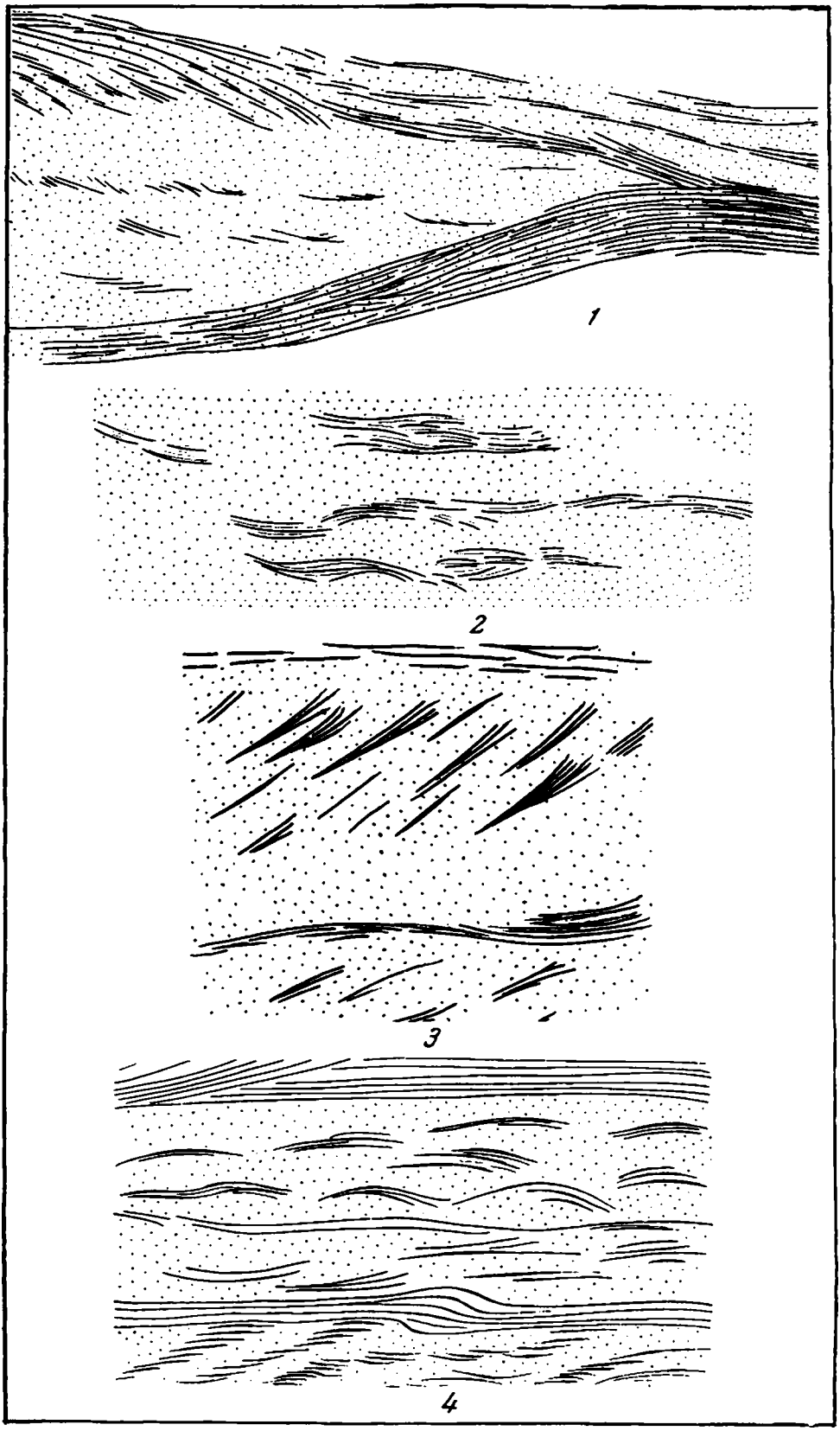
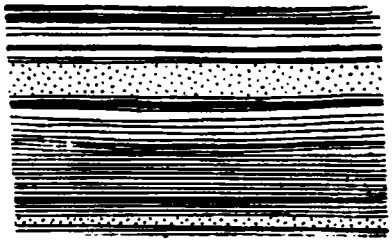
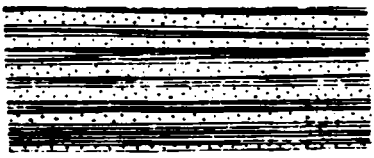


Таблица II.

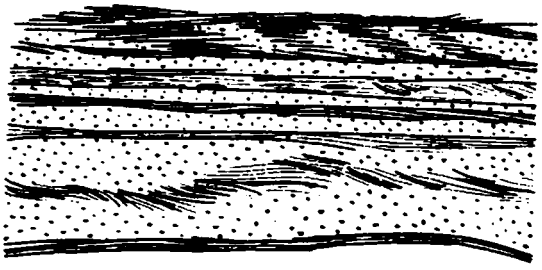
1, 2. Мелкая косая однонаправленная слоистость с усложненной конфигурацией серийных швов. Прирусловая фация. *3.* «Перистая» разновидность косой слоистости. Прирусловая фация. *4.* Косая горизонтально-волнистая прерывистая слоистость. Прирусловая фация.



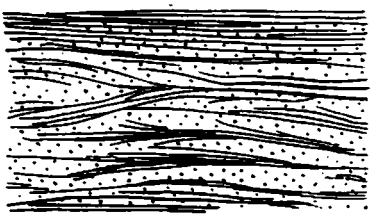
1



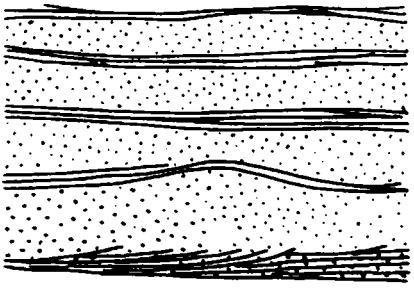
2



3



4

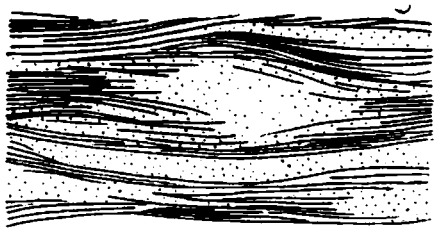


5

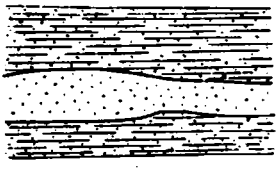
6

Таблица III

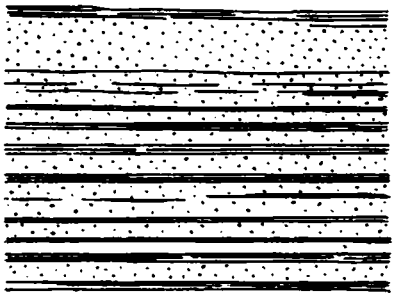
1, 2. Горизонтальная слоистость. Пойменная фация. *3.* Горизонтально-волнистая слоистость. Пойменная фация. *4.* Косо-волнистая слоистость. Пойменная фация. *5.* Последовательная смена косо-волнистой, горизонтально-волнистой и горизонтальной слоистости в пойменных отложениях. *6.* Усложнение первичной слоистости оползневыми явлениями.



