

С.О.Зорина

**К СТРАТИГРАФИИ МЕЗОЗОЯ
ВОСТОКА ВОСТОЧНО-
ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ**

**Свитный, секвентный,
событийный
и хроностратиграфический
подходы**

Министерство природных ресурсов Российской Федерации
Федеральное агентство по недропользованию
ФГУП «ЦНИИгеолнеруд»

ТРУДЫ
Центрального научно-исследовательского института геологии
нерудных полезных ископаемых

С.О.Зорина

**К СТРАТИГРАФИИ МЕЗОЗОЯ
ВОСТОКА ВОСТОЧНО-
ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ**

**Свитный, секвентный, событийный
и хроностратиграфический подходы**

Казань • 2005

УДК 551.76:550.93:529(470.34/.5)

С.О.Зорина К стратиграфии мезозоя востока Восточно-Европейской платформы: свитный, секвентный, событийный и хроностратиграфический подходы / Главный редактор Е.М.Аксенов. – Казань: ЦНИИгеолнеруд, 2005.

В предлагаемой монографии систематизирован обширный материал по стратиграфии мезозоя восточной части Восточно-Европейской платформы и результаты детальных стратиграфических исследований, проведенных на северо-востоке Ульяновско-Саратовского прогиба. В основу работы положены разработки, выполненные с использованием нескольких методических подходов — традиционного стратиграфического (свитного) и событийного, секвентного и хроностратиграфического, интенсивно внедряющихся в настоящее время.

Работа рассчитана на широкий круг геологов производственных и научных организаций. Может служить дополнительным учебным пособием студентам и преподавателям высших и средних учебных заведений геологического профиля.

Стр. 158. Табл. 12. Ил. 21. Библ. 156 назв.

Рецензент: доктор геол-мин. наук У.Г.Дистанов

S.O.Zorina Additional stratigraphic researches of east of the East Europe platform, executed with application of suite, sequence, event and chronostratigraphic approaches / Editor E.M.Aksenov. – Kazan: CNIIGeolnerud, 2005.

In the offered monography the extensive material on Mesozoic stratigraphy of east part of the East Europe platform is systematized. The results of the detailed stratigraphical researches which have been carried out in northeast of the Uljanovsk-Saratov depression are given. In a basis of work the development executed with use of methodical approaches of traditional stratigraphy (suites) and intensively taking root now stratigraphic methods (event, sequence and chronostratigraphic) are fixed.

The book is intended for geologists of industrial and scientific organizations. It can serves the additional manual to the students and teachers of geological educational institutes.

P. 158. Tabl. 12. Il. 21. References 156.

© Тр. Федерального государственного унитарного предприятия «Центральный научно-исследовательский институт геологии нерудных полезных ископаемых», 2005

ISBN 5-85657-124-X

© Зорина С.О., 2005

СОДЕРЖАНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ.	5
ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ СТРАТИГРАФИИ ВОСТОКА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ.	8
МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ МЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ.	19
Литостратиграфический метод.	19
Биостратиграфический метод.	27
Магнитостратиграфический метод.	28
Метод стратиграфической обработки данных электронного парамагнитного резонанса.	29
Событийный и секвенсхростатиграфический методы.	30
Методы изучения мезозойских полезных ископаемых.	31
СТРАТИГРАФИЯ.	33
Лито- и биостратиграфическое расчленение.	33
Юрская система.	33
Меловая система.	56
Расчленение и корреляция разреза методом электронного парамагнитного резонанса.	85
Комплексное расчленение мезозойского разреза.	90
ХРОНОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ РАЗРЕЗА СРЕДНЕЙ ЮРЫ – МЕЛА ОПОРНОЙ СКВАЖИНЫ 1.	93
ВАЖНЕЙШИЕ ЭВСТАТИЧЕСКИЕ, ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИЕ И БИОТИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ В МЕЗОЗОЙСКОЙ ИСТОРИИ ВОСТОКА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ.	109

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ.	129
Титан-циркониевые минералы и минералы-спутники алмаза.	129
Светложгущиеся глины.	136
Керамзитовые глины.	137
Фосфориты.	140
Цеолитсодержащие породы.	141
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.	147
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.	150

*Посвящается профессору
Николаю Николаевичу Ведерникову*

ПРЕДИСЛОВИЕ

Начиная со второй половины XX века мезозойские отложения северо-востока Ульяновско-Саратовского прогиба интересовали широкий круг исследователей прежде всего в качестве источника полезных ископаемых. Большой объем геологической информации, накопленный в результате проведенных геологоразведочных и тематических работ на фосфориты, строительные материалы, цеолитсодержащие породы, до настоящего времени не подвергался детальным стратиграфическим исследованиям. До 90-х годов единственной геологической основой при проведении поисково-разведочных работ на территории Татарстана являлась геологическая карта масштаба 1:100 000, составленная Е.А.Кржечковской и И.В.Васильевым в 1947 г.

Отложения юры и мела, выполняющие северо-восточную часть Ульяновско-Саратовского прогиба, в основном пользуются распространением на северо-востоке Ульяновской области, юго-востоке Чувашии и юго-западе Татарстана. Для смежных структурно-геологических подзон Ульяновско-Самарского и Чебоксарского Поволжья Ульяновско-Саратовского прогиба приняты различные унифицированные стратиграфические схемы юрских и нижнемеловых отложений. Северо-восточная часть Ульяновско-Саратовского прогиба расположена на стыке этих двух подзон, в значительной степени наследует черты той и другой подзоны, но имеет и отличительные особенности, важнейшей из которых является выпадение из разреза не только отдельных биозон, но и ярусов.

Решение задач, связанных с выявлением закономерностей пространственного размещения залежей полезных ископаемых в рассматриваемом регионе, должно непременно опираться на расчленение разреза согласно действующих унифицированных стратиграфических схем. Детальному (по-свитному) описанию мезозойских отложений северо-востока Ульяновско-Саратовского прогиба посвящена значительная часть данной книги.

Современные международные требования к стратиграфическим исследованиям базируются на жесткой привязке границ стратонев к шкале астрономического времени. Для перехода от традиционного стратиграфического (историко-геологического) [Лазарев, 2002] расчленения к хроностратиграфическому требуется рациональное сочетание литологических, палеонтологических, палео- и петромагнитных методов. Обширный материал для таких исследований получен при геологосъемочных работах масштаба 1:50 000, проведенных на юго-западе Республики Татарстан в 1993–2002 гг. (Зорина С.О. и др., 1999, 2002).

Послойное описание разрезов опорных скважин с обширными списками найденной в слоях ископаемой макро- и микрофауны и проведенным по ним сопоставлением групп слоев с подразделениями общей стратиграфической шкалы, были опубликованы ранее [Диденко, Зорина, 2003¹, 2003²; Зорина, 2004¹]. Результаты изучения палеомагнитных и магнитных свойств пород разреза также приводились в публикациях [Балабанов, 2003, 2004; Балабанов, Изотов и др., 2004; Зорина, 2003², 2005²]. Было показано [Зорина, 2003¹, 2004²], что в сводном мезозойском разрезе северо-востока Ульяновско-Саратовского прогиба традиционными стратиграфическими методами выделяется шесть секвенций, разделенных значительными по продолжительности hiatusами. Решающей роли эвстатических событий в мезозойской геологической истории восточной части Восточно-Европейской платформы был посвящен ряд публикаций [Зорина, 2004²; Зорина, Месхи и др., 2004].

Для целого ряда границ Международной комиссией по стратиграфии уже определены критерии их проведения (палеомагнитные, биостратиграфические и др.). В исследованном мезозойском разрезе идентифицирован ряд признаков, признанных Международной комиссией по стратиграфии ведущими для проведения ярусных границ.

Впервые проведен секвенсстратиграфический анализ средней юры — мела северо-востока Ульяновско-Саратовского прогиба и смежных территорий востока Восточно-Европейской платформы, на основе которого установлены основные черты эволюции мезозойского морского эпиконтинентального бассейна. Секвенции сопоставлены с глобальными магнитостратиграфическими и циклостратиграфическими данными D.M.Friedman et al. [1992] и B.U.Naq et al. [1988].

Особое внимание в настоящей книге уделено глобальным и региональным событийным уровням, которым придается все большее значение в связи с увеличением геохронологической точности проведения нижних границ подразделений общей стратиграфической шкалы и подъярусных границ [Гужиков, 2004; Гужиков, Барабошкин, 2004; Зорина, 2005¹, 2005³].

В отдельном разделе рассмотрен вопрос эвстатической, палеоклиматической и биотической событийности мезозойских отложений Восточно-Европейской платформы, проведено ранжирование событий. Показано, что крупнейшие мезозойские стратоны рассматриваемой территории — секвенции — были сформированы под действием глобальных эвстатических событий I порядка. Границы свит, входящих в состав секвенций, обусловлены эвстатическими, палеоклиматическими, гидродинамическими и многими другими событиями, объединенными в категорию II порядка. Границы слоев внутри свит связаны с многофакторными событиями более высоких порядков.

В заключении настоящей работы приведены данные о специализации мезозойских отложений северо-востока Ульяновско-Саратовского прогиба на широкий комплекс

твердых полезных ископаемых — промежуточных коллекторов алмаза и титан-циркониевых минералов; светложгущихся и керамзитовых глин, фосфоритов и цеолитсодержащих пород и др.

Автор выражает благодарность доктору геолого-минералогических наук Е.М.Аксенову и профессору Б.В.Бурову за всестороннюю помощь в работе над монографией. Автор признателен коллективу исследователей ЦНИИгеолнеруд за содействие и консультации на всех этапах работы, в особенности — д.г.-м.н., профессору Н.Н.Ведерникову, д.г.-м.н. У.Г.Дистанову, д.г.-м.н. Р.М.Файзуллину, к.г.-м.н. Н.И.Афанасьевой; коллегам, чьи данные были использованы при разработке данной тематики: к.г.-м.н. В.В.Силантьеву, к.г.-м.н. Г.Н.Старцевой, Е.Мацневой, д.г.-м.н. Е.Ю.Барaboшкину, К.В.Николаевой, к.г.-м.н. Ю.П.Балабанову, к.г.-м.н. А.М.Месхи, к.г.-м.н. О.Е.Минько, к.г.-м.н. В.П.Лузину, д.г.-м.н. В.Ф.Крутикову; д.г.-м.н. А.Ю.Гужикову за предоставление отписок статей по магнитостратиграфии. Особая благодарность — старшему научному сотруднику ПИН РАН, председателю секции юры и мела РМСК по Центру и Югу Русской платформы, к.г.-м.н. А.Г.Олферьеву и ведущему геологу Симбирской ГРЭ Г.А.Жуковой за конструктивные критические замечания и ценные советы.

ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ СТРАТИГРАФИИ МЕЗОЗОЯ ВОСТОКА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ

Основа стратиграфии юрских и нижнемеловых отложений Восточно-Европейской платформы была заложена трудами русских геологов XIX века: А.А.Борисяком, И.И.Лагузеню, А.О.Михальским, С.Н.Никитиным, А.П.Павловым, К.Ф.Рулё, И.Ф.Синцовым, Д.Н.Соколовым, Н.М.Сибирцевым и многими другими.

Работы по палеогеографии Русской платформы могут быть подразделены на два периода. Первый период — от работ С.Н.Никитина (1886, 1888) и А.П.Карпинского (1919) до работы В.В.Белоусова (1944) и второй период — от работы В.В.Белоусова до сегодняшних дней.

В первый период были намечены общие палеогеографические контуры морских бассейнов за отдельные эпохи и некоторые века, рассматривались вопросы распространения фаций, палеоклимата, распределения фауны по зоогеографическим провинциям и пути ее миграции, но зависимость осадконакопления от тектонических движений не рассматривалась, мощности осадков на карты в виде изопахит не наносились, для этого не было достаточно фактического материала. Уже в начале этого периода С.Н.Никитин (1886) придавал большое значение изучению фаций и их распространению.

Второй период начался с работ В.В.Белоусова, который разработал и теоретически обосновал метод анализа мощностей и фаций для изучения истории колебательных движений. Карты фаций и карты мощностей В.В.Белоусова, дополняя друг друга, показывают ярко выраженную зависимость осадконакопления от тектонических движений. Этот метод стал основным для изучения тектонического движения в СССР и зарубежных странах. На палеогеографических картах перестали изображать только контуры суши и моря, они стали отображать литого-фациальный состав морских и континентальных осадков, изменение мощностей отложений, показанные методом изопахит, позволило выяснить зависимость осадконакопления от тектонических движений (прогибы, поднятия).

В 1887 г. А.П.Карпинским опубликован очерк физико-географических условий в минувшие геологические периоды европейской части России, который с некоторыми добавлениями был переиздан в 1919 г. К очерку приложены карты распространения морских бассейнов в келловейское и оксфордско-волжское время. На второй карте распространение моря показано в Прикаспийской синеклизе, центральных областях Восточно-Европейской платформы, Печорской и Мезенской синеклизах. А.П.Карпинский указывает, что с начала отложений верхнего волжского яруса происходит разобщение Русского моря и Польского. Верхневолжское море проникало на Русскую платформу в виде залива Северного океана. Третья карта показывает распространение нижнемелового моря, которое узким меридианальным рукавом протягивалось с юга на север.

В изучении меловых отложений Поволжья очень велика роль А.П.Павлова [1883, 1886, 1900]. Он доказал существование перерыва между юрой и мелом, разработал схему расчленения толщи меловых пород по фауне, сопоставил разрезы их с разрезами Западной Европы, описал фауну нижнего мела, рассмотрел вопросы палеогеографии мелового периода. Работы А.П.Павлова определили направление дальнейшего изучения меловых отложений.

В 1901 г. А.П.Павловым были составлены четыре палеогеографические схемы. Морской бассейн раннеэокомской эпохи показан идущим из Северного океана через Печорскую синеклизу в Верхнее Поволжье, откуда узким заливом распространялось до Куйбышева и Сызрани.

В позднеэокомскую эпоху, которая, по А.П.Павлову, соответствует баррему и верхней части готерива, площадь морского бассейна значительно расширяется. Основной бассейн занимал западную часть Прикаспийской синеклизы и через юго-западную часть синеклизы сообщался с Кавказским бассейном.

В аптский век, по А.П.Павлову, морской бассейн простирается в меридианальном направлении, его соединение на северо-востоке с Северным океаном не указано. Основной бассейн находился в западной части Прикаспийской синеклизы, откуда он сообщался с Кавказским морем. В альбский век площадь распространения моря принимает широкое простирание Куйбышев-Пенза-Москва. Граница между сушей и морем проходит южнее Горького, Костромы, Могилева и Минска.

В 1913 г. А.Н.Розанов опубликовал две палеогеографические карты: для времени «*Perisphinctes panderi*» и «*Virgatites scythicus*» и для времени «*Virgatites virgatus*». На первой карте показано широкое распространение моря в Прикаспийской синеклизе, откуда вдоль Волги узким проливом между Казанью-Куйбышевым и Вольском оно сообщалось с бассейном центральных областей Восточно-Европейской платформы.

Огромная заслуга в познании меловых отложений Среднего и Нижнего Поволжья принадлежит А.Д.Архангельскому [1911, 1923]. Используя фауну, в том числе и белемнитов, он уточнил расчленение нижнего мела, создал схему расчленения верхнего мела, сохранившую свое значение до настоящего времени.

Широкое обобщение по палеогеографии юрского периода было сделано А.Д.Архангельским в 1923 г. Им был составлен целый ряд палеогеографических карт. По мнению Архангельского, в среднеюрскую эпоху морской бассейн из Нижнего Поволжья узким заливом распространяется в Днепровско-Донецкую синеклизу и широким меридианальным рукавом в бассейн Среднего Поволжья до устья Камы.

В келловейский и оксфордский века морской бассейн широко распространялся в Прикаспийской синеклизе и через Днепровско-Донецкую синеклизу сообщался с Польским морем. На севере устанавливается связь моря с Северным океаном через Печорскую синеклизу. На границе между батским и келловейским веками в области Кавказской геосинклинали происходят значительные поднятия. Движения эти чувствуются и на Восточно-Европейской платформе по смене литологического состава отложений.

Для кимериджского века карта не составлена, но А.Д.Архангельский указывает, что этот век представлял поворотный пункт в истории юрского бассейна, с которого начинается регрессия моря. На границе между кимериджским и нижним волжским ярусами отмечаются колебательные движения.

А.Д.Архангельский считает, что в нижневолжский век море узкой меридианальной полосой занимает Среднее Поволжье, от Казани рукавообразно изгибается на запад по направлению к Москве и дальше нешироким проливом соединяется с Польским бассейном. К северо-востоку морской бассейн протягивается в Печорскую синеклизу и соединяется с Северным океаном. В поздневаланжинское время средиземноморские элементы фауны исчезают под влиянием «...холодного полярного течения и одновременно бо-реальная фауна, именно ауцеллы и некоторые аммониты (*Polyptychites*) распространялись на юг до Крыма и Кавказа. Максимум трансгрессии предполагается в барремский век, в аптский век море начинает отступать, но в раннеаптское время распространилось до Печоры, без сообщения с северным океаном.

Н.М.Страхов [1963] изучил литологическое строение и физико-географические условия отложения битуминозных сланцев времени «*Dorsoplanites panderi*».

Е.В.Милановским [1928, 1940] собраны ценные материалы по стратиграфии нижнего и верхнего мела Ульяновского Поволжья. Им доказана принадлежность к готериву симбирских глин, дано детальное описание и обоснование возраста пород отдельных ярусов верхнего мела.

В послевоенные годы, благодаря большому объему геологосъемочных и геолого-разведочных работ, а также тематических исследований в связи с поисками нефти, газа и других полезных ископаемых, получены многочисленные весьма ценные материалы по стратиграфии, литологии и условиям образования меловых отложений всей территории Поволжья. Это дало возможность проводить детальное расчленение разрезов не только на основе макрофауны, как это было раньше, но и с использованием микрофауны, спор и пыльцы и каротажных диаграмм.

Стратиграфии мезозойских отложений и палеогеографии отдельных участков Ульяновского Поволжья и всей Восточно-Европейской платформы посвящены многочис-

ленные работы: Г.И.Блома [1955, 1995], П.А.Герасимова [1939, 1955, 1962], Е.А.Глазуновой [1961, 1963], Л.Г.Дайн [1961], Т.Л.Дервиз [1959], У.Г.Дистанова и др. [1970, 1976], Н.Т.Зонова [1939], А.П.Карпинского [1947], В.В.Корчагина [1962, 1964], Н.П.Михайлова [1962¹, 1962²], Д.П.Найдина и др. [1980, 1984, 1986, 1992, 1993, 1994, 1995], В.Н.Незимова [1964, 1968], А.Н.Розанова [1923], Н.Т.Сазонова [1951, 1953, 1957, 1964], И.Г.Сазоновой [1958, 1961, 1991], Е.Ю.Барабошкина и др. [1999, 2001, 2002] и многих других.

В 1954 г. в Ленинграде на Всесоюзном совещании были разработаны и утверждены унифицированные и районные схемы стратиграфии мезозойских отложений Русской платформы. В 1958 г. в Москве проведено второе Всесоюзное совещание по уточнению унифицированной и районных схем стратиграфии мезозойских отложений Русской платформы.

Детальный анализ стратиграфии и палеогеографии юрских и меловых отложений Русской платформы в целом и Ульяновско-Саратовского прогиба в частности приведен в работе П.А.Герасимова, Е.Е.Мигачевой, Д.П.Найдина и Б.П.Стерлина «Юрские и меловые отложения Русской платформы» [1962].

Одной из важнейших стратиграфических работ, в которой систематизированы результаты предыдущих стратиграфических, палеогеографических, палеотектонических и др. исследований, является монография И.Г.Сазоновой и Н.Т.Сазонова «Палеогеография Русской платформы в юрское и раннемеловое время» [1967]. В монографии приведены: схема стратиграфии юрских отложений Европы, составленная по материалам Международного коллоквиума по юрской системе (Люксембург, 1962), Межведомственного стратиграфического комитета СССР и работам И.Г.Сазоновой (1963, 1965); схемы стратиграфии юрских отложений Русской платформы, составленные по материалам Всесоюзного совещания по уточнению унифицированной схемы стратиграфии мезозойских отложений (1958) и работам Н.Т.Сазонова, И.Г.Сазоновой, Ф.А.Станиславского, И.М.Ямниченко и др.

В 1964 году был издан 11 выпуск Трудов Казанского ФАН СССР «Геология и полезные ископаемые мезокайнозойских отложений Ульяновской области» под редакцией академика А.Е.Арбузова [1964]. В коллективной работе (авторы — В.А.Полянин, В.В.Корчагин, У.Г.Дистанов, В.Н.Незимов, Т.А.Кузнецова, А.П.Дедков и др.) рассматриваются вопросы стратиграфии, литологии, тектоники, геоморфологии, полезных ископаемых мезокайнозоя Ульяновской области — территории, непосредственно примыкающей к рассматриваемой (северо-востоку Ульяновско-Саратовского прогиба) и имеющей общие черты геологического строения.

Важнейшей вехой в истории геологического изучения территории СССР явился изданный в 1964 г. «Атлас литолого-палеогеографических карт СССР» под редакцией А.П.Виноградова [1969], включающий 71 литолого-палеогеографическую карту всех веков геологической летописи территории СССР. Карты составлены с учетом всех имеющихся на то время результатов геологоразведочных работ. На картах III тома, объединяющего триасовый, юрский и меловой периоды (под редакцией В.Н.Верещагина, А.Б.Роннова), показаны области распространения отложений мезозойских ярусов, накопившихся в различных палеофациальных обстановках.

Основные черты геологического строения Урало-Поволжья (включая вопросы стратиграфии), особенности палеогеографии верхнемеловых и палеогеновых отложений этой территории в связи с их перспективностью на кремнистое сырье рассмотрены в монографии У.Г.Дистанова, В.А.Копейкина, Т.А.Кузнецовой и В.Н.Незимова «Кремнистые породы (диатомиты, опоки, трепелы) верхнего мела и палеогена Урало-Поволжья» [1970]. Авторами изучены закономерности размещения и формирования кремнистых пород, особенности химико-минералогического состава, рассмотрены возможности их использования в различных отраслях народного хозяйства.

Дальнейшее проведение стратиграфических исследований на северо-востоке Ульяновско-Саратовского прогиба и в Поволжье связаны с проведением региональных геологосъемочных работ масштабов 1:200 000, 1:50 000, а также тематических работ по разработке и усовершенствованию легенд к геологическим картам. а. следовательно, и переизданием Унифицированных стратиграфических схем юрских, нижнемеловых и верхнемеловых отложений Восточно-Европейской платформы [Карта... 1989: Геологическое..., 1985; Геология..., 1967; 27-й..., 1984; Мезозойские..., 1958; Методическое..., 1999; Объяснительная..., 1993¹, 1993², 1996; Геология..., 2003 и др.].

В 1981 г. опубликована фундаментальная монографическая работа Р.Н.Валеева «Тектоника и минерагения рифея и фанерозоя Восточно-Европейской платформы», в которой приведены результаты минерагенического анализа платформы. Анализ выполнен на фоне восстановления истории тектонического развития платформы как основного процесса по отношению к климатическим, литогеническим, магматическим и другим явлениям, оказавшим влияние на формирование и размещение нерудных полезных ископаемых. В работе рассмотрены методологические вопросы минерагенического и структурно-формационного анализов в приложении к платформенным областям.

В 1988–1995 гг. на территории листов N-38-XII и N-39-VII, включающих и юго-западную часть Татарстана, были проведены геологическая съемка и доизучение масшта-

ба 1:200 000 (Ю.Г.Семакин, 1995). Издание листов состоялось в 1999 г. [Государственная..., 1999]. В 1996 г. на территорию Республики Татарстан составлена геологическая карта дочетвертичных отложений масштаба 1:200 000 (С.А.Марамчин, Е.И.Уланов, 1996). Геологические карты составлены в соответствии со Сводной легендой Средне-Волжской серии листов Государственной геологической карты масштаба 1:200 000 (1988), а также Унифицированными стратиграфическими схемами юрских и нижнемеловых отложений Русской платформы, утвержденными МСК в 1989 и 1990 гг.

В 1989 г. МСК были приняты «Унифицированные стратиграфические схемы нижнемеловых отложений Восточно-Европейской платформы» и «Унифицированная стратиграфическая схема юрских отложений Русской платформы», издание которых состоялось в 1993 г. под редакцией С.А.Чирвы и С.П.Яковлевой. До девяностых годов прошлого века в качестве картируемых подразделений использовались стратоны общей шкалы — ярусы и подъярусы, объемы которых различными специалистами далеко не всегда понимались однозначно. Существенным прорывом в решении этой проблемы была разработка и принятие на межведомственных совещаниях детальных стратиграфических схем юры и мела Восточно-Европейской платформы, которые были утверждены МСК в 1989 и 1990 годах. В них впервые приводятся стратиграфические схемы юрских и нижнемеловых отложений структурно-геологических зон и подзон Восточно-Европейской платформы, расчлененных до местных стратиграфических подразделений (толщ и свит) и сопоставленных с биозонами, выделенными по моллюскам и фораминиферам. Приведена краткая литологическая характеристика стратонов, характерные комплексы фауны.

Несмотря на достигнутый положительный эффект, утвержденные унифицированные схемы не были лишены недостатков, часть из которых была устранена решением РМСК по Центру и Югу Русской платформы в 1994 г. После изменений и дополнений, внесенных на расширенном бюро РМСК в октябре 1994 г., унифицированные схемы являются действующими в настоящее время.

В 1993–2002 гг. на юго-западе Республики Татарстан (Дрожжановский, Буинский, Тетюшский районы) проводились геологосъемочные работы масштаба 1:50 000 (Зорина С.О. и др., 1999, 2002). На основе анализа обширного фактического материала буровых работ и документации обнажений произведено детальное комплексное изучение разреза мезозойских отложений. Разрез был расчленен в соответствии с рабочей опорной легендой до толщ (в отдельных случаях — подтолщ). Проведение геологических границ подтверждено фаунистическими и палеомагнитными данными. Результаты этих работ вошли в фундаментальную монографию «Геология Татарстана: стратиграфия и тектоника», опубликованную под редакцией Б.В.Бурова [2003]. В ней приведены по-

слоистые описания разрезов опорных скважин, списки макро- и микрофауны, дана наиболее полная лито-, био-, секвенсстратиграфическая и петромагнитная характеристика мезозоя северо-востока Ульяновско-Саратовского прогиба. В основу исследований были положены принципы традиционной стратиграфии.

Лабораторными технологическими исследованиями определена пригодность мезозойских образований северо-востока Ульяновско-Саратовского прогиба на широкий спектр полезных ископаемых [Зорина и др. 2000¹, 2000², 2001; Зорина, 2002].

В 1999 г. Научно-редакционным советом МПР России утверждена Легенда Средне-Волжской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации м-ба 1:200 000 (Новая серия) во втором издании (Е.Л.Писанникова, О.Е.Чумаков). В основу легенды юрских отложений положена «Унифицированная стратиграфическая схема юрских отложений Русской платформы», принятая МСК в 1989 г. [Объяснительная..., 1993²]. При разработке легенды учтены все изменения и уточнения к этой схеме, утвержденные на расширенном заседании бюро РМСК от октября 1994 г. В соответствии с решением МСК от февраля 1996 г. в верхней юре выделен титонский ярус, а волжский ярус переведен в ранг региояруса, верхний подъярус волжского региояруса отнесен к берриасскому ярусу нижнего мела [Постановление..., 1997¹, 1997²]. Юрские образования изучены в 10 структурно-геологических зонах, отличающихся полнотой разрезов, взаимоотношением картируемых и выделяемых в разрезе стратонов. В легенде для части территории приняты подразделения, утвержденные в корреляционной части Унифицированной схемы, а для южной части Ульяновско-Саратовского прогиба введены вновь.

Легенда Средне-Волжской серии для мела впервые составлена с учетом структурно-геологического районирования, а картируемыми единицами приняты местные и литостратиграфические подразделения. Легенда составлена отдельно для нижнего и верхнего отделов меловой системы.

За основу легенды нижнемеловых отложений принята «Унифицированная стратиграфическая схема нижнемеловых отложений Восточно-Европейской платформы», принятая МСК в 1989 г. [Объяснительная..., 1993¹], с внесенными в нее дополнениями и уточнениями, утвержденными на расширенном заседании бюро РМСК от октября 1994 г. В общую и региональную шкалу отдела внесены уточнения в связи с изменением положения нижней границы мела и статуса волжского яруса (решение МСК от февраля 1996 г.). Однако, авторами легенды было допущено ряд неточностей. В частности, долгорецкая толща была ошибочно отнесена к нижнему готериву, тогда как выделившая ее Г.А.Жукова относил ее к верхнему готериву на основании находок аммонитов

Simbirskites coronatiformis M.Pavl. В 2002 г. в легенду Средневожской серии листов НРС МПР России были внесены дополнения и изменения, касающиеся позднеготеривского возраста долгорецкой толщи, и устранены некоторые другие неточности.

Средне-Волжская легенда верхнемеловых отложений составлена в соответствии с проектом местной стратиграфической схемы, разработанной в процессе составления упомянутой легенды и переданной в январе 1998 г. в РМСК. Унифицированная схема, которая могла бы явиться основой для серийной легенды, в то не была еще разработана. Утверждение МСК унифицированной схемы верхнемеловых отложений Восточно-Европейской платформы состоялось в январе 2001 г., а опубликована она была в начале 2003 года [Олферьев, Алексеев, 2003].

Существенным событием в обобщении результатов стратиграфических исследований последних лет в бореальной области явилась публикация «Бореального зонального стандарта», подготовленного большим коллективом авторов под руководством В.А.Захарова (1997). Бореальный зональный стандарт предложен для эффективной панбореальной корреляции, в связи с невозможностью прямой позонной корреляции большинства бореальных разрезов со стратотипами ярусов мезозоя, расположенными в Западной Европе.

Значительный вклад в стратиграфию нижнего мела Русской плиты внесен Е.Ю.Барбошкиным [2001]. На основе новых методических подходов им разработан оригинальный вариант биостратиграфических схем, учитывающий особенности распространения видов-индексов аммонитов и изменения палеогеографии изученных регионов. С учетом новых данных проведена бореально-тетическая корреляция для всего нижнемелового интервала, выявлены коррелируемые и некоррелируемые интервалы, предложен новый биостратиграфический стандарт для Бореального пояса.

Переходя к характеристике современного этапа развития стратиграфических исследований на востоке Восточно-Европейской платформы, необходимо заметить, что все стратиграфические разработки предыдущих этапов были посвящены построению «схем-классификаций историко-геологических процессов» [Лазарев, 2002]. В 1986 г. Международная комиссия по стратиграфии приняла концепцию «глобального стратотипического разреза и точки», согласно которой нижняя граница подразделения общей стратиграфической шкалы должна определяться избранной точкой в утвержденном стратотипе границы. Завершение стратиграфической стандартизации общей шкалы, т.е. создание ее новейшего варианта, произойдет уже к 2008 г. В связи с этим будут уточнены на основе последних данных границы всех систем, отделов и ярусов глобальной шкалы. Этот процесс не может произойти на достоверной и корректной основе без уточнения границ региональных стратотипов.

Современный уровень стратиграфических исследований требует применения хроностратиграфического подхода к проведению границ подразделений общей шкалы. Перед исследователями стратиграфии осадочных бассейнов поставлена задача провести *изохронную* корреляцию границ региональных и местных стратонів с общей стратиграфической шкалой. Как известно, границы литогоризонтов, свит и других местных стратонів, согласно закону Н.А.Головкинского, не являются изохронными. Причины этого рассматриваются в многочисленных монографиях по фациальному анализу. Границы биозон также не могут быть изохронными в силу многих обстоятельств. Важнейшим из них является *постепенное* освоение новых участков бассейна биотой, проникавшей из других палеогеографических зон под воздействием течений и изменений палеотемпературы. Граница биозон будет омолаживаться по мере удаления организмов от места прибытия.

Факты диахронности стратиграфических границ регистрируются в настоящее время при детальном комплексном стратиграфическом исследовании как при межбассейновых корреляциях, так и в пределах структурно-геологических зон и даже подзон осадочного бассейна. Так, в результате детальном палеомагнитных корреляций нижнемеловых тетических разрезов с бореальными, при «надежном биостратиграфическом сопровождении», установлена асинхронность ярусных, подъярусных и зональных границ валланжинского, готеривского, барремского, аптского и альбского ярусов на величину, сравнимую с длительностью аммонитовых зон раннего мела [Гужиков, 2004; Гужиков, Барбошкин, 2004].

Отчетливо выраженное возрастное скольжение границ испытывает княжухинская толща, отнесенная по фауне к верхнему альбу в Ульяновско-Самарском Поволжье, а на северо-востоке Ульяновско-Саратовского прогиба — к среднему альбу [Диденко, Зорина, 2003¹; Зорина, 2004].

Детальными палеонтологическими исследованиями поздне меловых моллюсков и фораминифер Европейской палеобиогеографической области и Зауральского морского бассейна [Беньямовский, Копаевич, 2001] установлены факты омоложения границ фораминиферовых зон при трассировании их по сообщавшимся через проливы областям обитания фаун.

Таким образом, приходится еще раз констатировать [Зорина, 2005¹, 2005³] неприемлемость одних только биостратиграфических данных для сопоставления границ стратонів с общей стратиграфической шкалой.

Во второй половине прошлого века в изучении осадочных бассейнов появилось новое направление — секвентная стратиграфия [Вейл и др., 1982; Sloss, 1963; Haq et al.,

1987, 1988, Vail, 1987], или стратиграфия седиментационных комплексов [Беляков и др., 1993; Ильин, 1991]. Вейлом и его последователями для всей планеты были установлены единые трансгрессивно-регрессивные седиментационные циклы, формирование которых связывается с глобальными изменениями уровня Мирового океана. Неравномерная цикличность в седиментации обусловлена многократно происходившей реорганизацией в кинематике литосферных плит [Милановский и др., 1992] и, как следствие, — изменением уровня Мирового океана. Основные достижения в области секвентной стратиграфии связаны с внутри- и межбассейновой корреляцией осадочных комплексов, а также с прогнозом и поисками углеводородов.

В 1992 г. опубликована фундаментальная монография американских и канадских исследователей [Friedman, Sanders, Kopaska-Merkel, 1992] «Principles of sedimentary deposits: stratigraphy and sedimentology», в которой сопоставлены: сводная магнитостратиграфическая шкала, биостратиграфические схемы, глобальная циклостратиграфическая шкала и эвстатическая кривая Б.Хака [1988]. В качестве геохронологической основы Д.Фридманом с соавторами принята шкала, которая впоследствии была предложена в качестве Международной стратиграфической шкалы [International... 1998]. Однако, временные границы подразделений общей стратиграфической шкалы в сегодняшнем (не окончательном) ее варианте отличаются от геохронологических шкал, опубликованных разными авторами с 1978 г. [Баренбаум и др., 2002], в том числе от Международной стратиграфической шкалы 1998 года.

В числе первых фундаментальных работ, выполненных в контексте новых требований международной комиссии по стратиграфии, являются магнитостратиграфические обобщения по юре-мелу Русской плиты А.Ю.Гужикова [2004]. Им предложена новая детальная магнитостратиграфическая шкала для средней юры-мела Русской плиты и сопредельных территорий. Доказано, что палеомагнитные критерии могут использоваться как один из ведущих признаков для обоснования границ подразделений общей шкалы. Наиболее обоснованно это применимо к готерив-барремской границе — в основании хрона МЗ, для подъярусной границы баррема — кровля хрона МЗ, для баррем-аптской границы — основание хрона М0.

В 80–90-е годы XX века, после опубликования основных положений глобальной циклостратиграфической шкалы и эвстатической кривой [Naq et al., 1988], Д.П.Найдиным был впервые выполнен стратиграфический анализ верхнемеловых отложений центра и востока Восточно-Европейской платформы с позиций концепции секвенций [Найдин, 1995]. В верхнемеловых отложениях различных тектонических структур платформы им были установлены свидетельства позднемеловых глобальных эвстатических колеба-

ний, распознавание которых зависит от наличия детальных биостратиграфических разбивок отложений.

В настоящее время бурными темпами развивается событийная стратиграфия, основанная на выявлении последовательности геологических событий, которые привели к формированию осадочных толщ. Событийным сигналам в мезозойских отложениях востока Восточно-Европейской платформы посвящены многочисленные публикации последнего времени [Волков и др., 1992], (Материалы первой региональной стратиграфической конференции, Саратов, 2001). Основная задача исследователей в этой области — установить в разрезе событийные рубежи, обладающие высоким потенциалом изохронной корреляции. К таковым отнесены образования, сформировавшиеся под влиянием следующих событий: 1) эвстатических подъемов и спадов уровня моря, которые вызвали начало и завершение формирования секвенций; 2) аноксигенных океанических обстановок с накоплением высокоуглеродистых слоев; 3) геомагнитных инверсий; 4) климатических инверсий, связанных с изменением эксцентриситета земной орбиты; 5) глобальных всплесков вулканизма с формированием пепловых слоев; 6) астрономических катаклизмов.

Подытоживая вводно-историческую часть, отметим, что для территории Восточно-Европейской платформы имеются утвержденные унифицированные схемы юрской и меловой систем. Однако, они находятся в стадии становления, и требуется дальнейшее их совершенствование на основе детального комплексного изучения разрезов с использованием литологического, биостратиграфического и геохимического подходов. Переход международной комиссии по стратиграфии от принципов традиционной стратиграфии, которых полностью придерживаются принятые МСК России унифицированные стратиграфические схемы, к «хроностратиграфической парадигме», неминуемо повлечет введение и в нашей стране «новой системы стандартов геологического времени» [Лазарев, 2002]. В наилучшем варианте результаты расчленения должны контролироваться циклостратиграфическим и независимыми физическими методами — палео- и петромагнитным, использование которых дает возможность идентифицировать в разрезе реперные уровни для проведения изохронной корреляции. Результаты таких комплексных исследований мезозойских отложений северо-востока Ульяновско-Саратовского прогиба приведены в настоящей работе. Возможно, они помогут снять некоторые спорные вопросы стратиграфического размещения отдельных стратонов и положить начало переводу унифицированных схем на хроностратиграфическую основу.

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ МЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Литостратиграфический метод

Литологическое описание и расчленение сводного мезозойского разреза, изученного на северо-востоке Ульяновско-Саратовского прогиба (рис. 1), основано на детальном изучении и корреляции пяти опорных и более 300 частных разрезов, вскрытых скважинами и горными выработками в процессе геологосъемочных работ масштаба 1:50 000, а также с учетом материалов предшествующих геологосъемочных и нефтепоисковых работ (Кржечковская, Васильев, 1947; Шафилов и др., 1973; Семакин и др., 1999 и др.).

Особенностью изученного мезозойского разреза является общая монотонность и выдержанность по простиранию литологического состава отложений, составляющих каждый их отделов юрской и меловой систем. Визуальные литологические признаки, позволяющие проводить границы между толщами, свитами, зачастую отсутствуют. Поэтому литостратиграфическое расчленение опорных и частных мезозойских разрезов на стратоны, принятые в унифицированных схемах для Ульяновско-Самарского Поволжья, без привлечения дополнительных методов затруднительно.

В сводном разрезе мезозоя северо-востока Ульяновско-Саратовского прогиба выделено 4 литологических репера (рис. 2) — докучаевская толща среднего келловоя средней юры, промзинская толща средневожского подъяруса верхней юры, ульяновская толща нижнего апта и княжухинская толща верхнего альба нижнего мела. Эти толщи имеют четкие литологические признаки, отличающие их от подстилающих и перекрывающих образований. Литологически выраженные границы между остальными стратонами отсутствуют.