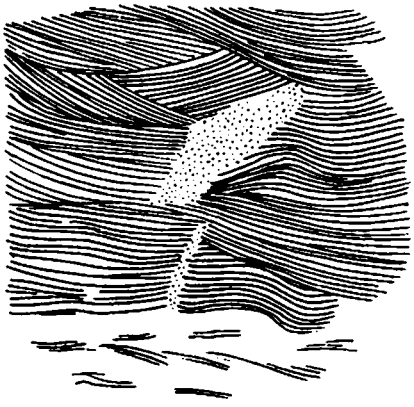
1



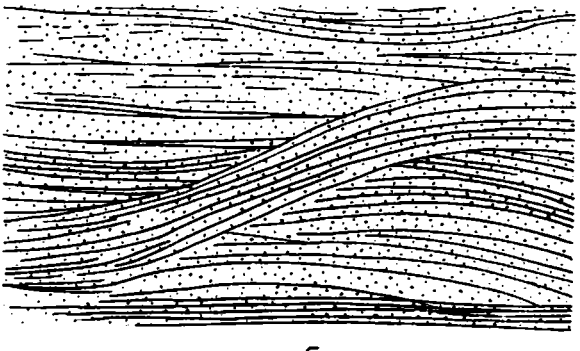
2



3



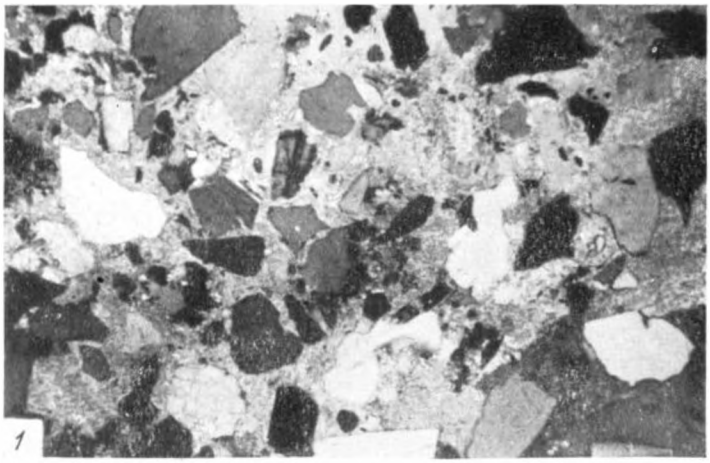
4



5

Таблица IV

1, 2. Горизонтально-линзовидные текстуры. Озерная фация. *3.* Горизонтальная слоистость в озерных отложениях. *4.* Перекрестная слоистость с взаимосрезающимися сериями. Озерная фация. *5.* Крупная косая слоистость в обн. 6 Ирша-Бородино.



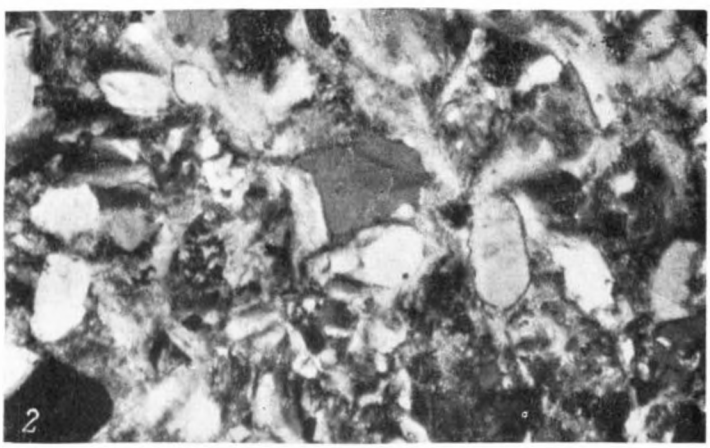
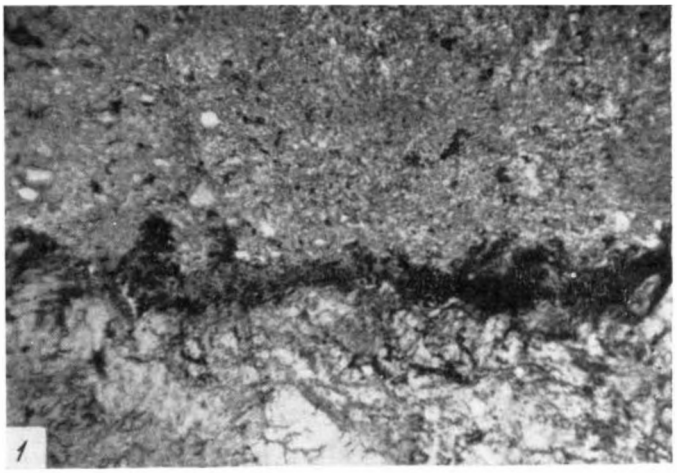
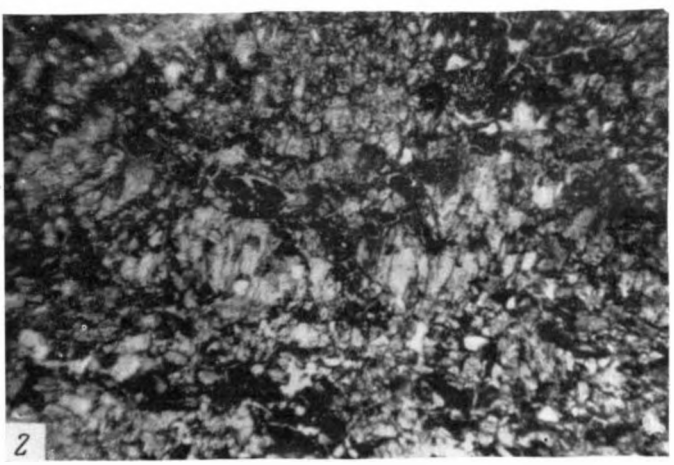


Таблица V

1. Пойкилитовая структура карбонатного цемента в песчанике; увел. 9, николи параллельны. *2.* Песчаник; перекристаллизованный карбонатный цемент с крестообразным погасанием; увел. 9, николи параллельны. *3.* Крустификация кальцита вокруг пиритовой конкреции; увел. 9, николи скрещены.