Выделенные стратоны являются и геофизическими реперами, на диаграммах гамма-каротажа они четко отбиваются по выраженным пикам высоких значений радиоактивности. Этот фактор дает возможность коррелировать литологически трудно расчленяемые разрезы по мощности и данным ГИС (рис. 3), а также использовать в картировочных целях материалы бескернового структурного бурения.

Средний литологический состав мезозойских стратонов северо-востока Ульяновско-Саратовского прогиба приведен в таблице 1.

Минеральный состав литологических типов пород, слагающих мезозойские стратоны, определялся по результатам химических, рентгенографических, сокращенных минералогических, петрографических анализов. Доминирующим литологическим типом большинства стратиграфических подразделений мезозоя являются глины, минеральный тип которых, по данным РКФА и химанализов, закономерно изменяется по разрезу (табл. 2).

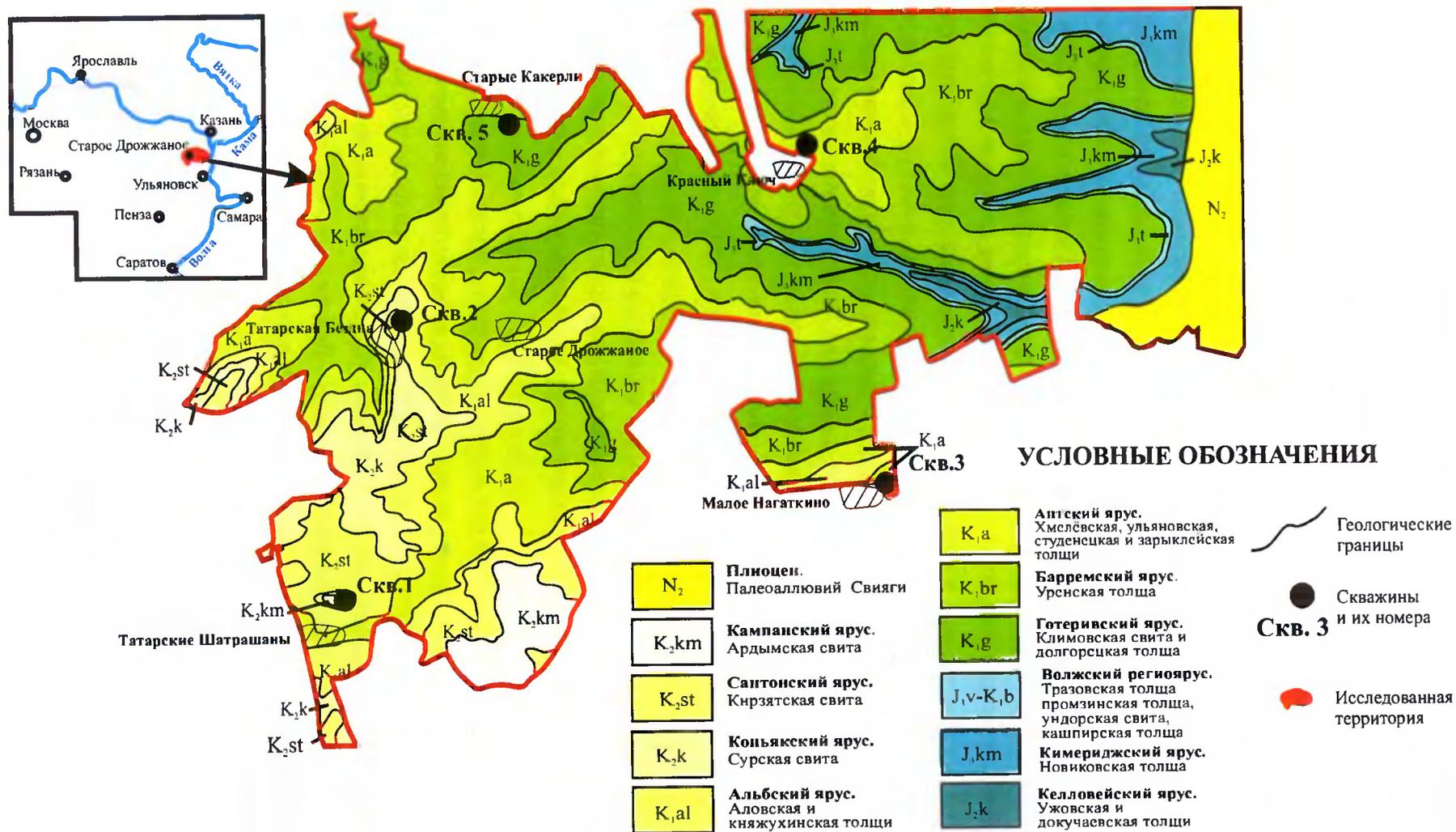


Рис. 1. Схема расположения опорных разрезов мезозойских отложений северо-востока Ульяновско-Саратовского прогиба

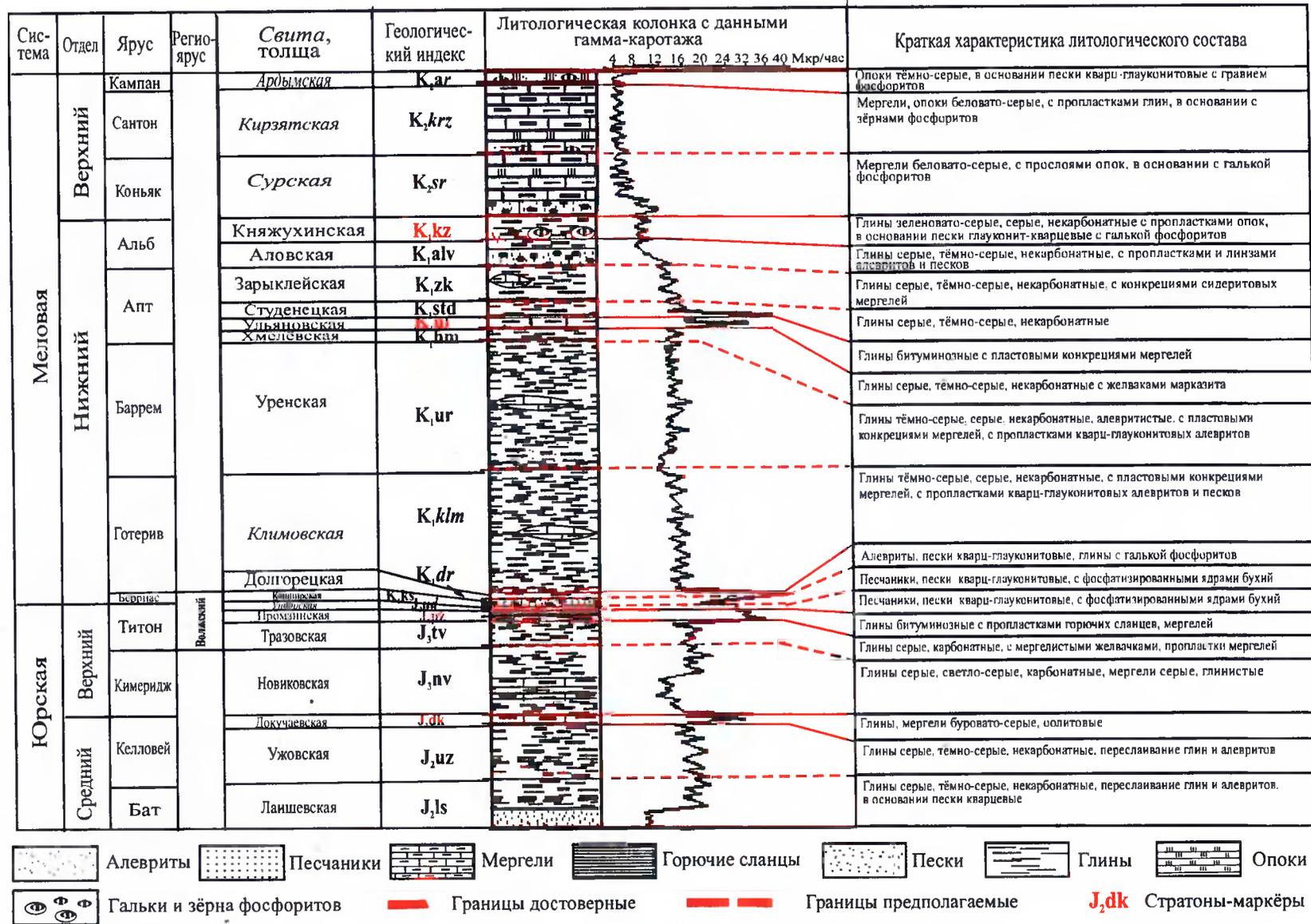


Рис. 2. Расчленение мезозойского разреза по литологии и данным гамма-каротажа

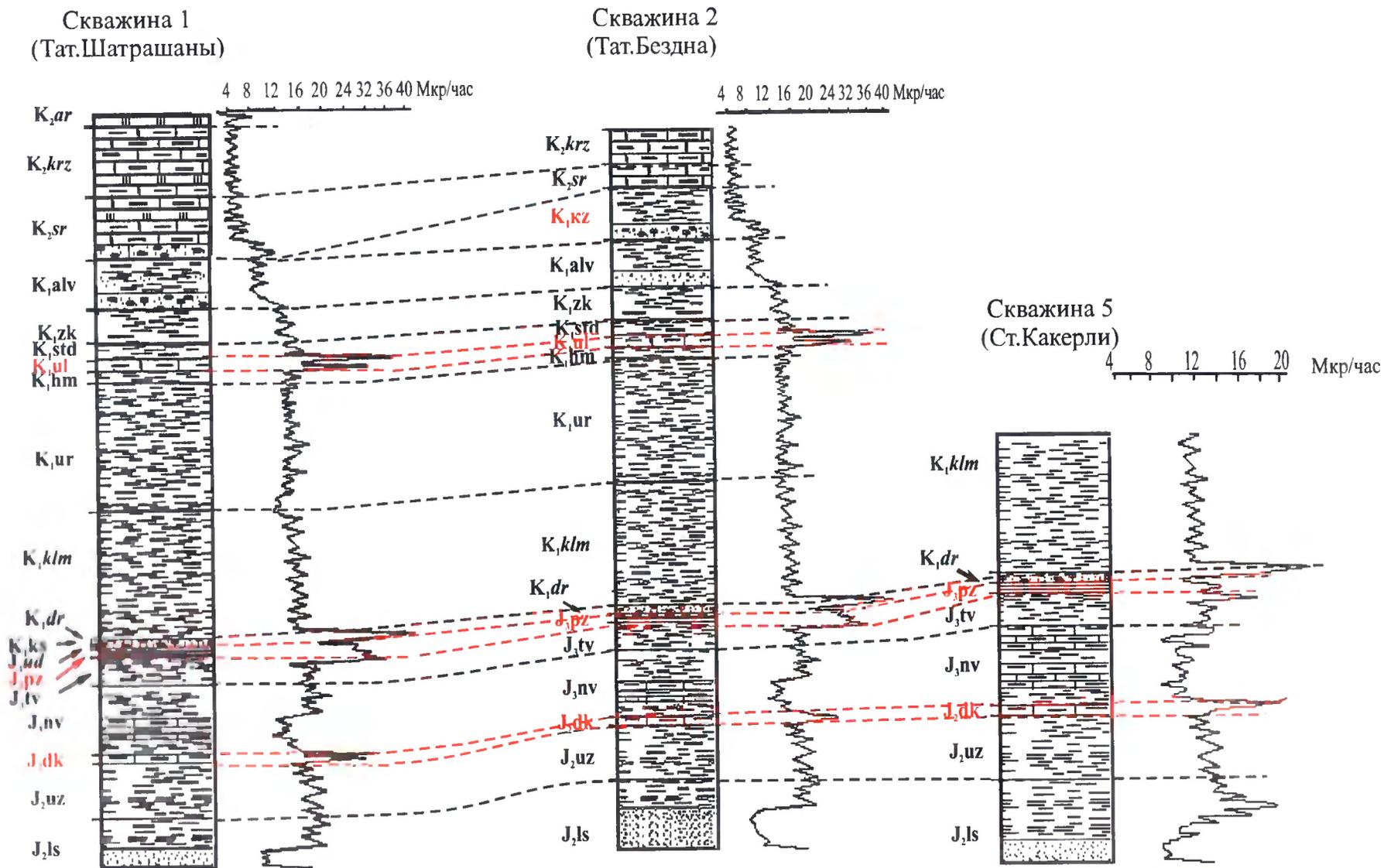


Рис. 3. Схема корреляции разрезов опорных скважин 1, 2, 5 по литологии и данным гамма-каротажа

Таблица 1

Средний литологический состав стратиграфических подразделений мезозоя, %

Свита, толща	Глины	Алевр(ол)иты	Пес(чани)ки	Конгло- мераты	Мергели	Опоки
Ардымская			10			90
Кирзятская	10				70	20
Сурская					90	10
Княжухинская	60	25	10			5
Аловская	70	20	5			5
Зарыклейская	70	20	5		5	
Студенецкая	95				5	
Ульяновская	70				30	
Хмелевская	100					
Уренская	70	15	5		10	
Климовская	90	5			5	
Долгорецкая	30	30	35	5		
Кашпирская, ундорская		10	85	5		
Промзинская	65	25	5		5	
Тразовская	80				20	
Новиковская	65				35	
Докучаевская	60				40	
Ужовская	70	20	5		5	
Лаишевская	60	30	10			

Отсутствие литологических критериев проведения границ многих мезозойских стратонов явилось основанием для проведения детальных макро- и микрофаунистических исследований разреза. Результаты литобиостратиграфического расчленения мезозойского разреза приведены на рисунке 4.

Окончательное расчленение мезозоя, увязка выделенных стратиграфических подразделений с общей шкалой проведено на основе био- и магнито-стратиграфического расчленения, дополнялось результатами анализа методом ЭПР. Результаты комплексного литобиостратиграфического и ЭПР-расчленения мезозойского разреза показаны на рисунке 5.

Таблица 2

Особенности химизма и минерального состава глин мезозойских отложений, %

Свита, толща	Химический анализ		Петрографический анализ	Рентгеновский количественный фазовый анализ							
	CaCO ₃	SiO ₂ аморфн.		Кол-во обломочного материала	Клиноптилолит	Монтмориллонит	Смешанослойные	Каолинит	Слюда	Хлорит	Кварц
Аловская	3,3	9,7	8,5	10	35	0	0	13	8	13	8
Зарыклейская (верхняя часть)	2	0	22,5	5	48,3	0	0	14	9,8	13	7,5
Зарыклейская (нижняя часть)	2	0	22,5	0	0	56	6,8	14,2	5,9	10,2	5
Студенецкая	1,4	1	13,5	0	0	58	13	19	8	0	0
Хмельёвская	1,6	1,3	10	0	0	59	8,3	14	6,6	5,7	4,4
Уренская	1	1	16	0	0	60	9,5	16	6,6	3,8	2,3
Климовская	1	0	7	0	0	59,8	11,2	15	5,7	6,7	0,6
Долгорецкая	3	0	15	0	0	62	9,5	17	8	0	0
Промзинская	19	1	2,5	0	0	49	11	15	5	0	0
Тразовская	18	1,4	8	0	0	51	10	16	4	0	0
Новиковская	15	0,87	7	0	0	48	12	17	6	2	0
Докучаевская	1	0	10	0	0	52	20	21	6	0	0
Ужовская	1,1	0	10,5	0	0	45,5	20	23,5	10	0	0
Лаишевская	1,1	0	19	0	0	42	21	27	8,5	0	0

Система	Отдел	Ярус	Подъярус	Регionarус	Литологическая колонка	Мощность, м	Краткая характеристика литологического состава			
Меловая	Верхний	Маастрихт				11	Ардымская свита - опоки, в основании пески кварц-глауконитовые с граием фосфоритов			
		Кампанский	Верхний							
			Нижний							
		Сантонский	Нижний				29-32	Кирзятская свита - чередование мергелей цеолитистых, глинистых, опоквидных, опок окремненных, цеолитистых слабо известковистых, глини известковистых, цеолитистых; в основании с граием и галькой фосфоритов.		
		Котьякский	Верхний							
	Средний									
	Туронский	Нижний				0-13	Сурская свита - мергели цеолитодержащие, с прослоями опок, в основании с галькой фосфоритов			
	Нижний	Альбский	Верхний				0-14	Княжухинская толща - глины с прослоями опок; в основании - пески с желваками фосфоритов.		
			Средний				0-17			
			Нижний							
		Аптский	Верхний						Зарыклейская толща - глины с прослоями алевроитов, песков, конкрециями мергелей сидеритовых	
			Средний					24-36		
			Нижний						Студенская толща - глины слабо алевроитистые с марказитом, конкрециями мергелей	
			Барремский	Верхний					6-11	Ульяновская толща - глины битуминозные с пластовыми конкрециями мергелей битуминозных
				Нижний					2-5	
		Готеривский	Верхний					8-13	Хмелевская толща - глины с марказитом	
			Средний							
			Нижний						Уренская толща - глины алевроитистые, с прослоями алевроитов и песков кварц-глауконитовых, с конкрециями мергелей	
Юрская		Верхний	Титовский	Верхний	Волжский			47-66	Климовская свита - глины с прослоями песков и алевроитов, с конкрециями мергелей	
				Средний						
	Кимериджский		Верхний					0-32	Долгоруцкая толща - пески, глины, алевроиты с граием и галькой фосфоритов	
			Нижний							
Средний	Оксфордский	Верхний						Каширская толща - пески, песчаники с фосфатизированными ядрами буми		
		Средний								
	Келловейский	Верхний					0-9	Уйдорская свита - глечишки, пески, алевроиты, с фосфатизированными ядрами буми		
		Нижний					0-1,5			
	Бятский	Верхний					2-7	Промзвская толща - глины битуминозные с прослоями горючих сланцев, песчаников, алевроитов, мергелей		
		Средний					5-11			
Ашшеский	Верхний						Тразовская толща - глины известковые с мергелистыми желваками, мергели			
	Нижний									
Татарский	Татарский	Верхний					26-44	Новиковская толща - глины мергелеподобные, мергели глинистые		
		Нижний								
Пермский	Татарский	Верхний					0,1-2,3	Докучаевская толща - глины оолитовые с пластовыми конкрециями мергелей доломитовых, оолитовых		
		Нижний								
							0-39	Ужовская толща - глины алевроитистые с прослоями алевроитов, песков, конкрециями мергелей		
								0-31	Ланцевская толща - глины алевроитистые, в основании - пески кварцевые с галькой и граием кварца и кварцитов	
									Татарский ярус - алевроиты красноцветные	

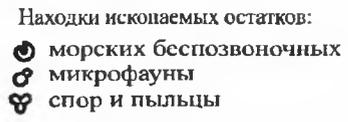
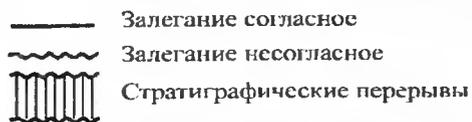


Рис. 4. Литобистратиграфическое расчленение мезозойского разреза северо-востока Ульяновско-Саратовского прогиба

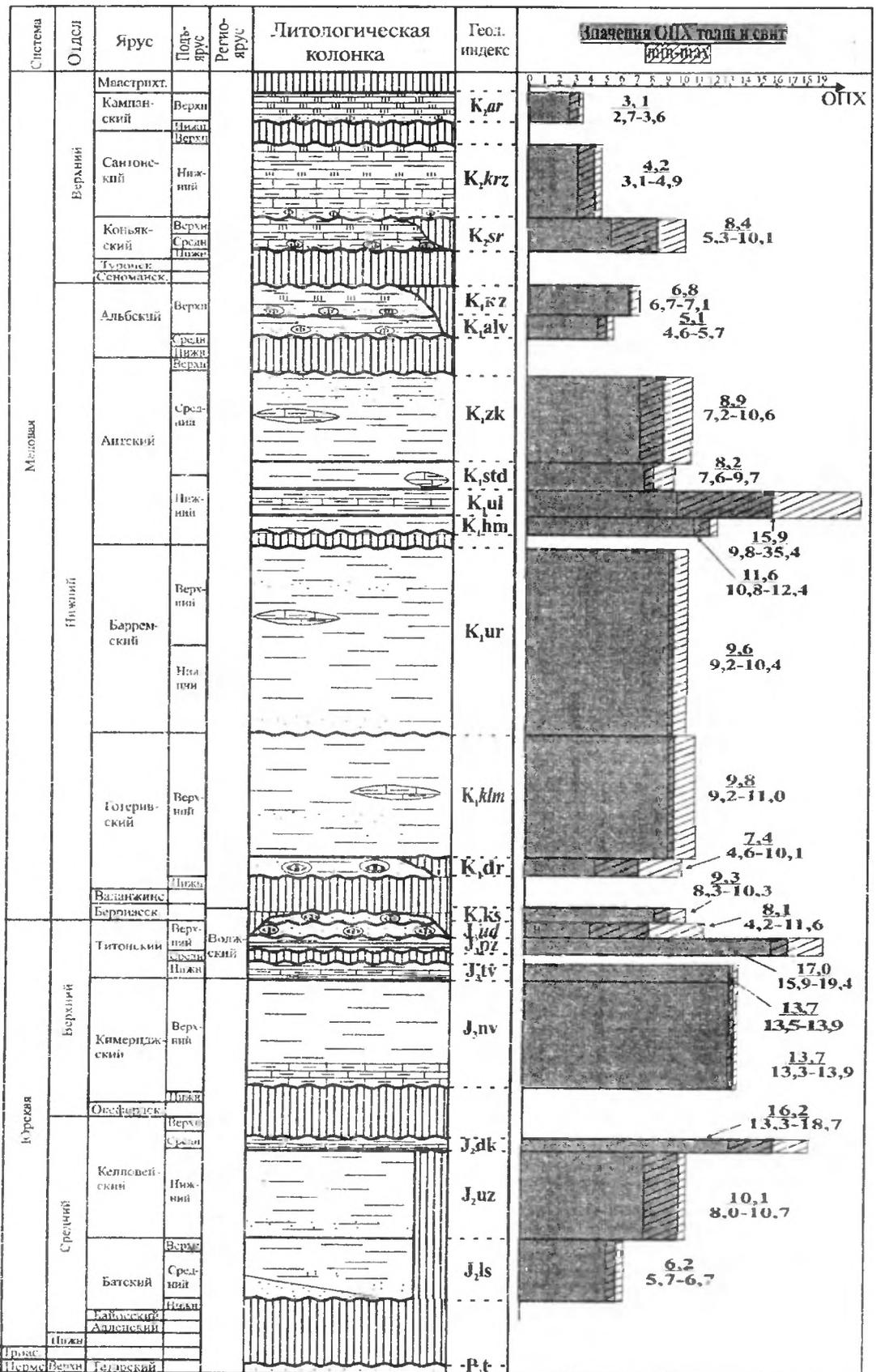


Рис. 5. Расчленение мезозойского разреза северо-востока Ульяновско-Саратовского прогиба методом ЭПР

Биостратиграфический метод

К числу стратиграфических границ, которые не удастся провести с помощью лито-стратиграфического метода, относятся: кровля лаишевской толщи среднего-верхнего ба-та — подошва ужовской толщи среднего келловей средней юры, кровля новиковской толщи верхнего кимериджа — подошва тразовской толщи ниже- средневожского ре-гиоподъяруса, кровля нижней подсвиты — подошва верхней подсвиты ундорской свиты средневожского подъяруса верхней юры, кровля верхней подсвиты ундорской свиты средневожского подъяруса верхней юры — подошва кашпирской толщи верхневожского подъяруса нижнего мела, кровля кашпирской толщи верхневожского подъяруса — подошва долгорецкой толщи верхнего готерива, кровля климовской свиты верхнего готерива — подошва уренской толщи баррема, кровля уренской толщи баррема — по-дошва хмелевской толщи нижнего апта, кровля студенецкой толщи нижнего-среднего апта — подошва зарыклейской толщи среднего апта, кровля зарыклейской толщи сред-него апта — подошва аловской толщи среднего альба нижнего мела, кровля сурской сви-ты среднего-верхнего коньяка — подошва кирзятской свиты нижнего сантона верхнего мела.

В основу биостратиграфического метода расчленения разреза, как основополагаю-щего при увязке с действующими в исследованном районе стратиграфическими схема-ми, было положено детальное изучение микро- и макрофаунистических остатков в ме-зозойских слоях. Наиболее полно охарактеризован палеонтологическими находками, и в первую очередь — аммонитами, разрез опорной скважины 1 (Татарские Шатрашаны. Татарстан, глубина — 374,7 м). Зональное расчленение среднеюрско-нижнемеловой ча-сти ее разреза по моллюскам произведено Е.Ю.Барабошкиным (МГУ). Фаунистические остатки, отобранные фрагментарно из многочисленных скважин и обнажений, анализи-ровались В.В.Силантьевым (Казанский университет). По ним зональная разбивка Е.Ю.Барабошкина была значительно дополнена.

Сплошному опробованию в Татарстане на микрофаунистический анализ были под-вергнуты разрезы опорных скважин 1, 2 (Татарская Бездна, глубина — 335 м), 3 (Малое Нагаткино, глубина — 251 м), 4 (Красный Ключ, глубина — 242 м) (см. рис. 1).

По результатам микрофаунистического анализа среднеюрско-нижнемеловой части разреза Г.Н.Старцевой (г. Саратов) проведена зональная разбивка 5 изученных разрезов по фораминиферам. Анализ и зональная разбивка верхнего мела, вскрытого скважина-ми 1 и 2, выполнена Е.Мацневой (г. Саратов).

Базальные слои средней юры, вскрытые скважиной 1, изучались на палеопалинологию К.В.Николаевой и О.В.Макаровой (Казанский университет). Полученные данные по споро-пыльцевым спектрам хорошо дополнили результаты расчленения по фораминиферам.

Систематизация и анализ всех полученных заключений, сопоставление и корреляция с имеющимися результатами зональных разбивок опорных разрезов в смежных регионах — все это позволило нам расчленить сводный разрез мезозойских образований северо-востока Ульяновско-Саратовского прогиба согласно действующих, утвержденных МСК, стратиграфических схем: Унифицированной стратиграфической схемы юрских отложений Русской платформы (1989), Унифицированных стратиграфических схем нижнемеловых отложений Восточно-Европейской платформы (1989), с принятыми и утвержденными на расширенном бюро МСК изменениями (1994), и Стратиграфической схемы верхнемеловых отложений Восточно-Европейской платформы [Олферьев, Алексеев, 2003].

Магнитостратиграфический метод

Палео- и петромагнитные исследования мезозойских отложений проводились с целью идентификации в палеомагнитном разрезе магнитных хронов, признанных Международной комиссией по стратиграфии ответственными за проведение ярусных границ, выявления маркирующих петромагнитных уровней, являющихся реперами региональной изохронной корреляции. Объектами исследований явились разрезы опорных скважин 1, 2 и 4. Предварительные результаты этих работ были опубликованы ранее [Балабанов, 2003, 2004; Балабанов, Изотов и др., 2004; Зорина, 2003²; 2005²].

Палеомагнитная характеристика объектов исследования включала систематизацию результатов измерений магнитной восприимчивости пород (χ), естественной остаточной намагниченности (J_n) и направлений векторов $J_n - J^\circ$ [Ясонов, Буров, 1979].

Сопоставление разрезов скважин проводилось на основе анализа магнитных (χ , J_n) и палеомагнитных (наклонение вектора J_n) данных по всем исследованным интервалам разрезов скважин.

Установлено, что целый ряд мезозойских стратонов обладает характерными палео- и петромагнитными особенностями, на основе которых они сопоставляются с магнитостратиграфической схемой Д.Фридмана [1992] и новой детальной магнитостратиграфической шкалой средней юры-мела Русской плиты и сопредельных территорий [Гужиков, 2004].

Метод стратиграфической обработки данных электронного парамагнитного резонанса

В дополнение к традиционному литологическому методу для расчленения мезозойского разреза, включающего литологически однородные серии толщ и свит, впервые применен метод стратиграфического анализа данных электронного парамагнитного резонанса (ЭПР). Сплошное пунктирно-секционное опробование рассматриваемого разреза обеспечило возможность получения литологически-средневзвешенной характеристики каждого отдельного стратона.

Основными пороодообразующими компонентами пород являются минералы парамагнитной группы, а условия осадкообразования наложили на их кристаллическую структуру ряд особенностей, которые могут быть положены в основу при расчленении разреза, прослеживании стратонов по латерали и изучении эволюции осадконакопления.

Поскольку исследованные пробы представляют собой поликристаллические полиминеральные образования, то их спектр ЭПР представляет собой суперпозицию «порошковых» спектров парамагнитных центров (ПЦ), обусловленных дефектами реальной кристаллической структуры (изоморфными примесями и электронно-дырочными радиационно-стимулированными центрами — ЭДЦ) всех минералов, слагающих каждую пробу, а также свободными (стабильными) радикалами в рассеянном органическом веществе (РОВ) [Крутиков, 1997¹, 1997²].

Для каждого стратиграфического подразделения выведена своеобразная ЭПР-формула:

$$\text{ОПХ} = a(A) + b(B) + c(C) + d(D) + e(E) + f(F) + g(G),$$

где ОПХ — объединенная парамагнитная характеристика; коэффициенты a , b , c , d , e , f , g — средне-взвешенные значения относительных интенсивностей парамагнитных меток: a — Mn^{2+} в кальците (Clt)(A), b — Fe^{3+} структурное (B), c — Fe^{3+} агрегатное (C), d — органический радикал (ОР) в РОВ (D), e — E_1' в кварце (E), f — ЭДЦ в Clt (F), g — Fe^{3+} агрегатное (II) (G).

Установлено, что при расчленении и корреляции разрезов данного типа необходимо использовать все регистрируемые метки, относительная интенсивность которых в спектрах ЭПР обусловлена:

изменением минерального состава пород;

изменением содержания парамагнитных примесей (Mn^{2+} , Fe^{3+});

различной радиационной историей — содержанием радиоактивных элементов и временем контакта с ними (ЭДЦ в Clt, E_1' в кварце, органический радикал);

наложенными процессами — особенно температурными, поскольку большие температуры ($>500^{\circ}\text{C}$) отжигают («зануляют») все радиационные центры и их история начинается сначала.

Опыт использования данных ЭПР (совокупность всех регистрируемых при комнатной температуре меток) показал, что метод эффективно применять для расчленения и корреляции частных мезозойских разрезов — фрагментов серий литологически нерасчлененных свит и толщ. Подкупает дешевизна, экспрессность и высокая достоверность результатов метода.

Событийный и секвенсхроностратиграфический методы

Комплексное (лито-, био-, магнито-стратиграфическое) расчленение мезозойских отложений позволило выявить многочисленные перерывы в разрезе рассматриваемой части прогиба. Серии толщ и свит, разделенные поверхностями стратиграфических перерывов, — секвенции — были выделены в четырех опорных разрезах и скоррелированы между собой. Всего в сводном разрезе средней юры — мела выделено 6 секвенций [Зорина, 2003¹, 2003²], каждая из которых характеризует этап непрерывного осадкообразования под влиянием эвстатических процессов.

Секвенсстратиграфический анализ мезозойского разреза рассматриваемой территории показал, что выделенные секвенции являются универсальным ключом для расшифровки мезозойской геологической летописи, позволяют сопоставлять разрезы внутри единого бассейна и проводить межбассейновую корреляцию [Зорина, 2004³; Зорина и др., 2004]. По результатам комплексного изучения вещественного состава отдельных горизонтов свит, толщ, целых секвенций установлено, что секвенции являются инструментом для выявления условий образования, закономерностей и областей локализации приуроченных к ним твердых полезных ископаемых осадочного происхождения [Зорина, 2002].

Для проведения комплексного событийного и секвенсстратиграфического анализа были использованы обобщенные стратиграфические данные, содержащиеся в унифицированных стратиграфических схемах Восточно-Европейской платформы. Они были дополнены новыми данными, полученными нами по территории северо-востока Ульяновско-Саратовского прогиба. По результатам проведенных исследований установлена последовательность эвстатических, палеоклиматических, био- и абиотических событий, которые играли решающую роль в мезозойской геологической истории восточной части Восточно-Европейской платформы.

С позиций хроностратиграфии в настоящей работе рассмотрен разрез средней юры — мела опорной скважины 1, в котором выделено 5 секвенций (секвенция 6 сводного разреза мезозоя северо-востока Ульяновско-Саратовского прогиба скважиной 1 вскрыта не была), состоящих из 21 литологической пачки. Секвенции сопоставлены с глобальной циклостратиграфической шкалой и эвстатической кривой, разработанной В.У. Наг et al. [1988], с одновременной привязкой палеомагнитных характеристик секвенций к магнитостратиграфической схеме, опубликованной D.M. Friedman et al. [1992] и увязанной со шкалой Б.Хака. Параллельно палеомагнитные и магнитные данные, полученные по опорной скважине 1, были сопоставлены с новой версией магнитостратиграфической шкалы А.Ю.Гужикова [2004]. В качестве геохронологической основы Д.Фридманом с соавторами принята шкала, которая впоследствии была предложена в качестве Международной стратиграфической шкалы [International... 1998]. Данная шкала явилась основой для определения длительности этапов непрерывного осадконакопления и hiatus, разделяющих секвенции. Относительное изменение уровня моря при формировании каждой секвенции оценено на основе вариаций литологического состава слагающих ее осадков. Анализ эвстатических флуктуаций от секвенции к секвенции проведен на основе данных о характере латерального распространения секвенций на северо-востоке Ульяновско-Саратовского прогиба и на востоке Восточно-Европейской платформы.

Методы изучения мезозойских полезных ископаемых

Для изучения вещественного состава литологических типов пород, слагающих выделенные стратоны, определения пригодности литологических типов пород, отдельных горизонтов в составе толщ (свит) или секвенций в качестве твердых полезных ископаемых использована группа физико-химических и петрографических методов [Зорина, Месхи и др., 2000¹, 2000²; Пат. 2158242, Пат. 2158243].

Изучение вещественного состава мезозойских толщ и свит проведено на основе данных аналитических исследований и технологических испытаний, выполненных в аккредитованных Госстандартом РФ лабораториях Аналитико-технологического сертификационного испытательного центра ЦНИИгеолнеруд.

В опорных и частных разрезах было проведено опробование пород для определения пригодности выделенных стратонов и отдельных горизонтов на широкий спектр твердых полезных ископаемых. В комплекс методов изучения полезных свойств пород разреза, входили уже перечисленные выше методы, использованные для определения ми-

нералогического состава пород, а также, в дополнение к ним — нанопетрографический метод изучения цеолитсодержащих пород и технологические испытания глин методом прямого обжига.

Минералогические анализы использованы для выявления повышенных концентраций и диагностики титан-циркониевых минералов и минералов-спутников алмаза в базальных песках лаишевской толщи.

Комплексный анализ данных рентгеновского количественного фазового анализа, химического анализа, а также прямых технологических испытаний глинистых отложений средней юры — нижнего мела применен для типизации мезозойских глин по минеральному составу и выделения в разрезе потенциально продуктивных горизонтов светложущихся и керамзитовых глин.

Сплошное опробование литологических типов пород на химический анализ, позволило установить многочисленные фосфоритсодержащие горизонты в разрезах верхней юры, нижнего и верхнего мела.

По результатам комплексирования рентгенографических, петрографических и нанопетрографических исследований верхнемеловых и верхней части нижнемеловых образований была установлена их цеолитоносность. Петрографические определения проводились под поляризационным микроскопом при максимальном увеличении $\times 450$, нанопетрографические — под электронным сканирующим микроскопом РЭМ-100У, с элементами микроанализа отдельных микрокристаллов клиноптилолита и опал-кристобалита.

СТРАТИГРАФИЯ

Лито- и биостратиграфическое расчленение

В данном разделе мезозойские отложения северо-востока Ульяновско-Саратовского прогиба будут рассмотрены с позиций традиционной стратиграфии, в основе которой лежит послойное описание наблюдаемых в породах признаков с последующим составлением местной стратиграфической схемы. Важнейшими методами ее составления и корреляции с унифицированными разрезами и общей шкалой, явились лито- и биостратиграфические методы [Диденко, Зорина, 2003¹, 2003²; Зорина, 2004¹].

Согласно утвержденным МСК России унифицированным стратиграфическим схемам юрских, нижнемеловых и верхнемеловых отложений Восточно-Европейской платформы, мезозойские отложения, слагающие современную денудационную поверхность рассматриваемой территории, относятся к структурно-геологической зоне Ульяновско-Саратовского прогиба, подзоне Ульяновско-Самарского Поволжья (рис. 6, 7, 8).

Начиная обзор мезозойской стратиграфии северо-востока Ульяновско-Саратовского прогиба, необходимо сначала определить, как сопоставляется сводный разрез территории с унифицированными разрезами Ульяновско-Самарского Поволжья и ближайших смежных территорий — Чебоксарского Поволжья (юра, нижний мел) и Саранского Поволжья (верхний мел) (табл. 3, 4, 5). Анализ сопоставления схем показывает, что унифицированный разрез ниже- и верхнемеловых отложений Ульяновско-Самарского Поволжья не распространяется в полной мере на северо-восточную часть прогиба. Основное отличие заключается в асинхронности границ ряда стратонов, установленной при их прослеживании с северо-востока прогиба на сопредельные территории.

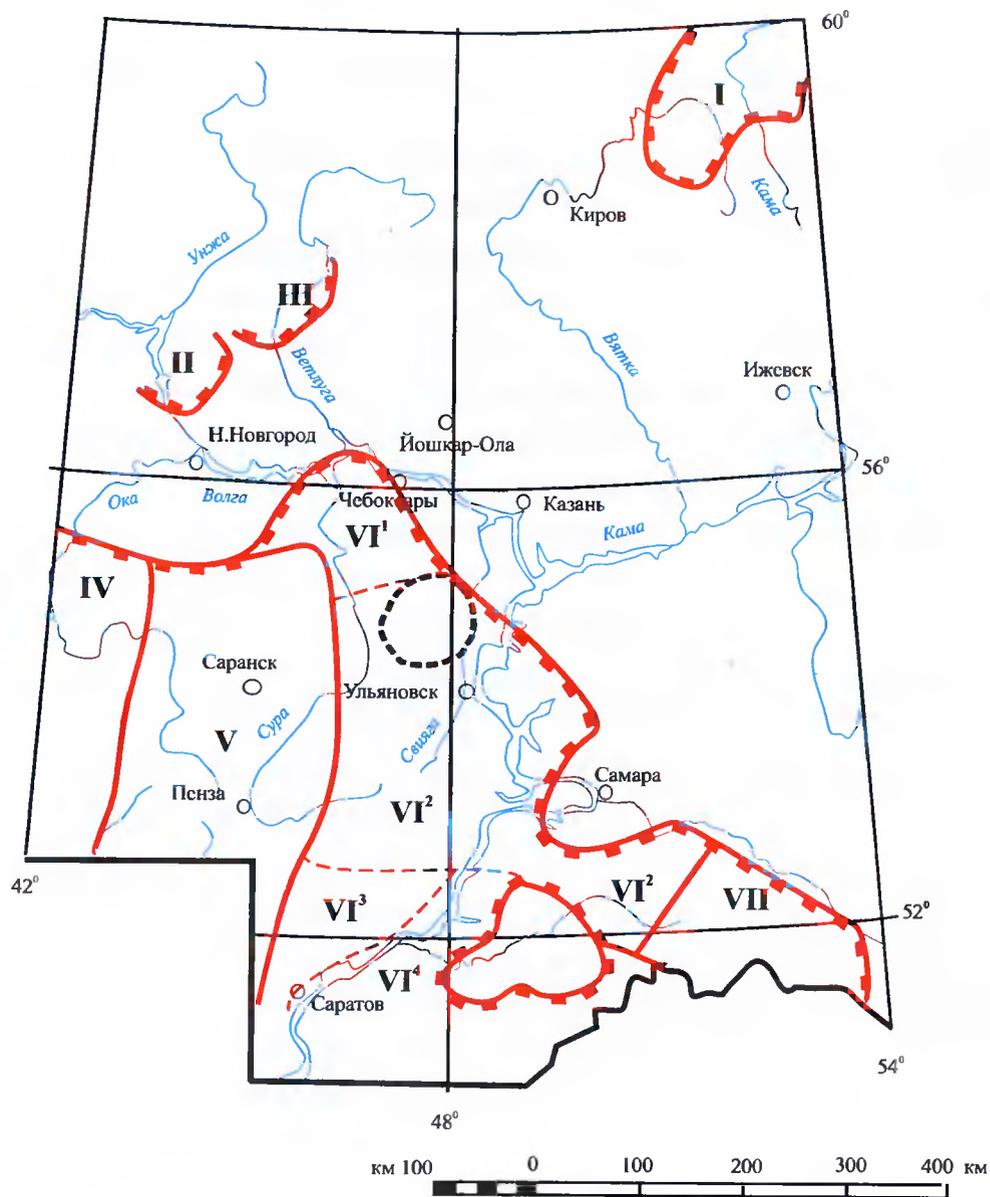
Как и на всей территории Ульяновско-Саратовского прогиба, на северо-восточной его окраине мезозойские отложения, общей мощностью более 400 м, представлены средней и верхней юрой, нижним и верхним мелом.