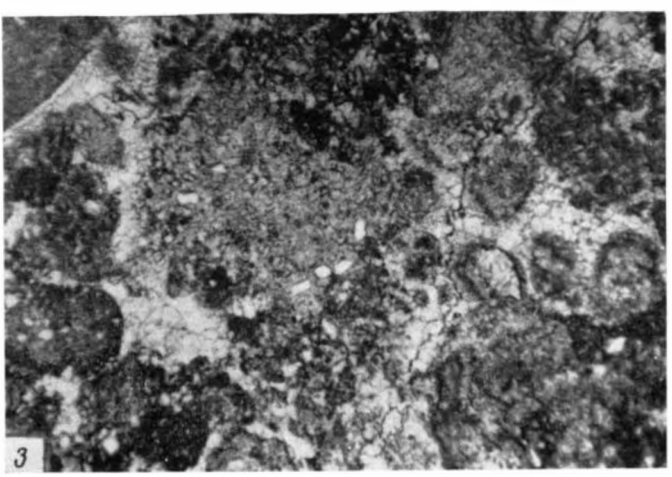
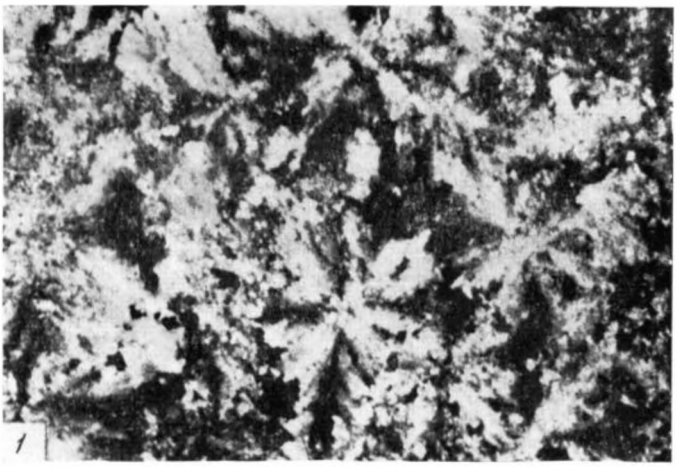


Таблица VI.

1. Известняк с прослоем углистого вещества; увел. 9, николи параллельны. *2.* Известняк углефицированный; увел. 9, николи параллельны. *3.* Известняк с псевдооолитовой структурой; увел. 9, николи параллельны.



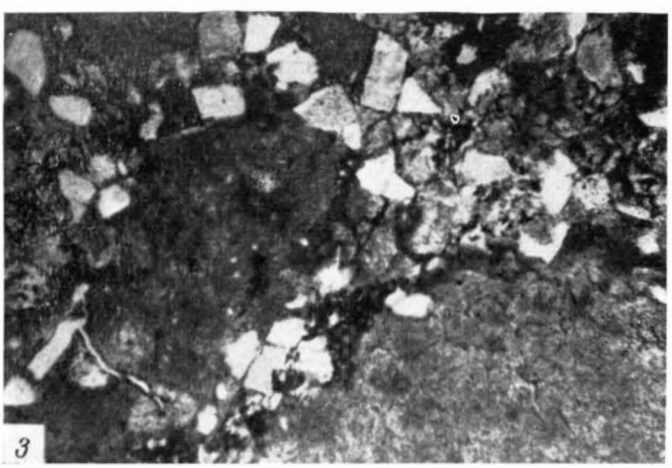
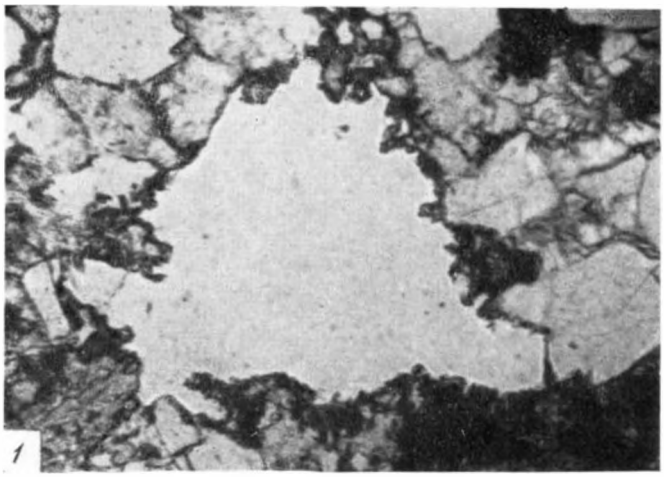
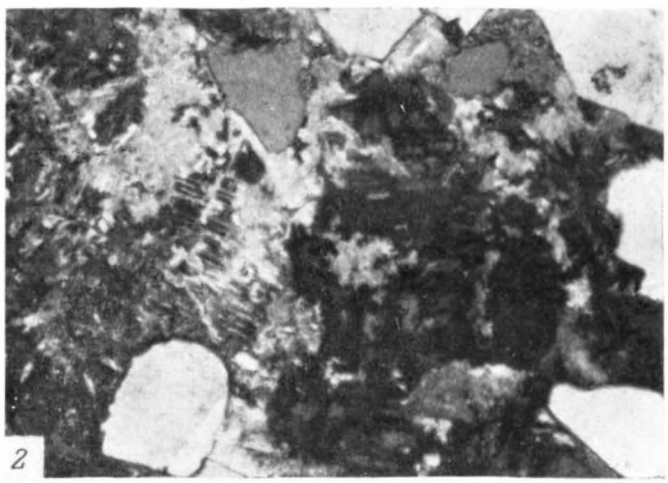


Таблица VII

1. Перекристаллизованный карбонат с крестообразной структурой погасания; 9, николи скрещены. *2.* Обломки карбонатной породы в алевролите; увел. 9, николи параллельны. *3.* Обломки криптокристаллического карбоната в песчанике; увел. 9, николи параллельны.