Юрская система

В составе юрской системы выделены средний и верхний отделы. Общая мощность юрских образований на рассматриваемой территории составляет 100–120 м.

Средний отдел

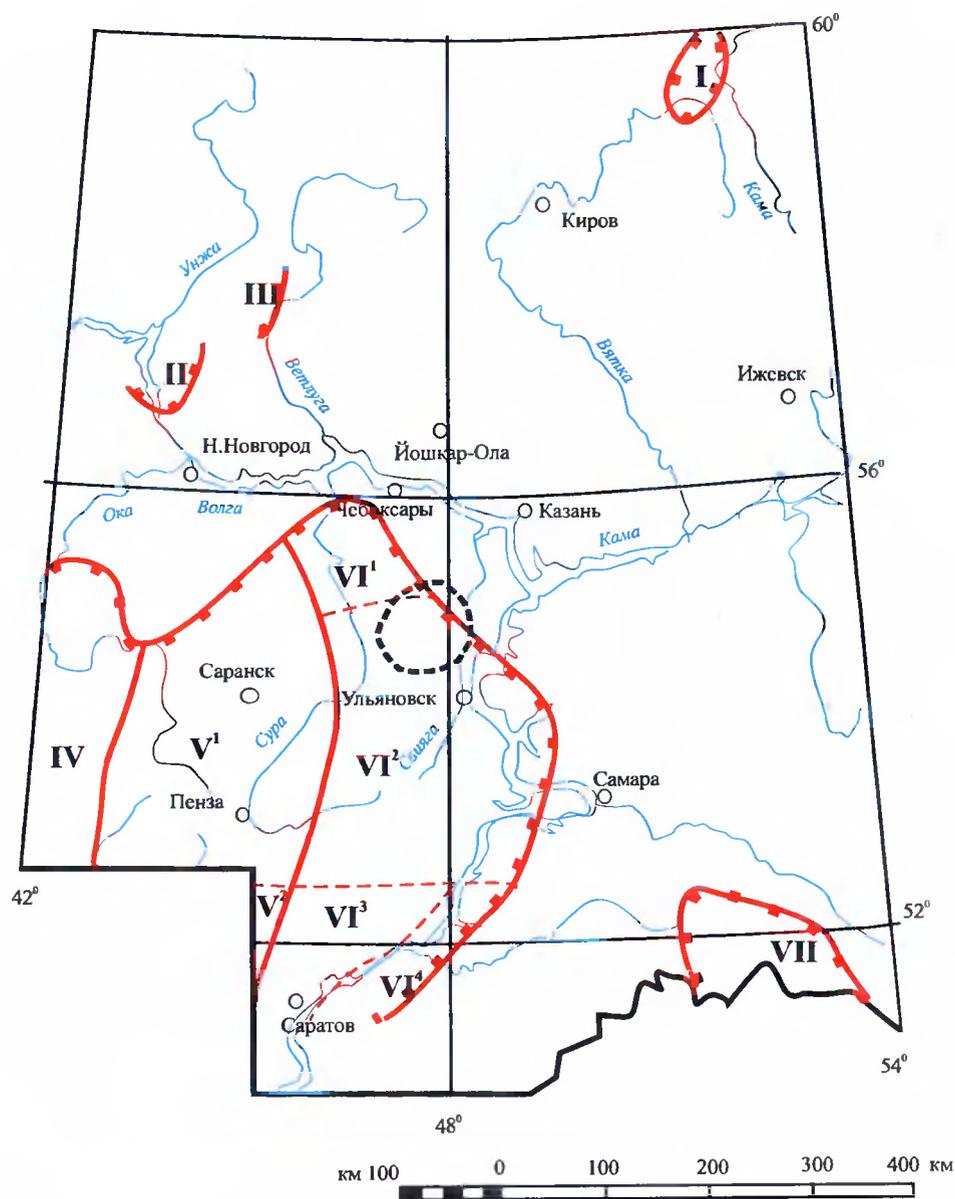
По результатам лито- и биостратиграфического расчленения юрских отложений на изученной территории, а также сопоставления сводного юрского разреза северо-востока Ульяновско-Саратовского прогиба с унифицированным разрезом Ульяновско-Самарского Поволжья (табл. 3), установлено, что в состав среднего отдела юры на изученной тер-



-  Граница распространения юрских отложений
-  Границы структурно-геологических зон и их номера
-  Границы структурно-геологических подзон
-  Контур исследованной территории

Структурно-геологические зоны (Унифицированная стратиграфическая схема юрских отложений Русской платформы, 1989; с дополнениями 1994г.):
 I - Вятско-Камская впадина; II - Ковернинская впадина; III - Московская синеклиза (восточное крыло);
 IV - Окско-Донская депрессия; V - Муромско-Ломовский прогиб; VI - Ульяновско-Саратовский прогиб:
 VI¹ - Чебоксарское Поволжье, VI² - Ульяновско-Самарское Поволжье, VI³ - Саратовское Правобережье,
 VI⁴ - Саратовское Заволжье; VII - Бузулукская впадина.

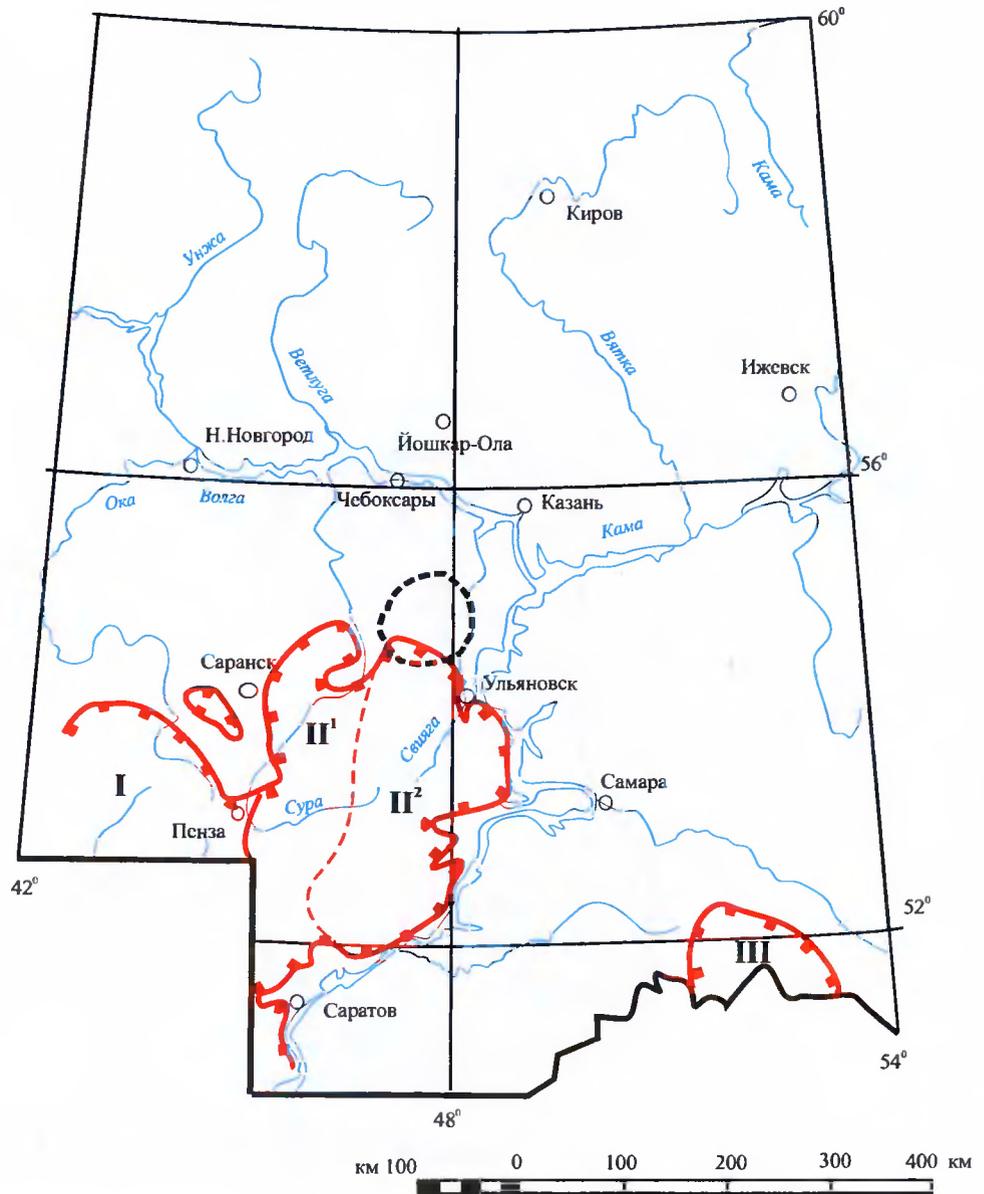
Рис. 6. Схема структурно-геологического районирования юрских отложений Среднего Поволжья



-  Граница распространения нижнемеловых отложений
-  Границы структурно-геологических зон и их номера
-  Границы структурно-геологических подзон
-  Контур исследованной территории

Структурно-геологические зоны (Унифицированные стратиграфические схемы нижнемеловых отложений Восточно-Европейской платформы, 1989, с изменениями и дополнениями 1994г.):
 I - Вятско-Камская впадина; II - Ковернинская впадина; III - Московская синеклиза (восточное крыло);
 IV - Окско-Донская депрессия; V - Муромско-Ломовский прогиб: V¹ - северная часть, V² - бассейн р. Хопёр;
 VI - Ульяновско-Саратовский прогиб: VI¹ - Чебоксарское Поволжье, VI² - Ульяновско-Самарское Поволжье, VI³ - Саратовское Правобережье, VI⁴ - Саратовское Заволжье; VII - Бузулукская впадина.

Рис. 7. Схема структурно-геологического районирования нижнемеловых отложений Среднего Поволжья



-  Граница распространения верхнемеловых отложений
-  Границы структурно-геологических зон и их номера
-  Границы структурно-геологических подзон
-  Контур исследованной территории

Структурно-геологические зоны (Стратиграфическая схема верхнемеловых отложений Нижнего и Среднего Поволжья, 2001):
 I - Муромско-Ломовский прогиб; II - Ульяновско-Саратовский прогиб: II¹ - западная часть, II² - восточная часть (Ульяновско-Самарское Поволжье); III - Бузулукская впадина.

Рис. 8. Схема структурно-геологического районирования верхнемеловых отложений Среднего Поволжья

Сопоставление сводного юрского разреза северо-востока Ульяновско-Саратовского прогиба с Унифицированными разрезами

Общая шкала		Региональные стратиграфические подразделения		Унифицированная стратиграфическая схема юрских отложений Русской платформы (1989) с изменениями и дополнениями 1994 г.		Северо-восток Ульяновско-Саратовского прогиба [Зорина, 2003 ² ; 2004 ¹]					
Систем	Отдел	Ярус	Подъярус	Полъярус	Унифицированная стратиграфическая схема юрских отложений Русской платформы (1989) с изменениями и дополнениями 1994 г.						
					Чебоксарское Поволжье	Ульяновско-Самарское Поволжье					
Юрская	Средний	Юрская	Средний	Средний	Лоны по моллюскам	Слой и зоны с фораминиферами	<p>Ульяновская св.</p> <p>В подсыта - песчаники (до 1 м)</p> <p>Н. подсыта - песчаники, глауконитовые, в основании фосфоритовый конгломерат. (до 1 м)</p> <p>Ульяновская св.</p> <p>В подсыта - песчаники зеленовато-серые, глауконитовые. (до 0,6 м)</p> <p>Н. подсыта - песчаники глауконитовые с фосфоритовыми желваками, в основании конгломерат. (до 0,8 м)</p> <p>Промзинская толща - сланцы горючие, известковистые, переслаивающиеся в подошве с битуминозными глинами и мергелями, гравием и галькой фосфоритов (до 10,6 м)</p> <p>Тразовская толща - глины серые известковистые с мергелистыми стяжениями; в верхней части светло-серые мергели (до 11 м)</p> <p>Тразовская толща - глины серые, коричневатого-серые, глинистые, в виде линз и прослоев, с фосфоритовой галькой в основании (до 12 м)</p> <p>Верхняя подтолща - глины светло-серые, серые, плотные, известковистые (до 30 м)</p> <p>Нижняя подтолща - глины светло-серые, известковистые, с конкрециями фосфоритов и стяжениями мергеля (до 12 м)</p> <p>Нижняя подтолща - глины серые, известковистые, со стяжениями мергелей (до 20 м)</p> <p>Нижняя подтолща - глины светло-серые, известковистые, местами в нижней части зеленовато-серые. (до 10 м)</p> <p>Докучаевская толща - глины коричневатого-серые, оолитовые, с прослоями мергелей. (до 3 м)</p> <p>Ужовская толща - глины серые, коричневатого-серые, алевроитовые, со стяжениями пирита. (до 33 м)</p> <p>Лукояновская толща - глины серые, светло-серые, алевроиты, сверху пески светло-серые с прослоями алевроитов (до 30 м)</p> <p>Починковская толща - глины серые и темно-серые. (до 7 м)</p>	<p>В подсыта - пески. (0-1,1 м)</p> <p>Н. подсыта - песчаники, глауконитовые, с фосфоритовыми желваками, в основании конгломерат. (до 0,4 м)</p> <p>Промзинская т. - глины битуминозные с прослоями горючих сланцев, песчаников, алевролитов, мергелей. (2-7 м)</p> <p>Тразовская толща - глины известковые с мергелистыми желваками, мергели (5-11 м)</p> <p>Новиковская толща - глины мергелеподобные, мергели глинистые. (26-44 м)</p> <p>Волдарская толща - глины серые, сильно известковистые, в основании - фосфоритовая галька и зерна глауконита. (до 49 м)</p> <p>Докучаевская толща - глины оолитовые с конкрециями мергелей доломитовых, оолитовых (0,1-2,1 м)</p> <p>Ужовская т. - глины алевроитистые с прослоями алевроитов, конкрециями мергелей. (0-39 м)</p> <p>Лавшевская т. - глины алевроитистые, в осн. - пески с галькой кварца и кварцитов. (0-31 м)</p>			
					Paracraspedites opressus Epivirgatites nikitini	Spirotrondicularia rhabdognonioides - Lenticulina oligostegia			Ульяновская св.	Ульяновская св.	Ульяновская св.
					Virgatites virgatus	Lenticulina ponderosa - Flabellammuna lidiae			Ульяновская св.	Ульяновская св.	Ульяновская св.
					Zaraskites scythicus	Lenticulina infravolgaensis - Saratoceras pravoslavlivi			Ульяновская св.	Ульяновская св.	Ульяновская св.
					Pavlovia pavlovi	Lenticulina kasahstanica - Lenticulina undorica			Ульяновская св.	Ульяновская св.	Ульяновская св.
					Ilowaiskya pseudoscythica	Pseudolamarckina bieleckae - Vemulinoides kinlae			Ульяновская св.	Ульяновская св.	Ульяновская св.
					Ilowaiskya sokolovi				Ульяновская св.	Ульяновская св.	Ульяновская св.
					Ilowaiskya klimovi				Ульяновская св.	Ульяновская св.	Ульяновская св.
					Aulacostephanus autissiodorensis	Pseudolamarckina pseudorjasanensis - Haplophragmium monstratus			Ульяновская св.	Ульяновская св.	Ульяновская св.
					Aulacostephanus eudoxus				Ульяновская св.	Ульяновская св.	Ульяновская св.
					Aspidoceras acanthicum				Ульяновская св.	Ульяновская св.	Ульяновская св.
					Слон с Amoebites и Prorasenia	Epistomina praetatarsiensis - Lenticulina kuznetzovae			Ульяновская св.	Ульяновская св.	Ульяновская св.
					Amoeboceras ravni - Rihgsteadia	Epistomina uhligi - Lenticulina russiensis			Ульяновская св.	Ульяновская св.	Ульяновская св.
					Amoeboceras serratum				Ульяновская св.	Ульяновская св.	Ульяновская св.
					Amoeboceras alternoides				Ульяновская св.	Ульяновская св.	Ульяновская св.
					Cardioceras tenuiserratum	Ophthalmidium strumosum - Lenticulina brestica			Ульяновская св.	Ульяновская св.	Ульяновская св.
					Cardioceras densipicatum	Ophthalmidium sagittum - Epistomina volgensis			Ульяновская св.	Ульяновская св.	Ульяновская св.
					Cardioceras cordatum	Lenticulina tumida - Epistomina elschankaensis			Ульяновская св.	Ульяновская св.	Ульяновская св.
					Quenstedtoceras mariae				Ульяновская св.	Ульяновская св.	Ульяновская св.
					Quenstedtoceras lamberti				Ульяновская св.	Ульяновская св.	Ульяновская св.
Peltoceras athleta		Ульяновская св.	Ульяновская св.	Ульяновская св.							
Erymnoceras coronatum	Lenticulina cultriformis - Lenticulina pseudocrassa	Ульяновская св.	Ульяновская св.	Ульяновская св.							
Kosmoceras jason		Ульяновская св.	Ульяновская св.	Ульяновская св.							
Sigaloceras calloviense	Haplophragmoides infracaloviensis - Gurtulina tatarensis	Ульяновская св.	Ульяновская св.	Ульяновская св.							
Cadoceras elasmae		Ульяновская св.	Ульяновская св.	Ульяновская св.							
Слюи с Macrocephalites		Ульяновская св.	Ульяновская св.	Ульяновская св.							
Arcticoceras ishmae		Ульяновская св.	Ульяновская св.	Ульяновская св.							
	Ammodiscus baticus	Ульяновская св.	Ульяновская св.	Ульяновская св.							
Pseudocosmoceras michalskii	Lenticulina volganica - Vaginulina damae	Ульяновская св.	Ульяновская св.	Ульяновская св.							
Parkinsonia parkinsoni	Ammodiscus subjurassicus - Lenticulina saratovensis	Ульяновская св.	Ульяновская св.	Ульяновская св.							
Garantiana garantiana	Garantella rudia - Lenticulina pulchella	Ульяновская св.	Ульяновская св.	Ульяновская св.							
Подстилающие отложения					C ₃ - P ₂	P ₂ t					

Сопоставление сводного верхнемелового разреза северо-востока Ульяновско-Саратовского прогиба с Унифицированными разрезами

Общая стратиграфическая шкала				Региональные стратиграфические подразделения		Унифицированная стратиграфическая схема верхнемеловых отложений Среднего и Нижнего Поволжья (2001г.)		Северо-восток Ульяновско-Саратовского прогиба [Зорина, 2003 ² ; 2004 ¹]	
Система	Отдел	Ярус	Подъярус	Лоны по моллюскам	Слои и зоны с фораминиферами	Западная часть УСП (Саранское Поволжье)	Восточная часть УСП (Ульяновско-Самарское Поволжье)		
меловая	верхний	камбалинский	верхний	Belemnitella langei	Globorotalites emdyensis	Сливатская свита - глинистый плотный мел, переходящий вниз по разрезу в песчанистые рыхлые мергели с фосфоритами (до 2 м)	Сливатская свита - мел белый грубый, местами окремненный, переходящий вниз по разрезу в мергели алевролитистый, в основании - глауконитовый, желваками лимонита, гравием фосфорита (до 17 м)	Ардямская свита - опоки зеленовато-светло-серые, цеолитистые, известковистые. В основании - пески глауконит-кварцевые, известковистые с гравием фосфоритов. (видимая мощность - до 10,9 м)	
			нижний	Hopitoplacenteras coesfeldiense / Belemnitella mucronata mucronata	Brczenella montereiensis	Сенгилеевская свита - мел белый и мергели мелоподобные зеленовато-серые, с зернами глауконита, в основании - пески и песчаники глауконитовые, известковые, с галькой фосфоритов. (до 20 м)	Сенгилеевская свита - мел белый, в основании песчанистый, с галькой фосфоритов (до 13 м)		
				Belemnitoceras mammillatus	Cibicides temirensis				
				Belemnitella mucronata alfa					
					Belemnitella praecursor mucronatiformis	Gavelinella clementiana clementiana			
			сантонский	верхний	Sphenoceras patouensis / Belemnitella praecursor praepraecursor	Gavelinella stelligera	Потыминская свита - чередование мергелей серых и светло-серых, кремнеземистых, опок светло-серых, крепких, иногда насыщенных зернами глауконита. В основании пески и песчаники темно-зеленые, глауконитовые, с галькой фосфоритов. (до 12 м)	Потыминская свита - глины темно-серые, кремнеземистые, неравномерно известковистые, с прослоями серых патинистых опок (до 19 м)	
			нижний	Texanites texanus / Sphenoceras cardisoides / Belemnitella propinqua propinqua	Gavelinella infrasantonica	Кирзятская свита - мергели кремнеземистые, местами сильно окремненные, с прослоями серых известковистых или кремнеземистых глин. В основании пески грубозернистые зеленые, кварц-глауконитовые, с галькой фосфоритов (до 35 м)	Кирзятская свита - чередование мергелей кремнеземистых, глин известковистых или кремнистых и опок, в основании с галькой фосфоритов (до 37 м)	Кирзятская свита - чередование мергелей цеолитистых, глинистых, опоквидных, опок окремненных, цеолитистых, слабо известковистых, глин известковистых, цеолитистых; в основании гравием и галькой фосфоритов (29-32 м)	
			срэдний	Magadiceramus subquadratus					
				Volvicceramus involutus	Gavelinella thalmani	Сурская свита - мергели светло-серые, неравномерно окремненные, с прослоями опок и белого мела, в основании - с зернами глауконита (до 15 м)	Сурская свита - мел белый и мергели мелоподобные, алевроитовые, местами неравномерно окремненные, с редкими прослоями глин. (до 33 м)	Сурская свита - мергели, цеолитсодержащие, с прослоями опок; в основании - с галькой фосфоритов (0-13 м)	
				Volvicceramus koeneni					
			коньякский	нижний	Cremnoceramus crassus - Cremnoceramus deformis	Gavelinella kelleri			
					Cremnoceramus bronaniarti				
					Cremnoceramus rotundatus				
			туронский	верхний	Mytiloides scupini - Mytiloides incernus				
					Mytiloides stratoconcentricus				
				средний	Inoceramus costiellatus	Gavelinella moniliformis	Октябрьская свита - мел белый, мергели мелоподобные и мергели светло-серые, с прослоями глин, в подошве песчаные (до 28 м)	Октябрьская свита - мел белый, мергели мелоподобные и мергели светло-серые, с редкими прослоями глин. В подошве - мел песчаный, с гравием и галькой фосфоритов. (до 33 м)	
					Inoceramus lamercki				
					Inoceramus apicalis				
				нижний	Mytiloides hercynicus				
					Mytiloides labiaius - Mytiloides kossmati / Praeactinocamax plenus triangulus	Gavelinella nana			
	сеноманский	верхний	Inoceramus pictus bohemicus						
			Inoceramus pictus pictus / Praeactinocamax plenus longus	Lingulogavelinella globosa					
		средний	Acanthoceras rhotomagense / Inoceramus crissil						
		нижний	Turritites costatus - Schloenbachia varians / Praeactinocamax primus primus - Neohibolitus ultimus / Inoceramus crissil	Gavelinella cenomanica		Никольская толща - пески мелко-тонкозернистые, зеленовато-серые, глауконит-кварцевые и глауконитовые, глинисто-алевроитовые, известковистые, биотурбирванные, в основании - песчаник с гальками фосфоритов. (до 6 м)			

ритории входят батские и келловейские отложения. Батскому ярусу на северо-востоке Ульяновско-Саратовского прогиба соответствует лаишевская толща, келловейскому — ужовская и докучаевская толщи.

Батский ярус. Лаишевская толща (J_2ls)

Лаишевская толща залегает с угловым несогласием на размытой поверхности татарских образований, являясь повсеместно базальной толщей средней юры. На северо-востоке Ульяновско-Саратовского прогиба толща выходит на дневную поверхность в правом борту Волги ниже Тетюш, на водоразделе Волги и Свияги южнее с. Черки-Бибкеево и по бортам долин левых притоков Свияги — рр. Була, Карла, залегая на абсолютных отметках до 170 м (Щучьи горы). В юго-западном направлении отмечается общее погружение мезозойских отложений, и на крайнем юго-западе РТ (Тат. Шатрашаны) абсолютная отметка кровли толщи составляет –113 м.

В строении толщи принимают участие глины (60%), алевриты (30%), пески (10%). Базальным горизонтом толщи являются пески и песчаники, максимальной мощностью до 13 м (с. Тат. Бездна). Выше залегают тонко переслаивающиеся глины и алевриты. Венчается разрез серыми, бескарбонатными ($CaCO_3$ — 1,1%), алевритистыми, линзовидно-микрослоистыми, каолинит-гидрослюдисто-смешанослойными глинами, которые постепенно переходят в аналогичные глины ужовской толщи. Количество обломочного материала в глинах достигает 19%. В западном направлении глинистость разреза заметно снижается.

Высказывается мнение (А.Г.Олферьев, устное сообщение), что вышеописанные базальные пески принадлежат аален-нижнебайосской гнилушкинской свите, выделяемой на территории Саратовского Правобережья. Однако, данное предположение основывается исключительно на особенностях ее пространственного распространения. Фактических данных, доказывающих аален-раннебайосский, как впрочем и средне-верхне-батский возраст базальных песков пока не получено. В настоящей работе они рассматриваются в составе средне-верхнебатской лаишевской толщи.

Лаишевские пески и песчаники — желтовато-серые, коричневатого-серые и зеленоватого-серые, мелкозернистые, реже среднезернистые, с частыми, хорошо окатанными гальками и гравием кварца и кварцитов. По составу пески мономиктовые кремнисто-кварцевые, с редкими обломочными зернами вулканических пород — альбитофиров и дацитов. Нижняя граница толщи четкая. Визуальные литологические признаки верхней границы толщи отсутствуют.

В слоях изучены споро-пыльцевые спектры (К.В.Николаева, Казанский госуниверситет), в составе которых преобладают споры папортниковидных и плауновидных (68–75%). Доминируют споры папортниковидных, особенно рода *Coniopteris* (42–63%). В равных количествах присутствуют споры *Alsophila chetaensis*, *Cibotium corniculatum*, *Osmunda jurassica* и *Osmundites plicatus*, в небольших количествах — *Lygodium subsimplex*, *Disksonia* sp., *Gleichenia delicata*. Пыльца голосеменных составляет в среднем 29,4% (22,3–44,4%). Преобладает пыльца хвойных родов *Podozamites*, *Protoabies*, *Pseudopinus*, *Picea* и *Podocarpus*. В меньшем количестве присутствует пыльца *Ginkgo* и *Bennetites*. Изученные комплексы ближе всего к батским комплексам Нижнего Поволжья, в которых также отмечается преобладание спор папортниковидных, в меньших количествах присутствуют плауновидные, подчиненную роль играют голосеменные и в небольших количествах отмечена пыльца рода *Brachyphyllum*, который, по имеющимся данным появляется в батском ярусе и в более древних отложениях не встречается. Таким образом, возраст опробованных слоев определяется как батский.

Кроме того, в кровельной части толщи определены 2 вида фораминифер: *Ammodiscus colchicus* Thod. и *Glomospirella tsessiensis* Thod., позволяющие сделать вывод о принадлежности пород к верхнебатскому подъярису, так как, по мнению микропалеонтолога Г.Н.Старцевой, производившей определения фораминифер, в многочисленных разрезах Мордовии, Ульяновского и Саратовского Поволжья эти слои залегают между морскими образованиями нижнего келловоя и среднебатскими отложениями с *Ammodiscus baticus* Dain.

Стратиграфический объем лаишевской толщи на северо-востоке Ульяновско-Саратовского прогиба соответствует сводному разрезу Ульяновско-Самарского Поволжья. Но по литологическому составу и мощности несколько отличается от последнего значительно большей глинистостью и меньшими мощностями. Лаишевской толще в Чебоксарском Поволжье соответствует лукояновская толща, представленная глинами с прослоями песков в верхах разреза, и имеющая мощность до 30 м.

На северо-востоке Ульяновско-Саратовского прогиба мощность лаишевской толщи увеличивается с в западном направлении — от 0 м (Щучьи Горы) до 30,8 м (Тат. Бездна).

Келловейский ярус

Отложения келловейского яруса залегают на поверхности батских отложений без видимых следов перемыва. Ярус представлен в объеме нижнего (ужовская толща) и части среднего (докучаевская толща) подъярусов.

Нижний подъярус. Ужовская толща (J₂u^ж)

Ужовская толща имеет неповсеместное распространение на рассматриваемой территории. На правобережье Волги, на участке от Тетюш до Щучьих гор участками отмечается полное выпадение толщи из разреза. На дневную поверхность она выходит в правом борту Волги ниже Тетюш в долине оврага Кашка и в районе Щучьих гор, на водоразделе Волги и Свияги южнее с. Черки-Бибкеево и в бортах долин левых притоков Свияги — р.р. Карла, Була, Лаца. Абсолютные отметки кровли толщи уменьшаются от 188 м (Кляпево) на Волжско-Свияжском водоразделе до -75 м (Тат. Шатрашаны) на крайнем юго-западе Татарстана.

По своему стратиграфическому объему толща отвечает нижнему подъярису келловея, всем аммонитовым зонам, выделяемым на Русской платформе (см. табл. 3).

Толща сложена преимущественно серыми, участками коричневато-серыми, безызвестковистыми (CaCO_3 — 1,1%), неравномерно алевритистыми, линзовидно-микрослоистыми каолинит-гидрослюдисто-смешанослойными глинами — 70%. Количество обломочного материала в глинах не превышает 11%. Подчиненное значение имеют серые и светло-серые, глинистые алевриты (алевролиты) — 20%, мергели (5%) и пески (5%).

Характерной литологической особенностью ужовской толщи является наличие в глине пластовых конкреций мергелей голубовато-светло-серых, пелитоморфных, плитчатых, с гнездами алеврита, участками с обилием желваков марказита. В подошвенной части происходит увеличение примеси в глинах алевритистого и песчаного материала, появляются прослой алевритов и песков коричневато-серых, слюдистых тонко-горизонтально-слоистых, сильно ожелезненных.

Среди глин ужовской толщи преобладают глины с нормальной (нормативной) карбонатностью, реже отмечаются известковистые разности.

Верхняя граница толщи литологически четкая, проводится по смене серых, безызвестковистых ужовских глин на оолитовые глины и мергели докучаевской толщи. Нижняя граница достоверно проводится лишь в опорных пересечениях на основе микрофаунистического анализа, фиксирующего смену батской микрофауны на раннекелловейскую.

Возрастное соответствие толщи нижнему келловью подтверждается находками аммонитов *Kepplerites approximatus* Buckm., характерных для аммонитовой зоны *Sigaloceras calloviense* и *Cadoceras ex gr. elatmae* (Nik.), принадлежащих аммонитовой зоне *Cadoceras elatmae* нижнего келловья (определения Е.Ю. Барабошкина, Московский университет, В.В. Силантьева, Казанский университет). В ужовских слоях определены фораминиферы зоны *Haplophragmoides infracalloviensis* — *Guttulina tatarensis*; *Lenticu-*

lina tataricensis Mjatl., *L. sphaerica* (Kub. et. Zw.), *Marginulina mjatliukae* Shokhina, *Guttulina tatarensis* Mjatl., *G. tinchatica* Mjatl., *Globulina paalzovi* Mjatl., *G. oolitica* (Terq.), *Pseudonodosaria terquemi* (Mjatl.), *P.pupoides* (Born.), *Dentalina plebeja* Terq., *Astacolus hybridus* (Terq.), *A. harpaformis* (Mjatl.), сопоставляющейся с раннекелловейскими аммонитовыми зонами *Cadoceras elatmae* и *Sigaloceras calloviense*. Кроме того, в опорных разрезах определены фораминиферы: *Astacolus polymorphininae* (Н.Вук.), *Planularia limata* (Schwag.), *Dentalina shokhinae* Mjatl., *Lingulina nodosariformis* Mjatl., *Geinitzinita crassata* Gerke, остракоды: *Palaeocytheridea alveolata* (Terq.), *Procytherura tenuicostata* Whatley, соответствующие слоям с *Macrocephalites* нижнего келловея.

Мощность ужовской толщи увеличивается в западном направлении исследованной территории — от 0 м (Щучьи Горы) до 39 м (В.Каракитан).

Ужовская толща в Ульяновско-Самарском Поволжье и смежном Чебоксарском Поволжье имеет аналогичный вещественный состав и стратиграфический объем. Примечательно, что на части территории Ульяновско-Самарского Поволжья толща полностью размыта, а максимальная мощность ее увеличивается к центру прогиба до 60 м.

Средний подъярус. Докучаевская толща (J₂dk)

Докучаевская толща повсеместно залегает со следами местного размыва на ужовской толще. Исключение составляют локальные участки, где ланшевская и ужовская толщи полностью выпадают из разреза, а докучаевская толща залегает на размытой поверхности отложений татарского яруса (р. Бизя, правый приток Улемы, у г. Тетюши). На дневной поверхности толща имеет небольшие по площади выходы в нижнем течении притоков Свияги, а также в правом борту Волги в районе Щучьих гор. Абсолютные отметки кровли толщи снижаются от 180 м (овраг Кашка в правом борту Волги) до -74 м (Тат. Шатрашаны).

Литологический состав толщи выдержан на всей территории востока Восточно-Европейской платформы. На северо-востоке Ульяновско-Саратовского прогиба средний литофон толщи следующий: глины — 60%, мергели — 40%.

Во всех исследованных разрезах изученной территории докучаевская толща представлена глинами серыми, буровато-серыми, часто с коричневатым оттенком, каолинит-гидролюдисто-смешанослойными, плотными, слабо битуминозными, неравномерно известковистыми, оолитовыми, нередко с рассеянными зернами глауконита, с невыдержанными по простиранию пластовыми конкрециями мергелей серых, иногда с голубоватым оттенком, коричневатых-серых, доломитовых, оолитовых, пелитоморфных, креп-

ких. Породы толщи перемяты, часто брекчированы, содержат большое количество сгруженных фаунистических остатков, имеющих плохую сохранность и следы переотложения. Характернейшим признаком для толщи является обилие железистых оолитов, рассеянных по породе, а также образующих гнезда, линзы и прослои.

По своему стратиграфическому объему толща отвечает среднему подъярису келловея, зоне *Kosmoceras jason*. Это подтверждено макро- и микрофаунистическими определениями, выполненными на значительном количестве пересечений толщи. В то же время, А.Г.Олферьевым из этих же мергелей, перекрывающих ужовскую толщу у Тархановской пристани, были собраны верхнекелловейские аммониты *Quenstedtoceras lamberti* (Sow.). Позднее (2001) В.В.Митта опубликовал описание линзовидного пласта — фрагмента докучаевской толщи, обнажающегося у Тархановской пристани (р. Волга) на протяжении нескольких километров. В западной части выхода в оолитовом мергеле из аммонитов определены: *Quenstedtoceras irinae* Sasonov, *Q. paucicostatum* (Lange), *Quenstedtoceras* sp. juv. ex. gr. *pavlowi* (Douville), *Euaspidoceras subbabianum* (Sintzov), редкие *Perisphinctidae* gen. indet., *Hecticoceratinae* gen. indet. В восточной части выхода, в 1,5 км от первого участка, в мергеле обнаружены редкие *Quenstedtoceras lamberti* (Sowerby), *Quenstedtoceras* sp., *Kosmoceras* ex gr. *Mojarowskii* (Nikolaeva et Rozhdestvenskaya), *Kosmoceras* sp., *Euaspidoceras* sp. Первый комплекс аммонитов характерен для терминального фаунистического горизонта келловея — горизонта *paucicostatum*; восточнее появляются аммониты, характерные для предшествующего горизонта *lamberti*. Эти горизонты, установленные в последние годы во многих районах Западной Европы, на Русской платформе выделены В.В.Миттой впервые. Мнение, господствовавшее со времен исследований А.П.Павлова (Павлов, 1884, 1890) и закрепленное в утвержденной МСК унифицированной схеме юрских отложений Русской платформы (1993) об отсутствии позднекелловейского моря на Русской платформе, В.В.Миттой опровергается. По крайней мере небольшой островок отложений этого времени, по мнению В.В.Митты, сохранился от размыва.

В породах толщи определены аммониты: *Pseudocadoceras* sp., белемниты *Cylindroteuthis* (*Holcobeloides*) cf. *okensis* (Nikitin), пелециподы *Astarte* cf. *depressoides* Lah., *Trigonia* (*Myophotella*) cf. *clavellata* (Park), *Gryphaea* sp., обломки *Lopha*; фораминиферы *Lenticulina palustris* (Mitjan.), *L. eichwaldi* Grig., *L. praepolonica* K.Kuzn., *L. hoplites* (Wisn.), *L. ihligi* (Wisn.), *L. pseudocrassa* Mjatl., *L. cultratiformis* Mjatl., *Astacolus nobilis* (Kapt.), *A. incrassatus* (Rygina), *A. limanaeformis* (Mitjan), *Marginulinopsis batrakiensis* (Mjatl.), *Planularia guttus* (Mitjan.), *P. colligata* (Bruck.), *P. deecke* (Wisn.), *Pseudolamarckina rjasanensis* (Uhlig), *Saracenaria gracilis* Kosyr., *Citharina mosquensis* (Uhlig), *Epistomina*

dneprica Kart. Приведенные комплексы моллюсков и фораминифер сопоставляются с аммонитовой зоной *Kosmoceras jason* и фораминиферовой зоной *Lenticulina cultriformis* — *Lenticulina pseudocrassa* и типичны для среднего келловея.

На рассматриваемой территории комплекс фауны, принадлежащий аммонитовой зоне *Egymnoceras coronatum*, не установлен, тогда как в Ульяновско-Самарском и Чебоксарском Поволжье данная зона венчает стратиграфический объем докучаевской толщи. Предположительно, слои, соответствующие указанной зоне и зонам *Egymnoceras coronatum* и *Peltoceras athleta*, на северо-востоке Ульяновско-Саратовского прогиба размыты. По-видимому, возраст верхней границы толщи имеет широкий возрастной диапазон, зависящий от степени размыва, которая даже в пределах небольшой территории крайне неравномерна.