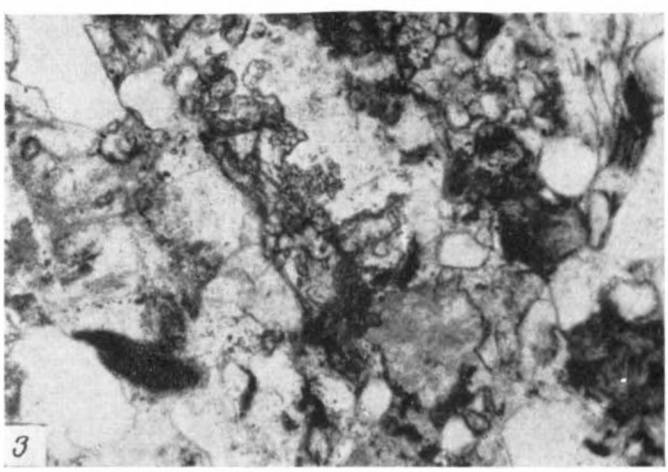
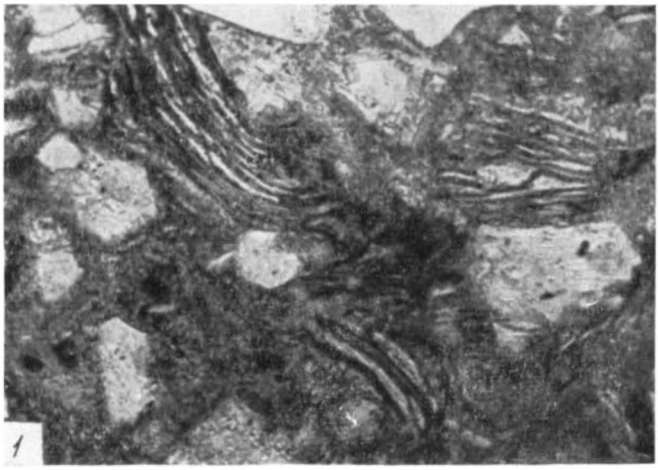
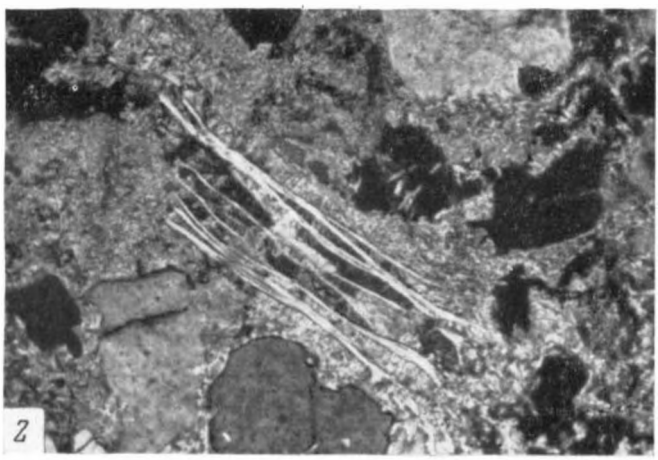


Таблица VIII

1. Коррозия обломков кварца и полевого шпата; увел. 9, николи скрещены. *2.* Карбонатизация полевых шпатов; увел. 9, николи параллельны. *3.* Эпидотизация полевого шпата; увел. 9, николи параллельны.





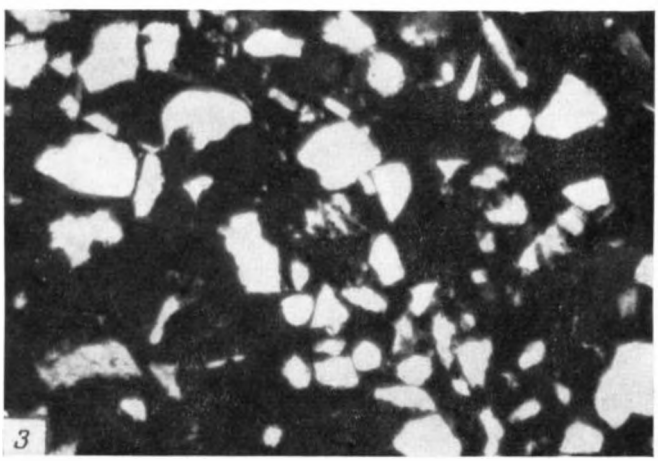


Таблица IX

1. Замещение биотита карбонатом; увел. 9, николи параллельны. *2*. Новообразование мусковита в карбонатном цементе. *3*. Пиритовый цемент в песчанике.

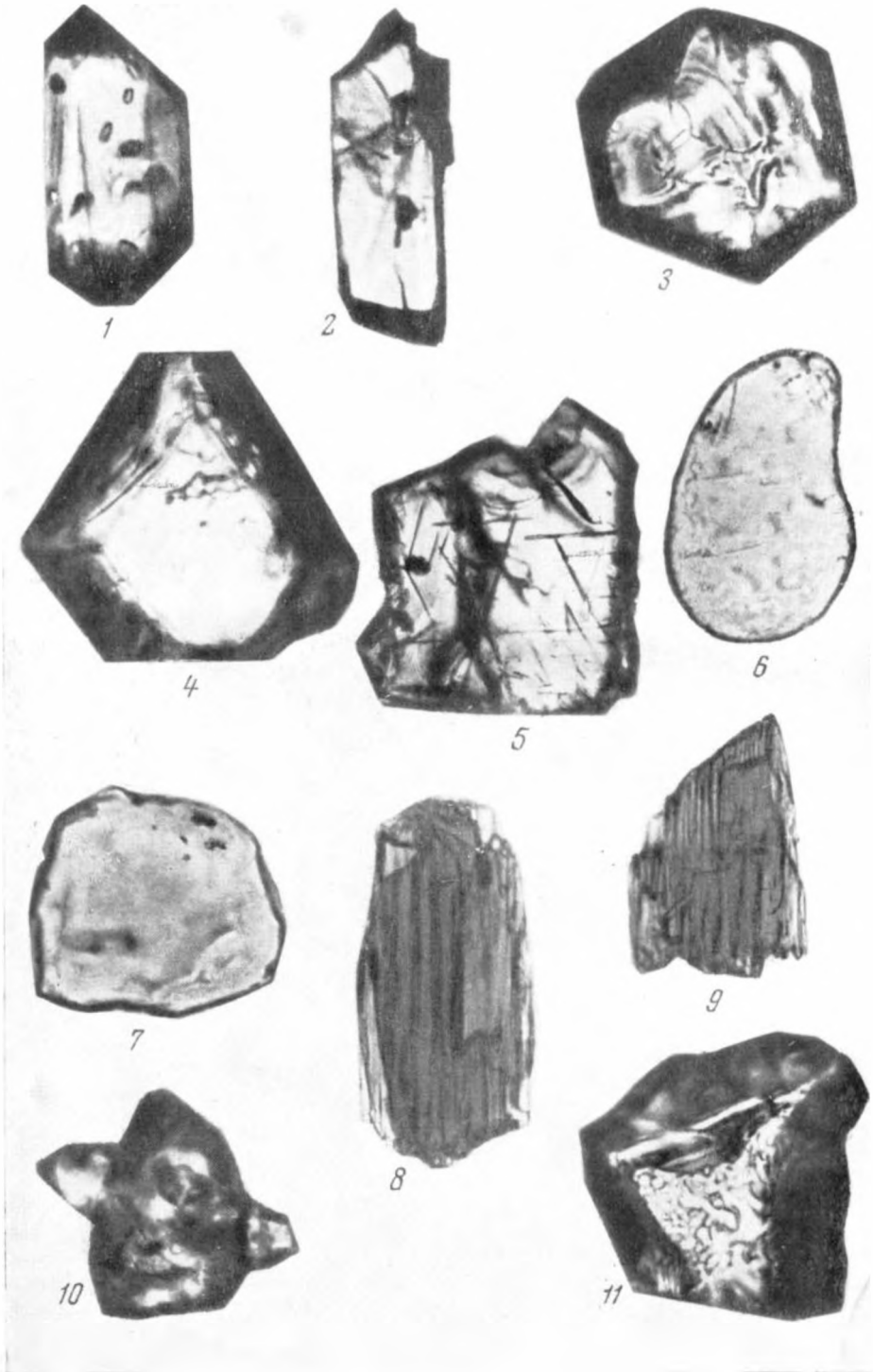


Таблица X

Минералы тяжелой фракции

1, *2*. Циркон. *3*, *4*. Гранат. *5*. Включения рутила в гранате. *6*, *7*. Апатит. *8*, *9*. Роговая обманка. *10*. Анатаз по сфену. *11*. Гранат.

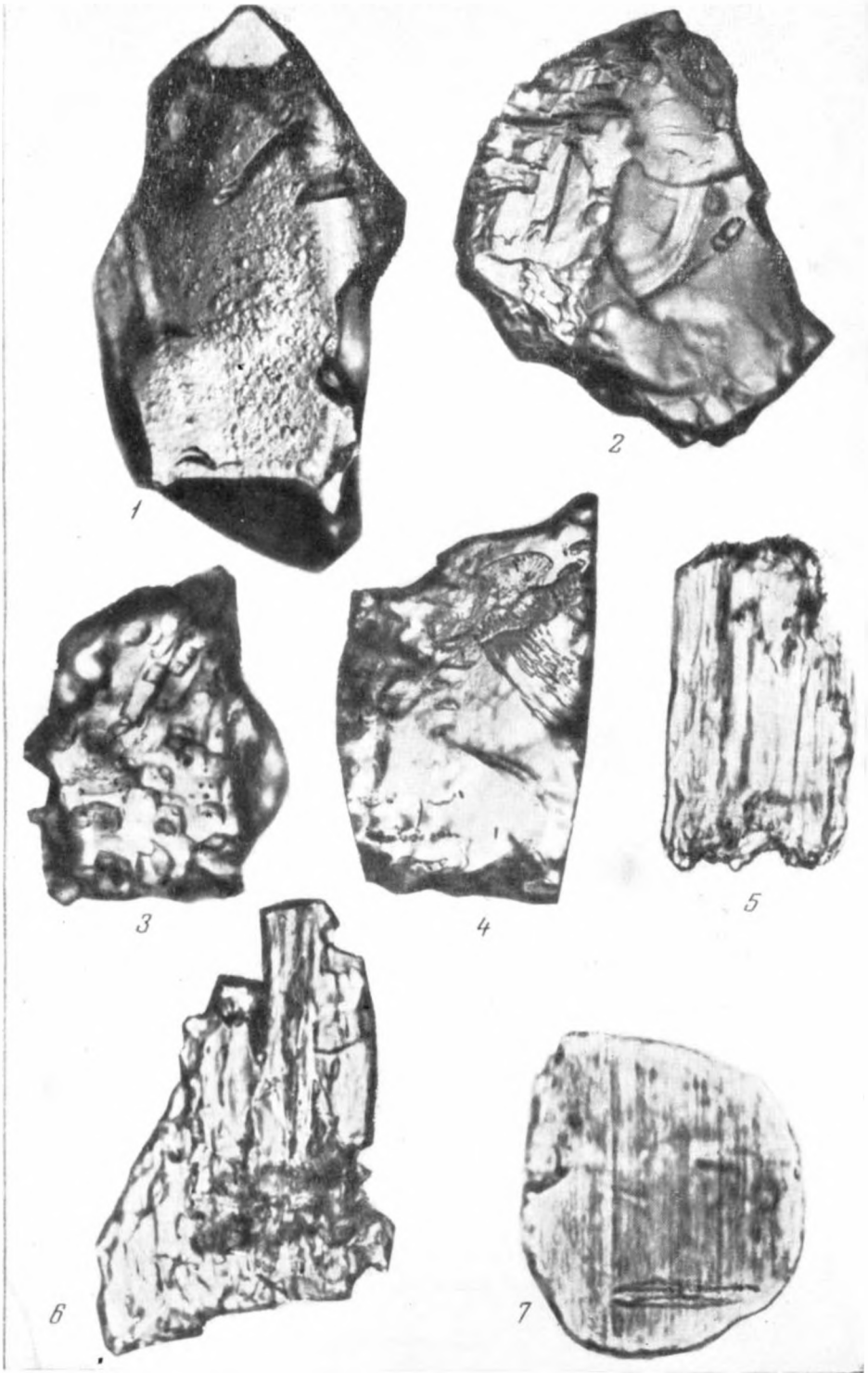


Таблица XI

Минералы тяжелой фракции

1. Оплавленая поверхность зерна граната. *2, 3, 4.* Поверхности растворения зерен граната. *5.* Ставролит. *6.* Дистен. *7.* Турмалин.