Мощность докучаевской толщи на рассматриваемой территории изменяется равномерно в пределах 0–2,3 м (в среднем 1,4–1,8 м), незначительно увеличиваясь в смежном Чебоксарском Поволжье до 3 м, а к центру Ульяновско-Саратовского прогиба достигает 6 м.

Верхний отдел

Отложения верхнего отдела юры представлены верхним подъярусом кимериджского яруса (новиковская толща) и титонским ярусом, включающим нижний и средний подъярусы волжского региона (тразовская, промзинская толщи и ундорская свита). Следует отметить, что, согласно унифицированной схеме, на всей территории Ульяновско-Самарского Поволжья выделяется володарская толща, соответствующая нижнему и среднему оксфорду, а в смежном Чебоксарском Поволжье — большеполянская толща, соответствующая нижнему-верхнему оксфорду. Кроме того, в указанных структурно-геологических подзонах в составе нижнего подъяруса кимериджского яруса выделяется нижняя подтолща новиковской толщи. На северо-востоке Ульяновско-Саратовского прогиба оксфордские и нижнекимериджские отложения методами лито- и биостратиграфии в разрезе мезозой не установлены. На породах среднекелловейского подъяруса повсеместно залегает микро- и макрофаунистически охарактеризованные отложения верхнего подъяруса кимериджского яруса (см. табл. 3).

Верхнеюрские отложения с размывом залегают на среднеюрских. На дневную поверхность они выходят на междуречье Волги и Свияги, в нижнем и среднем течении левых притоков Свияги — рек Була, Карла, Чильча, Большая Тельца, Цильна, Малая Цильна.

Кимериджский ярус. Верхний подъярус. Новиковская толща (J₃nv)

Новиковская толща повсеместно залегает на размытой поверхности докучаевской толщи, очень редко (на междуречье Волги и Свияги) — на красноцветных отложениях татарского яруса. Толща является наиболее распространенной среди отложений верхней юры. Отдельные фрагменты разреза ее можно наблюдать в долинах р.р. Малая Цильна, Большая Тельца, на обширных междуречьях левых притоков Свияги — р.р. Карла, Лащи, Була, на Волжско-Свияжском водоразделе южнее Буинска, а также в верхних частях правого борта Волги от Тетюш до Щучьих гор, где абсолютные отметки кровли толщи участками достигают 160 м. В западном и юго-западном направлениях кровля толщи опускается до отметок –33 м (Тат. Шатрашаны).

Состав пород, слагающих новиковскую толщу, характеризуется постоянством состава и визуальных отличительных признаков на всей изученной территории. Толща сложена глинами (65%) и глинистыми мергелями (35%). Глины новиковской толщи преимущественно светло-серые, серые, с зеленоватым оттенком, каолинит-гидрослюдисто-смешанослойные, слабо битуминозные, однородные, мергелеподобные (CaCO₃ — 15%), часто пятнистые за счет изменения оттенков окраски, ихнитовые, скорлуповато-оскольчатые, оскольчато-плитчатые, с раковистой поверхностью скола. Количество обломочного материала в глинах невелико — до 7%. Характерным компонентом глин является аморфный кремнезем, содержания которого составляют в среднем 1%. Мергели новиковской толщи светло-серые, со слабым голубоватым оттенком, массивные, однородные, участками сильно глинистые, постепенно переходящие в глину, с раковистой поверхностью скола, участками с гнездами алеврита. Мергели приурочены преимущественно к нижней части разреза толщи.

По своему стратиграфическому объему новиковская толща на северо-востоке Ульяновско-Саратовского прогиба соответствует верхнекимериджскому подъярису, зонам *Aulacostephanus eudoxus*, *Aulacostephanus autissiodorensis* и *Aspidoceras acanthicum*.

По вопросу о позднекимериджском возрасте новиковской толщи на рассматриваемой территории у А.Г.Олферьева имеется другая точка зрения. С акватории Волги на участке между Тархановской Пристанью и Каменным оврагом им отмечена маркирующая толща: чередование относительно темных слабо битуминозных сланцеватых глин и алевритов. Ниже этой толщи французским палеонтологом Ханцпергю (1998) был определен аммонит *Rasenia sumodoce* (Orb.) — зональный вид нижнего кимериджа, а А.Я.Азбель установлен нижнекимериджский комплекс фораминифер. Над маркирующим слоем уже фиксируется верхнекимериджская ассоциация микрофауны. Таким об-

разом, в кимеридже, по мнению А.Г.Олферьева, напрашивается выделение двух самостоятельных подразделений. Поскольку в исследованных нами многочисленных разрезах северо-востока Ульяновско-Саратовского прогиба раннекимериджских комплексов макро- и микрофауны обнаружено не было, новиковская толща рассматривается нами в объеме точно установленных в ней зон *Aulacostephanus eudoxus*, *Aulacostephanus autissiodorensis* и *Aspidoceras acanthicum* верхнего кимериджа.

В новиковских слоях обнаружены типичные верхнекимериджские аммониты: *Aulacostephanus eudoxus* (Orb.), *Amoeboceras* sp., двустворками *Nuculana* sp., *Liostrea plastica* (Traut.), *Loripes kostromensis* Geras., принадлежащие аммонитовой зоне *Aulacostephanus eudoxus* верхнего кимериджа.

В слоях нижней части толщи определены фораминиферы: *Pseudolamarckina pseudorjasanensis* Dain, *Haplophragmium monstratus* (Dain), *Epistomina tatariensis* Dain, *E. praetatarsiensis* (Umansk.), *E. oriunda* Grig., *E. ventriosa* Grig., *E. imitabilis* Grig., *E. ignicula* Grig., *Nubecularia mirabilis* Н. Вык., *Epistomina praereticulata* Mjatl., *E. bimbata* Капт., *Lenticulina illustris* Grig., *L. vistulae* Biel. et Poz., *L. daiva* Grig., *L. sublenticularis* (Schwag.), *L. karlaensis* Dain, *L. saranpaulensis* Dain, *L. mikhailovi* Dain, *L. iatriensis* Dain, *L. uralica* (Mjatl.), *Astacolus decalvatus* Basov., *A. ivashovensis* Umansk., *A. russiensis* (Mjatl.), *Marginulinopsis klahni* (Mjatl.), *M. baltica* Grig., *Marginulina buskensis* Biel. et Poz., *Paulina kurshensis* Grig., *Trochammina infida* Starts., *Ammobaculites jurassicus* Schwag., *Haplophragmoides ardatovoensis* Starts., *Lagenammina compressa* (Paalz.). Данный комплекс микрофауны относится к подзоне *Epistomina tatariensis*, что соответствует аммонитовой зоне *Aspidoceras acanthicum* верхнего кимериджа.

Кроме того, в слоях толщи определены фораминиферы подзоны *Epistomina alveolata* — *E. praereticulata* фораминиферовой зоны *Pseudolamarckina pseudorjasanensis* — *Haplophragmium monstratus*, сопоставляющейся с аммонитовой зоной *Aulacostephanus autissiodorensis*.

Кроме перечисленной выше, в новиковских слоях найдена макро- и микрофауна, являющаяся типичной для верхнекимериджского подъяруса: аммониты *Aulacostephanus undorae* (Pavl.), *A. cf. syrti* (Pavl.), *Stephanoceras* sp., двустворки *Nucula cf. eudorae* Orb., *Ostrea plastica* Trd., *O. cf. kharaschovensis* Rouill., *Oxytoma* sp., гастроподы *Buccinum ex gr. incertum* Orb., *Dicroloma?* sp., скафоподы *Dentalium cf. gladiolus* Eichw., *D. sp.*, остатки построек кольчатых червей *Serpula* sp., фораминиферы *Pseudolamarckina spatiosa* Dain, *Marginulinopsis embaensis* (Furss. et Pol.), *Lenticulina gerkei* Dain, *L. munda* Dain, *L. limpida* Dain, *L. sosvensis* Dain, *L. ostaninae* Putrja, *Lagena hispida* Reuss, *Bojarkaella costata* Basov, *Falsopalmula aksenonae* Starts., *Planularia priva* Starts., *P. digna* Dain, *P. beier-*

Pseudonodosaria tutkowskii (Mjatl.), *Nubecularia masoviensis* (Biel. et Poz.), *Glomospirella porcellanea* (Furss. et Pol.), *Conorboides propatulus* Dain, *Planularia uilensis* K.Kuzn., *P. longocamerata* K.Kuzn., *Citharina recta* (Reuss), *C.* (Biel. et Pol.), *C. nitiduscula* K.Kuzn., *C. ornithocephala* (Wisn.), *C. heteropleura* (Terq.), *C. brevis* (Furss. et Pol.), *Saracenaria prolata* K.Kuzn., *Marginulina striatocostata* Reuss, *Globulina circumflua* Dain, *Lagena hispida* Reuss, *Hoeglundina semiclausa* Dain, *Ceratolamarckina lika* Dain, *Astacolus quinquecostatus* K.Kuzn., *A. decalvatus* Basov, *Ammobaculites haplophragmoides* Furss. et Pol., *Spiroplectammia vicinalis* Dain, *Verneuiliinoides kirillae* Dain, *Marginulina zojae* Dain et K.Kuzn., принадлежащие фораминиферовой зоне *Pseudolamarckina bieleckae* — *Verneuiliinoides kirillae* нижневолжского подъяруса.

В верхней части толщи найдены аммониты *Pavlovia cf. menneri* Michev, *P. cf. pavlovi* (Mich.), обломки *Pavlovia* или *Dorsoplanites*; брахиоподы *Scurria maeotis* (Eichw.); пелециподы *Entolium demissum* (Phil.), *Nuculana* sp., *Astarte* sp., фораминиферы *Glomospirella porcellanea* Furss. et Pol., *Mironovella gemina* Dain, *Astacolus decalvatus* Basov, *Lenticulina vistulae* Biel. et Poz., *L. kovalevskyi* Dain, *L. kaschpurica* (Mjatl.), *L. rozanovi* K.Kuzn., *L. dogieli* Furss., *L. infravolgaensis* (F. et P.), *L. translucens* Dain, *L. ornatissima* (F. et P.), *L. abrupta* Dain, *Marginulina striatocostata* Reuss, *M. mollis* K.Kuzn., *M. polenovae* Dain, *M. pseudolinearis* K.Kuzn., *Citharina brevis* (Furss. et Pol.), *C. raricostata* (Furss. et Pol.), *C. heteropleura* (Terq.), *C. nitiduscula* K.Kuzn. et Dain, *Nubecularia masoviensis* (Biel. et Poz.), *Citherinella uhligi* (Furss. et Pol.), *Ammobaculites haplophragmoides* F. et P., *Saracenaria prolata* K.Kuzn., *S. pravoslavlevi* Furss. et Pol., *S. kasanzevi* (Furss. et Pol.), *S. ilovaiskii* Furss., *Marginulinopsis mediaformis* K.Kuzn., *M. embaensis* (Furss. et Pol.), *Planularia hobdaensis* K.Kuzn., *P. uilensis* K.Kuzn., *Astacolus neglectens* K.Kuzn., *A. obliterated* Furss., *Dentalina undorica* Mjatl., *Nodosaria tubitera* Reuss, *N. raphanus* (Linne), *Lagena hispida* Reuss, *Haplophragmium dissectus* (H.Byk.), *H. braunsteini* (Cush. et Appl.), *Mironovella gemina* Dain, *Ichtiolaria tjumenika* Tylk., *Gienitzinita nodulosa* (Furss. et Pol.), *G. inderica* (Furss. et Pol.), *Tristix temirica* (Dain), *Nodosaria semiornata* Furss. et Pol., *Bojarkaella scrobiculata* K.Kuzn., *Quinqueloculina mitchurini* Dain, *Sigmoilinita subpanda* (Lloid).

Данный комплекс макро- и микрофауны свидетельствует о принадлежности слоев аммонитовой зоне *Dorsoplanites panderi* и фораминиферовой зоне *Lenticulina infravolgaensis* — *Saracenaria pravoslavlevi* средневолжского подъяруса (подзоне *Pavlovia pavlovi*).

Нижняя граница толщи литологически не выражена. Подстилающие светло-серые, известковистые глины новиковской толщи постепенно переходят в аналогичные породы тразовской. Верхняя граница толщи литологически четкая: серые и светло-серые, изве-

стковистые глины тразовской толщи перекрываются зеленовато-серыми, с болотным оттенком, битуминозными глинами и горючими сланцами промзинской толщи.

Мощность тразовской толщи в Ульяновско-Самарском и Чебоксарском Поволжье и в пределах рассматриваемой территории практически постоянна (до 11–12 м). На северо-востоке Ульяновско-Саратовского прогиба она изменяется в пределах 5,2–11,4 м и в среднем составляет 8–9 м. Литологический состав по простиранию также довольно выдержан, но на отдельных участках территории Ульяновско-Самарского Поволжья в основании толщи присутствуют гальки фосфоритов, указывающие на местный размыв подстилающей новиковской толщи.

Титонский ярус. Верхний подъярус. Волжский региоярус. Средний подъярус.

В составе среднего подъяруса волжского региояруса выделяются: верхняя часть тразовской толщи, промзинская толща и ундорская свита.

Промзинская толща (J₃pz)

Промзинская («сланцевая») толща выделяется на всей территории Ульяновско-Самарского и Чебоксарского Поволжья, включая северо-восток Ульяновско-Саратовского прогиба, и соответствует части среднего подъяруса волжского региояруса, аммонитовой зоне *Dorsoplanites panderi*, подзоне *Zaraiskites scythicus*. Граница между тразовской и промзинской толщами проходит внутри зоны *Dorsoplanites panderi* и трассирует рубеж между подзонами *Pavlovia pavlovi* и *Zaraiskites scythicus* [Вишневская, Барабошкин, 2001].

На исследуемой территории толща залегает без видимых следов размыва на породах тразовской толщи. В состав толщи входят специфичные породы — рассланцованные, тонкослоистые, неравномерно битуминозные алевролиты и каолинит-гидрослюдисто-смешанослойные глины, горючие сланцы, с обилием линз, гнезд и вкрапленности скрытокристаллического пирита. Мощность ее выдержана по площади, на гамма-каротажных диаграммах толща четко выделяется контрастным всплеском гамма-активности до 30–40 мкр/час, являясь, таким образом, ценным стратиграфическим репером.

Средний литологический состав толщи следующий: глины — 65%, алевролиты — 25%, печаники — 5%, мергели — 5%.

Выходы промзинской толщи на дневную поверхность закартированы в долинах рек Карла (а также в долинах ее правых притоков — руч. Энтуганка и Мокрая Бурла),

Малая Цильна, Цильна, Большая Тельца, а также на водоразделе Волги и Свияги в районе сс. Сюдюково, Вожжи (а.о. кровли — 110–130 м), Бол. Тарханы (а.о. кровли — 148–167 м), где толща подстилает продуктивный фосфоритовый горизонт Сюдюковского месторождения, Вожжинского и Большетархановского проявлений фосфоритов. В юго-западном направлении кровля толщи погружается до абсолютных отметок –17 м (Тат. Шатрашаны).

Строение промзинской толщи отличается большим разнообразием взаимных переходов различных типов пород по латерали: алевролитов в сланцы, сланцев в рассланцованную глину и т.п. В целом же толща сложена коричневато-серыми, известковистыми, битуминозными глинами, включающими прослой «горючих сланцев», песчаников, алевролитов и мергелей.

Специфическими породами в составе промзинской толщи являются глины, приближающиеся по своему составу к горючим сланцам. Под микроскопом (петрографическое описание выполнено А.М.Месхи) они сложены гелефицированным органическим веществом, имеющим коричневый цвет, волокнистое строение, глазковую текстуру, в нем рассеяны сгустки известкового вещества и мелкие зерна пирита. Оно изотропно и высокорельефно ($n \sim 1,670\text{--}1,690$). Волокна этого вещества разделены тонкими прослоями глины. По характеру органического вещества, содержание которого колеблется, по данным Г.В.Кулевой и др. (1996), от 13 до 24%, сланцы являются альгинито-сапро-коллинитовыми. Органическое вещество состоит преимущественно из окисленных сапропелевых микрокомпонентов с примесью аллохтонных углефицированных растительных остатков и вторичных гуминовых кислот.

В слоях промзинской толщи определены аммониты: *Zarajskites* cf. *scythicus* (Vischn.), *Dorsoplanites* cf. *panderi* (Orb.), *D. dorsoplanus* (Vischn.), двустворки *Astarte duboisiana* (Orb.), *Loripes fischerianus* (Orb.), *Inoceramus pseudoretrosus* Geras., *Ostrea kharaschovensis* Rouill; белемниты *Acroteuthis* (*Microbelus*) sp., гастроподы *Scurtia maeotis* (Eichw.); зубы акул, отпечатки скелетов морских ежей, фораминиферы: *Pseudolamarckina volgensis* Dain, *Epistomina interfusan* Grig., *Mironovella gemina* Dain, *Nubecularia masoviensis* Biel. et Poz., *Lenticulina signata* K.Kuzn., *L. vistulae* Biel. et Poz., *L. rozanovi* K.Kuzn., *Planularia uilensis* K.Kuzn., *P. hobdaensis* K.Kuzn., *Saracenaria kasanzevi* (Furss. et Pol.), *S. ilovaiskii* (Furss.), *S. mirabilissima* Furss. et Pol., *S. bononiensis* (Berth.), *Marginulinopsis mediaformis* K.Kuzn., *Citharina brevis* (Furss. et Pol.), *C. irae* Dain, *Nodosaria fontinensis* Terq., *Marginulina mollis* K.Kuzn., *M. striaticostata* Reuss, *M. polenovae* Dain, *M. exilis* (Reuss), *Astaculus neglectens* K.Kuzn., *Tristix temirica* (Dain), *Bojarkaella firma* Basov, *Ramulina selebrosa* Dain, *Quinqueloculina michurini* Dain, *Geinitzinita nodulosa* (Furss. et Pol.), *G. penicillium* (Furss. et Pol.), *Conicospirillina abscisa* Dain, доказывающие однознач-

ную принадлежность толщи зоне *Dorsoplanites panderi* среднего подъяруса волжского региояруса.

На северо-востоке Ульяновско-Саратовского прогиба мощность промзинской толщи изменяется в пределах 2,1–6,8 м, что несколько меньше, чем в целом для Ульяновско-Самарского Поволжья (до 10,6 м) и для Чебоксарского Поволжья (до 12 м).

Ундорская свита (J_3ud)

Согласно постановлению МСК России по уточнению границы юры и мела в Бореальной области и статусу волжского яруса (от 2 февраля 1996 г.) [Постановление..., 1997²], ундорская толща, возраст которой датировался до принятия этого постановления как средневолжский (зоны *Virgatites virgatus*, *Epirvirgatites nikitini*) — верхневолжский (в полном объеме), оказалась в пределах титонского яруса верхней юры (средний подъярус волжского региояруса) и берриасского яруса нижнего мела (верхний подъярус волжского региояруса). Ундорская толща, переведенная согласно решению МСК в ранг свиты (расширенное бюро МСК от октября 1994 г.), включает нижнюю (зона *Virgatites virgatus*) и верхнюю (зона *Epirvirgatites nikitini*) подсвиты в составе среднего подъяруса волжского региояруса верхней юры. А верхняя подтолща ундорской толщи, относящаяся к верхнему подъярусу волжского региояруса, переведена в берриасский ярус нижнего мела и была названа кашпирской толщей.

Ундорская («песчаниковая») свита в объеме зон *Virgatites virgatus* и *Epirvirgatites nikitini* развита на северо-востоке Ульяновско-Саратовского прогиба фрагментарно, залегая с размывом на породах промзинской толщи. Литологические границы свиты в основном четкие, за исключением тех случаев, когда она перекрывается литологически сходными породами нижнего мела. Сложена свита песчаниками, песками (85%), алевролитами (10%) и конгломератами (5%).

Нижняя подсвита (J_3ud_1)

Нижняя подсвита в составе ундорской свиты выделяется фрагментарно на всей территории Ульяновско-Самарского и Чебоксарского Поволжья и соответствует зоне *Virgatites virgatus* среднего подъяруса волжского региояруса.