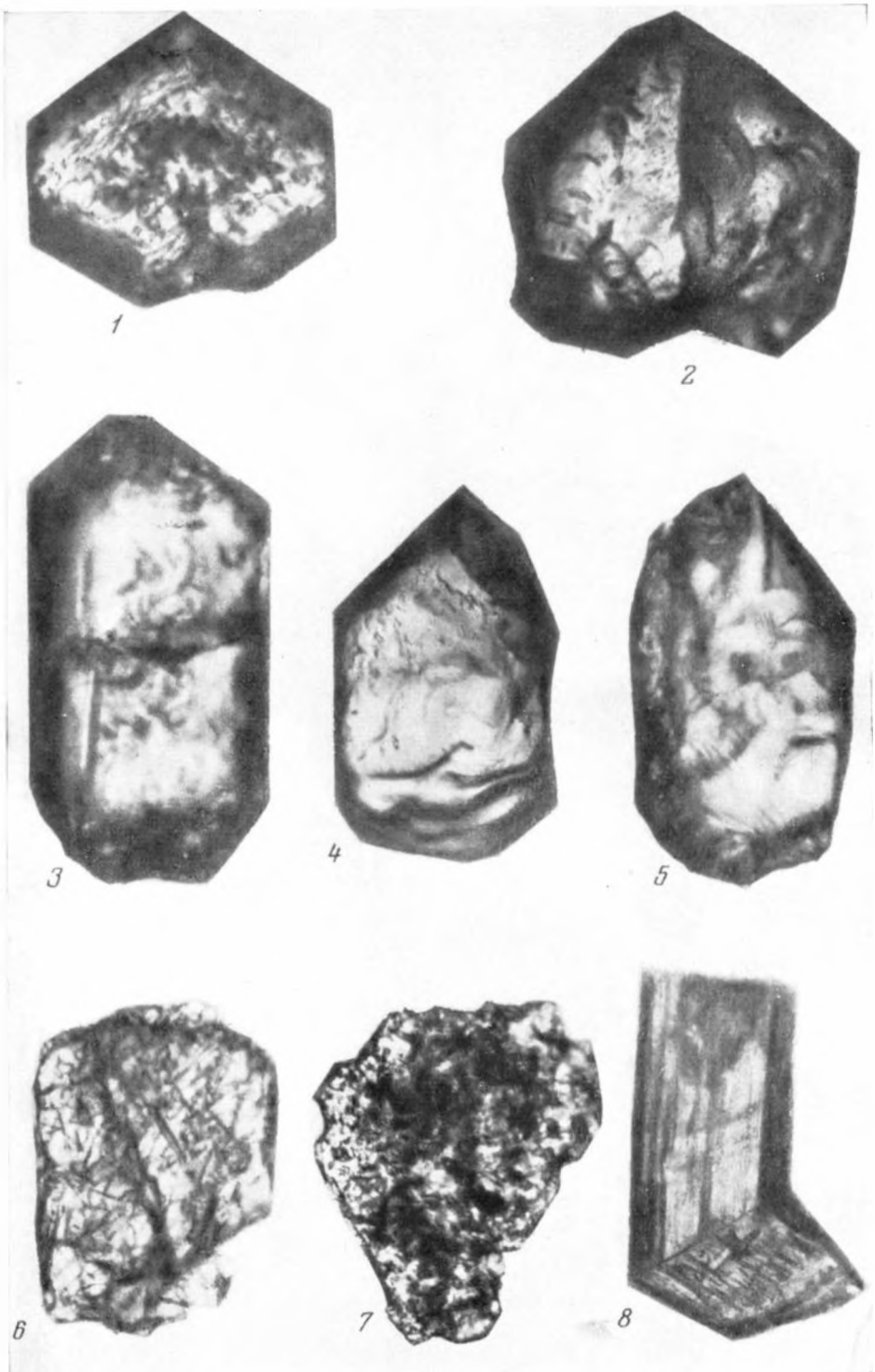


Таблица XII

Минералы тяжелой фракции
1, 2. Сфен. *3, 4, 5.* Монацит. *6, 7* Эпидот. *8.* Рутил.

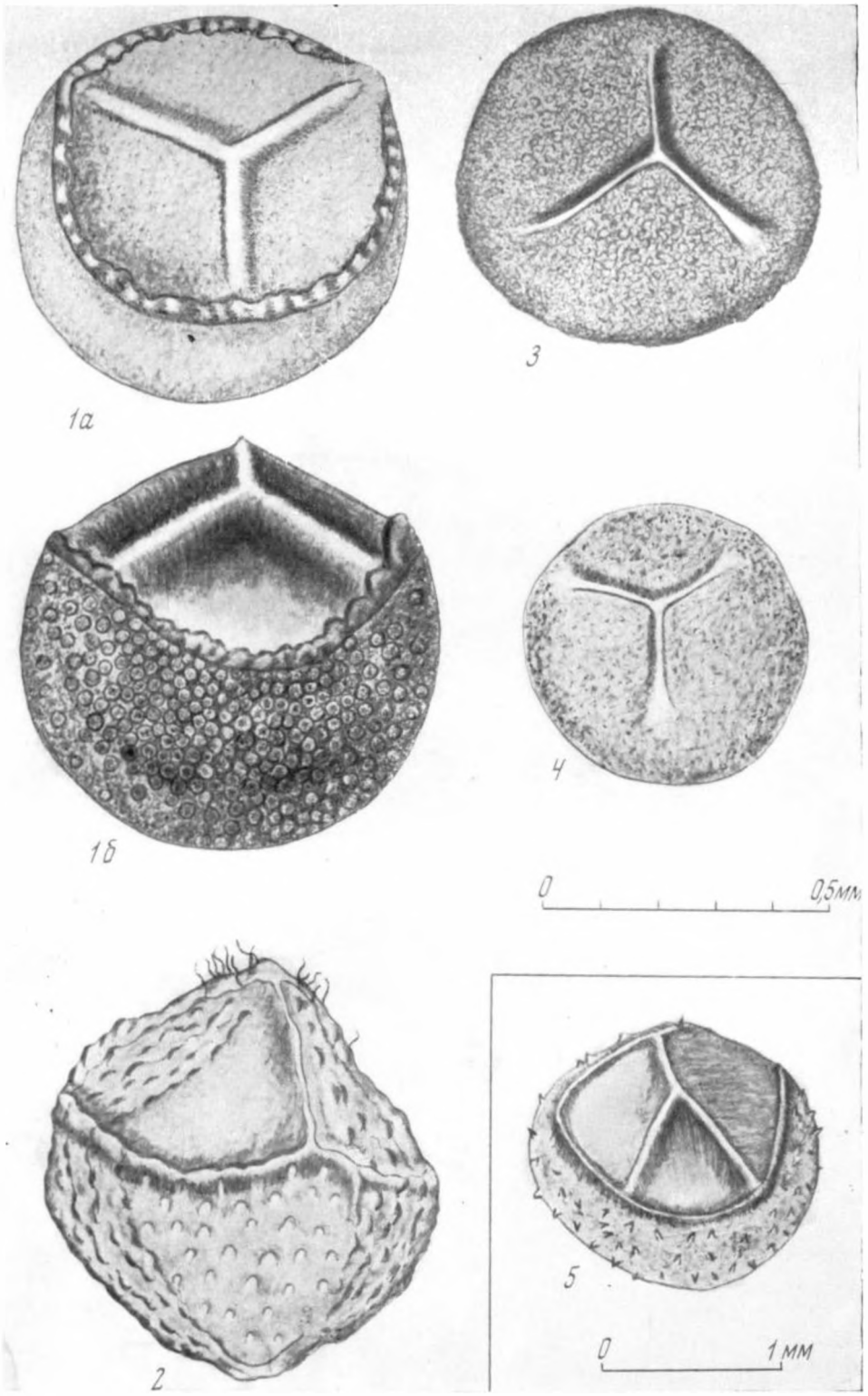


Таблица XIII

1а, 6. Triletes equidistantus sp. nov. *1а* — проксимальная сторона; *1б* — вид сбоку с элементами скульптурных образований. Канский угольный бассейн, участок Бородино, скв. 1336, камалинская свита. *2. Triletes botuobicus* sp. nov. Мало-Ботуобинский район, скв. 674, преляхская свита. *3. Triletes cryptoreticulatus* sp. nov. Канский угольный бассейн, участок Бородино, скв. 1336, камалинская свита. *4. Triletes psilatus* sp. nov. Канский угольный бассейн, участок Бородино, скв. 1312, переяславская свита. *5. Triletes heterogillatus* sp. nov. Канский угольный бассейн, участок Бородино, скв. 1336, переяславская свита.

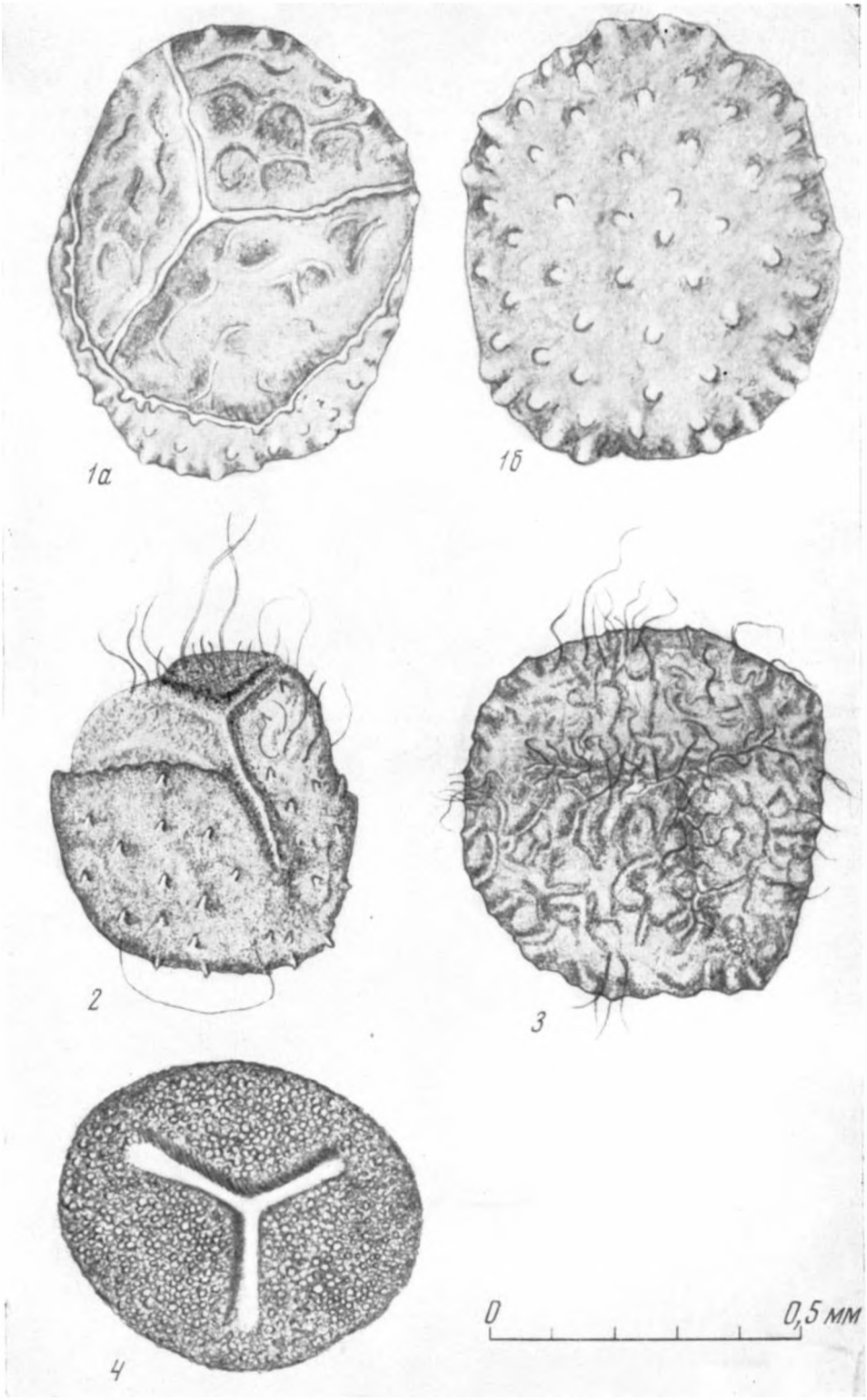


Таблица XIV

1а, 6. *Triletes heteropolarus* sp. nov. *1а* — проксимальная сторона; *1б* — дистальная сторона. Канский угольный бассейн, Абанский участок, скв. 417, переяславская свита. *2. Triletes oligocanthus* sp. nov. Мало-Ботуобинский район, скв. 674, преляхская свита. *3. Triletes arquensus* sp. nov. Мало-Ботуобинский район, скв. 674, преляжская свита. *4. Triletes cubornatus* sp. nov. Канский угольный бассейн, участок Переяславский, скв. 1670, переяславская свита.

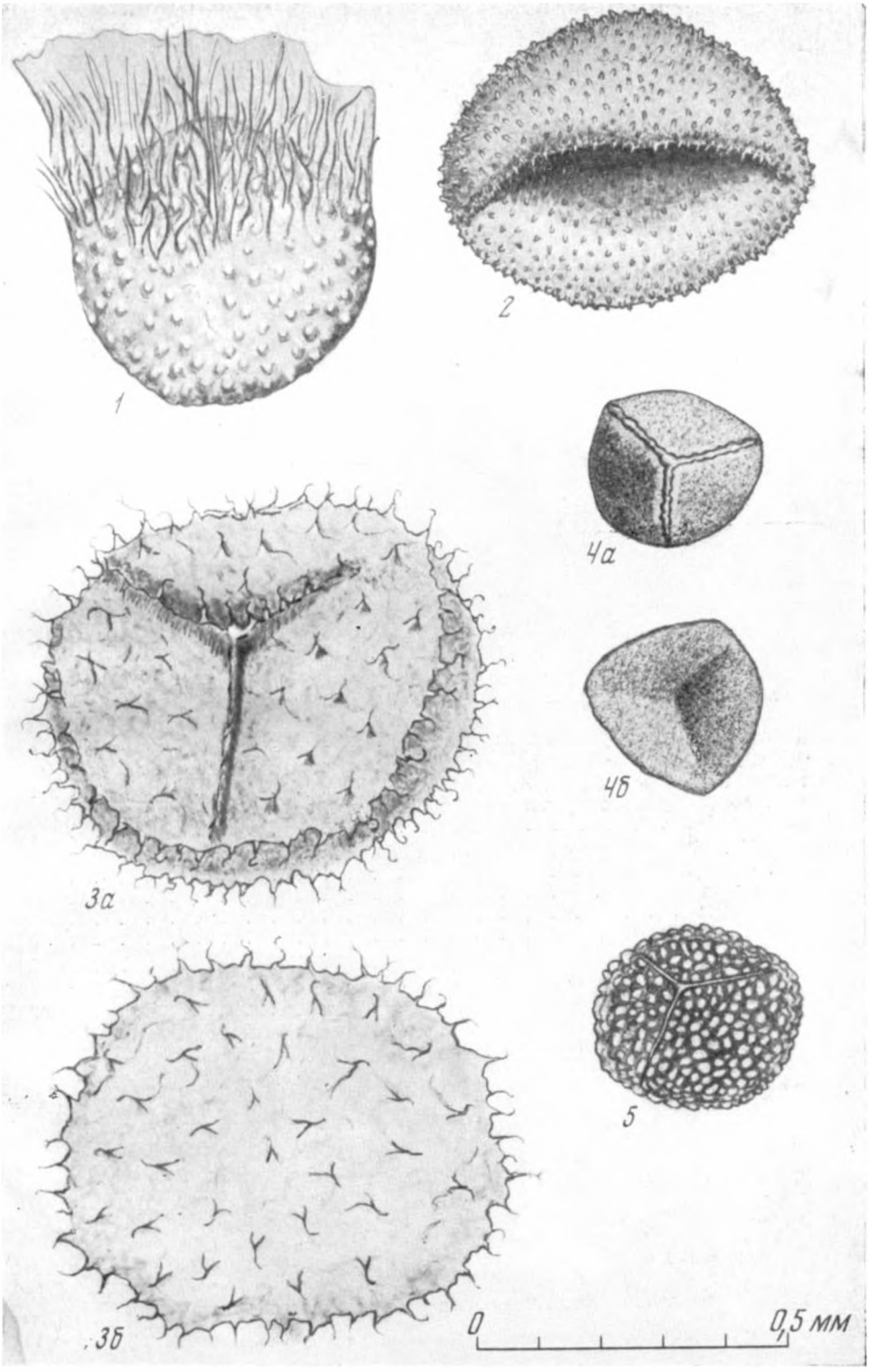


Таблица XV

1. Triletes paradoxus sp. nov. Мало-Ботуобинский район, скв. 674, иреляхская свита. 2. *Triletes canicus* sp. nov. Канский угольный бассейн, участок Переяславский, скв. 1670, переяславская свита. *3а, б*: *Triletes dipapillatis* sp. nov. *3а* — проксимальная сторона; *3б* — дистальная сторона. Мало-Ботуобинский район, скв. 674, иреляхская свита. *4а, б*: *Triletes crustatus* sp. nov. *4а* — проксимальная сторона; *4б* — дистальная сторона. Канский угольный бассейн, участок Бородино, скв. 1336, камалинская свита. *5. Triletes subreticulatus* sp. nov. Канский угольный бассейн, Абанский участок, скв. 541, абанская свита.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение (*М. М. Одинцов*) 3
Глава I. История исследований (*С. А. Кашик*) 7
Глава II. Краткий обзор методов исследований (*А. В. Ильюхина*) 15
Глава III. Стратиграфия (*М. М. Одинцова, Л. И. Гутова, Л. И. Богдашева*) 19
Западная часть Вилюйской впадины 34
Саяно-Вилюйский прогиб 46
Биостратиграфическое обоснование стратиграфии и корреляция разрезов 85
Глава IV. Тектонический очерк (*М. М. Одинцов*) 119
Глава V. Литогенетические типы и фации юрских отложений (*А. В. Ильюхина, С. А. Кашик, А. С. Стругов, М. М. Одинцова*) 133
Элювиально-делювиальная группа фаций 141
Аллювиальная группа фаций 144
Озерная группа фаций 155
Болотная группа фаций 159
Распределение фаций на территории Саяно-Вилюйского прогиба 160
Угленосность юрских отложений 193
Глава VI. Минералогическая характеристика юрских отложений (*А. В. Ильюхина, Т. К. Ломоносова при участии Г. Н. Кащеева и З. Ф. Тимофеевой*) 205
Глинистые минералы 217
Характеристика минеральных ассоциаций 231
Глава VII. Вторичные изменения в юрских отложениях юга Сибирской платформы (*А. В. Ильюхина, С. А. Кашик*) 247
Геохимические условия формирования некоторых вторичных минеральных ассоциаций 259
Глава VIII. Палеогеографический очерк (*А. В. Ильюхина, С. А. Кашик, М. М. Одинцова*) 274
Ранняя юра 277
Средняя юра 296
Поздняя юра 301
Заключение (*М. М. Одинцов, А. В. Ильюхина*) 302
Литература 308
Таблицы I—XV и объяснение к ним 321

Юрские континентальные отложения юга Сибирской платформы

Утверждено к печати Сибирским отделением Института земной коры

Редактор издательства *Б. В. Кристальный.* Технический редактор *Ф. М. Хенох*

Сдано в набор 17/XII 1966 г. Подписано к печати 6/V 1967 г. Формат 70×103¹/₁₆.
Усл. печ. л. 30,8. Уч.-изд. л. 30,7 Бумага № 1 Тираж 800 экз. Т-05464 Тип. зак. 1741.
Цена 2 р. 17 к.

Издательство «Наука». Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография издательства «Наука». Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

ИСПРАВЛЕНИЕ

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
21	Табл. 2, колонка 6, 9—10 св.	*Camptotriletes sp., Aritoris, Pleuroniya*	(8—15 *м*)

Юрские континентальные отложения...