На северо-востоке Ульяновско-Саратовского прогиба нижняя подсвита выявлена по данным бурения (опорные скважины 1, 3; скважина 164, Красный Восток). На остальной части рассматриваемой территории лито- и биостратиграфическими методами она не установлена и, по-видимому, размыта.

В скважине 1 (Тат. Шатрашаны) нижеундорская подсвета вскрыта в интервале глубин 238–239,1 м (абсолютные отметки — $-16,0 \div -17,1$ м), залегает с размывом на битуминозных глинах и горючих сланцах промзинской толщи и представлена песчаниками зеленовато-темно-серыми, мелкозернистыми, кварц-глауконитовыми, от средне- до крепко сцементированных, на известково-глинистом цементе, прерывисто-горизонтально-слоистыми, с мелкими друзами кальцита; алевролитами серовато-зелеными, мелкозернистыми, кварц-глауконитовыми, от средне- до крепко сцементированных, на известково-глинистом цементе, с зернами коллофана, с аммонитами *Virgatites pallasianus* (Orb.), *V. sosia* (Visch.), двустворками *Limatula* sp., *Buchia fisheriana* (Orb.). Приведенный комплекс фауны принадлежит аммонитовой зоне *Virgatites virgatus* среднего подъяруса волжского региояруса. Мощность подсветы — 1,1 м.

На породах подсветы с перерывом залегают песчаники кашпирской толщи верхнего подъяруса волжского региояруса нижнего мела.

В скважине 164 (Щучьи горы, Красный Восток) подсвета вскрыта в интервале глубин 22,3–23,3 м и представлена песками глауконит-кварцевыми, рыхлыми, слабо глинистыми, тонко-мелкозернистыми, известковистыми, с желваками фосфоритов (до 5 см в поперечнике), фосфатизированными ядрами бухий, редкими обломками ростров белемнитов, раковин аммонитов, двустворок, с гнездами ярко-желтой охры. Контакт с подстилающими сланцами промзинской толщи четкий, ровный. Мощность — 1 м. Перекрываются породы подсветы верхнеундорскими (?) песками, с фосфоритовой плитой в основании (мощностью 0,1 м), свидетельствующей о размыве верхних слоев нижней подсветы. В песках нижней подсветы определены фаунистические остатки (определения Е.Ю.Барабошкина, МГУ): *Buchia* cf. *russiensis* (Paw.), *Virgatites* sp. indet. По присутствию аммонита *Virgatites* sp. indet. возраст слоев соответствует зоне *Virgatites virgatus* средневожского подъяруса.

Нижняя граница подсветы четко проводится по литостратиграфическим данным, так как кварц-глауконитовые пески и песчаники подсветы подстилаются битуминозными глинами и горючими сланцами промзинской толщи. Верхняя граница подсветы на северо-востоке Ульяновско-Саратовского прогиба литологически нечеткая, проходит внутри пачки песков и песчаников кварцево-глауконитовых, с фосфатизированными ядрами бухий.

В Ульяновско-Самарском и Чебоксарском Поволжье нижеундорская подсвета развита фрагментарно и представлена в основном песчаниками с пропластками конгломератов. Мощность ее в этих регионах составляет до 0,8 м и до 1 м соответственно. На северо-востоке Ульяновско-Саратовского прогиба в состав подсветы кроме крепких песчаников входят несцементированные песчаные разности, а мощность сокращается до 0–1,1 м.

Верхняя подсвита (J_3ud_2)

Верхнеундорская подсвита, выделяемая фрагментарно в Ульяновско-Самарском и Чебоксарском Поволжье, на северо-востоке Ульяновско-Саратовского прогиба установлена достоверно лишь на правобережье Свияги в карьере Сюндюковского месторождения фосфоритов. По своему стратиграфическому объему подсвита соответствует зоне *Epirvirgatites nikitini* средневожского подъяруса.

В южной стенке карьера Сюндюковского месторождения на глауконитовых песках нижеундорской подсвиты (?), мощностью 1,1 м, с размывом залегают песчаники болотно-зеленые, кварц-глауконитовые, мелкозернистые, средней крепости, известковистые, с фосфатизированными ядрами аммонитов, обломками раковин моллюсков; мощностью 0,4 м.

Из песчаников Е.Ю.Барабошкиным определены аммониты *Epirvirgatites nikitini* (Mikh.), *Epirvirgatites* sp., переотложенное ядро *Virgatites* cf. *gerassimovi* Mit. Возраст слоя датируется по присутствию вида-индекса зоны *Epirvirgatites nikitini* средневожского подъяруса. По переотложенному ядру *Virgatites* cf. *gerassimovi* можно утверждать, что фаунистически неохарактеризованные нижележащие пески принадлежат аммонитовой зоне *Virgatites virgatus* средневожского подъяруса.

Нижняя и верхняя границы подсвиты литологически не выражены и проходят внутри литологически однородной пачки кварц-глауконитовых песков и песчаников с фосфатизированными ядрами бухий, в составе которой по биостратиграфическим данным выделяются ундорская свита среднего подъяруса вожского региояруса верхней юры, расчлененная на нижнюю и верхнюю подсвиты, и кашпирская толща верхнего подъяруса вожского региояруса нижнего мела.

Верхняя подсвита ундорской свиты на территории Ульяновско-Самарского и Чебоксарского Поволжья на участках, где она сохранилась от размыва, залегает согласно на песчаниках нижней подсвиты, тогда как на северо-востоке Ульяновско-Саратовского прогиба следы местного размыва нижней подсвиты не вызывают сомнений. Мощность верхней подсвиты на рассматриваемой территории составляет 0–0,4 м. Она несколько сокращена по сравнению с территорией Ульяновско-Самарского Поволжья (до 0,6 м) и увеличивается в Чебоксарском Поволжье до 1 м.

Ундорская свита венчает разрез юрской системы. На северо-востоке Ульяновско-Саратовского прогиба, также как и в Чебоксарском Поволжье не установлены слои, соответствующие зоне *Paracraspedites oppressus*.

Отложения вожского региояруса имеют лектостратотип, находящийся в Ульяновской области у с. Городищи. Однако, в отличие от Ульяновской области, отложения

волжского регионаруса на северо-востоке Ульяновско-Саратовского прогиба имеют меньшие мощности, в их разрезе чаще присутствуют фосфоритовые галечники и плиты.

Меловая система

Площадь развития меловых отложений на северо-востоке Ульяновско-Саратовского прогиба примерно на четверть меньше, чем площадь юрских образований. Отложения меловой системы на изученной территории представлены нижним и верхним отделами.

Нижний отдел

В 2001 г. Е.Ю.Барабошкиным предложен новый вариант бореального зонального стандарта нижнего мела, который принципиально отличается от зональной унифицированной схемы нижнего мела Восточно-Европейской платформы, принятой МСК. Безусловно, это более современный и точный вариант зональной шкалы, который, после его обсуждения и утверждения на РМСК, будет являться более приемлемой основой биостратиграфического расчленения. Но в настоящее время этот зональный стандарт не принят в качестве руководящего документа, поэтому нижней мел мы расчленяем согласно унифицированных схем нижнемеловых отложений Восточно-Европейской платформы (1993).

Отложения нижнего отдела меловой системы выступают на современную денудационную поверхность, слагая обширные водоразделы левых притоков Свияги — Цильны, Чильчи, Карлы, Лащи и, фрагментами — водораздел Волги, Свияги и Кильны. Максимальные абсолютные отметки нижней границы мела достигают 180 м (Щучьи горы), минимальные составляют –16 м (Таг. Шатрашаны). Общая мощность нижнего мела 220 м.

Нижний отдел меловой системы представлен верхним подъярусом волжского регионаруса, относящимся к бериасскому ярусу (кашпирская толща), верхним подъярусом готеривского яруса (долгорецкая толща и климовская свита), нижним и верхним подъярусом барремского яруса (уренская толща), нижним и средним подъярусом аптского яруса (хмелевская, ульяновская, студенецкая, зарыклейская толщи), нижним и средним подъярусом альбского яруса (аловская, княжухинская толщи) (см. табл. 4).

В стратиграфической схеме Ульяновско-Самарского Поволжья в составе бериасского яруса над верхневолжскими отложениями выделяется жигулевская толща, соот-

ветствующая лоне *Riasanites rjasanensis*. Толща представлена песчаниками с фосфоритовыми конгломератами в основании и имеет мощность 0–1,4 м.

В Чебоксарском Поволжье берриас-нижневаланжинским отложениям соответствует пехоркинская толща, стратиграфический объем которой включает зоны: *Riasanites rjasanensis* и *Surites tzikwinianus* (берриасский ярус), *Pseudogarnieria undulatopectatilis* и *Polyptichites keyserlingi*—*Temnoptychites hoplitoides* (нижний подъярус валанжинского яруса). Толща сложена песчаниками оолитовыми, сильно ожелезненными, в основании — с фосфоритовым конгломератом, развита фрагментарно и имеет мощность до 1,5 м.

Верхневаланжинские образования выделяются в Чебоксарском и Ульяновско-Самарском Поволжье как марьевская толща, которая соответствует верхневаланжинской зоне *Polyptichites polyptychus*. На всей указанной территории толща сложена песками, песчаниками, конгломератами, глинами темно-зелеными с фосфоритовыми желваками и гальками песчаников, мощностью 0–4,3 м.

Проведенными на северо-востоке Ульяновско-Саратовского прогиба геологосъемочными работами отложения приведенных выше берриасских, валанжинских и нижнеготеривских зон не установлены.

Берриасский ярус. Верхний подъярус волжского региояруса. Кашпирская толща (K₁k₅^v)

Кашпирская толща на северо-востоке Ульяновско-Саратовского прогиба развита фрагментарно, изучена по разрезу опорной скважины 1 (Тат. Шатрашаны) и в карьере Сюндюковского месторождения фосфоритов. Средний литофон толщи следующий: песчаники, пески — 85%, алевроиты, алевролиты — 10%, конгломераты — 5%.

В разрезе скважины 1 толща залегает со стратиграфическим перерывом (отсутствует средневолжская зона *Paracraspedites oppressus*) и следами размыва на песчаниках нижеундорской подсвиты на абсолютных отметках –15,5 ÷ –16,1 м. Представлена песчаниками зелеными, мелкозернистыми, кварц-глауконитовыми, очень крепкими, на известково-фосфоритовом цементе, с мелкими друзами кальцита, с обилием целых раковин и обломков аммонитов, пелеципод, ростров белемнитов. В песчаниках определены аммониты *Kachpurites fulgens* (Traut.), в переотложенных фосфоритовых ядрах — *Virgatites pussilus* Michalsk.; двустворки *Gresslya* sp. juv., *Entolium demissum* (Phill.), *Astarte* sp., *Corbula?* sp., *Buchia fisheriana* (Orb.). В кашпирских слоях присутствуют два разновозрастных комплекса фауны. Более древний соответствует зоне *Virgatites virgatus* среднего подъяруса волжского региояруса, что устанавливается по представителям *Virgatites*; бо-

лее молодой соответствует зоне *Kachpurites fulgens* верхнего подъяруса волжского региона, что доказывается находками вида-индекса. Возраст слоев, следовательно, одинаков с молодым комплексом. В вышележащих песчаниках этой же толщи определены: аммонит *Craspedites okensis* (Orb.), белемнит *Acroteuthis* (*Microbellus*) *mosquensis* (Pavl.) и двустворка *Entolium nummularis* (Wald.). Данный комплекс макрофауны соответствует аммонитовой зоне *Craspedites subditus* верхнего подъяруса волжского региона. Мощность толщи в скважине 1–0,6 м.

На правом берегу Свияги (Сюндюковское месторождение фосфоритов) толща залегает с явными признаками размыва на песчаниках верхней подсвиты ундорской свиты и представлена конгломератами зеленовато-серыми, крепкими, состоящими из фосфатизированных ядер бухий и галек фосфоритов, сцементированных песчано-глинистым цементом (мощностью 0,3 м) и песками зеленовато-серыми, кварц-глауконитовыми, мелко-зернистыми, рыхлыми, участками слабо сцементированные в песчаники, с ярко-желтыми охристыми пятнами, с обилием фосфатизированных ядер бухий, обломков и целых раковин аммонитов и двустворок, ростров белемнитов (видимой мощностью 0,6 м). В кашпирских конгломератах и песках определен комплекс фауны: *Craspedites* cf. *okenensis* (Orb.), *Buchia fisheriana* (Orb.), *B. sp. indet.*, *Protocardia concinna* (Buch), *Acroteuthis sp. juv.*, однозначно указывающий на принадлежность слоев верхней части зоны *Kachpurites fulgens* или зоне *Craspedites subditus* верхневолжского подъяруса нижнего мела. Видимая мощность толщи составляет 0,9 м.

Верхняя и нижняя границы толщи не отчетливые. Залегает толща на литологически сходных породах ундорской свиты (кварц-глауконитовых песках, песчаниках с фосфатизированными ядрами бухий), а перекрывается также практически аналогичными песчано-алевритистыми отложениями долгорецкой толщи верхнего готерива.

На территории Чебоксарского Поволжья кашпирская толща развита не повсеместно (отсутствует на востоке Чувашии) [Блом..., 1995], представлена песчаниками кварц-глауконитовыми, мощностью до 2,5 м (см. табл. 4). В Ульяновско-Самарском Поволжье кашпирская толща выделяется также фрагментарно, сложена песчаниками известковистыми, с прослоями алевритов, в кровле — участками с прослоями битуминозной, сланцеватой глины, содержащей остатки водорослей, с желваками фосфоритов. Мощность толщи здесь составляет 0–2,5 м.

На северо-востоке Ульяновско-Саратовского прогиба мощность кашпирской толщи составляет 0–0,9 м. Наличие в слоях толщи руководящих форм, соответствующих аммонитовым зонам *Kachpurites fulgens* и *Craspedites subditus*, переотложенных фаунистических остатков из подстилающих отложений, полный размыв аммонитовой зоны

Craspedites nodiger, выделяемой на территории Чебоксарского и Ульяновско-Самарского Поволжья, свидетельствуют об обширном размыве в предваланжинское и предготеривское время.

Готеривский ярус. Верхний подъярус.

Отложения готеривского яруса имеют наибольшую площадь выхода на дневную поверхность среди всех мезозойских толщ в центральной части Дрожжановского района Татарстана. Они обнажаются в долинах р. Малая Цильна (на участке от д. Стар.Убей до с. Мал.Цильна), ее левого притока — овра. Дынгильды, верховьях правых притоков р. Карла — руч. Чепкасска и Мокрая Бурла, слагают средние и нижние части склонов долин р.р. Малая Цильна, Цильна, Карла, водораздельные поверхности в приустьевых частях долин р.р. Чильча и Большая Тельца, Большая Тельца и Цильна. Отдельными небольшими фрагментами готеривский ярус слагает водоразделы р.р. Волга, Свяга и Кильна.

Готеривский ярус представлен отложениями верхнего подъяруса — долгорецкой толщей и климовской свитой.

Долгорецкая толща (K₁dr)

Долгорецкая толща является базальным горизонтом верхнеготеривского подъяруса. Залегает преимущественно на размывтой поверхности промзинской толщи и, фрагментарно, — ундорской свиты средневожского подъяруса верхней юры и кашпирской толщи берриасского яруса нижнего мела. По своему стратиграфическому объему толща отвечает нижней части верхнеготеривского подъяруса, аммонитовой зоне *Speetonicerias versicolor* (см. табл. 4).

Толща развита не повсеместно, в отдельных случаях на отложения промзинской толщи налегают глины климовской свиты. Различная степень размыва толщи по площади определяет ее разнообразное строение. По этому признаку все изученные разрезы подразделяются на три типа: 1) песчаные, реже — конгломератовые отложения с гравием и галькой фосфоритов, 2) глины с рассеянным гравием и галькой фосфоритов, 3) смешанный тип — пески или песчаники с гравием и галькой фосфоритов и глины. Первый тип является преобладающим на рассматриваемой территории. Средний литофон стратона следующий: каолинит-гидрослюдисто-смешанослойные, бескарбонатные (CaCO₃ — 3%) глины — 30%, алевроиты (алевролиты) — 30%, пески (песчаники) — 35%, конгломераты — 5%. Характерным признаком для всех типов разрезов толщи является на-

личие фосфоритового материала в виде линз песка, гравия и гальки. В отдельных разрезах галька фосфоритов сцементирована в глауконит-кварцевый конгломерат.

В слоях долгорецкой толщи определены фораминиферы: *Cribrostomoides infracretaceus* Mjatl., *Naiphragmoides subchapmani* Kuzn., *Trochammina gyroidiniiformis* Mjatl., *Mjatlukaena multivoluta* (Rom.), принадлежащие фораминиферовой зоне *Cribrostomoides infracretaceus* — *Trochammina gyroidiniiformis* и сопоставляющиеся с аммонитовой зоной *Spreetoniceras versicolor* верхнеготеривского подъяруса.

Верхняя граница толщи литологически четкая, проводится по смене фосфоритсодержащих песков, песчаников, конгломератов толщи на темно-серые, плотные, безызвестковистые глины климовской свиты. Нижняя граница литологически не выражена, достоверно проводится по исчезновению поздневожских бухий и аммонитов, в обилии присутствующих в кашпирских песках, песчаниках и конгломератах, и появлению в песчано-алевритовых слоях толщи комплекса позднеготеривских фораминифер зоны *Cribrostomoides infracretaceus* — *Trochammina gyroidiniiformis*.

Долгорецкая толща выделяется на всей территории Ульяновско-Самарского Поволжья и представлена песками, песчаниками, фосфоритовыми конгломератами и алевритами (мощностью 2–3 м). На северо-востоке Ульяновско-Саратовского прогиба мощность толщи варьирует от 0 до 3,2 м. Максимальная мощность (3,2 м) вскрыта скважиной 2 в 2 км северо-западнее с. Татарская Бездна, в интервале глубин 90,0–93,2 м на отметках 66,8–70 м.

Климовская свита (K_1klm)

Климовская свита, ранее (до 1994 г.) выделяемая в северной и южной частях Ульяновско-Саратовского прогиба как симбирскитовая толща, залегает повсеместно согласно на отложениях долгорецкой толщи, либо, если последняя отсутствует — со стратиграфическим перерывом на отложениях промзинской толщи средневожского подъяруса верхней юры. Она слагает склоны долин р.р. Большая Тельца, Малая Цильна, Цильна, Карла и ее правых притоков — руч. Чепкасска, Мокрая Бурла, фрагментами — на правом берегу Свияги — в районе Щучьих гор. Максимальная абсолютная отметка кровли подсвиты составляет 200 м (Щучьи горы), минимальная — 36 м (Тат. Шатрашаны). По своему стратиграфическому объему свита соответствует аммонитовым зонам *Simbirskites decheni* и *Craspedodiscus discofalcatus* верхнеготеривского подъяруса.

Строение климовской свиты по площади однообразно. Сложена она глинами (90%) темно-серыми, до черных, каолинит-гидрослюдисто-смешанослойными, плотными, бе-

зых известковистыми (CaCO_3 — 1%), аргиллитоподобными, линзовидно-микрослоистыми, с гнездами, линзами, реже — прослоями (мощностью до 2,4 м) алевроитов (5%) зеленовато-серых, глинистых, с пластовыми конкрециями (мощностью 0,3–0,9 м) мергелей (5%) серых, темно-серых, крепких, звонких, пронизанных разно ориентированными прожилками кальцита медово-желтого, реже зеленовато-желтого, крупнокристаллического, с обилием фаунистических остатков — аммонитов, пелеципод, криноидей. Глины свиты в разрезе нижнемеловых отложений имеют отличительную черту — они преимущественно лишены песчано-алевритовой примеси, так называемые «чистые», чего нельзя сказать о глинах перекрывающей уренской толщи. Для пород свиты характерно обилие желваков марказита, загипсованность, насыщенность фаунистическими остатками — крупными аммонитами зоны *Simbirskites decheni*, пелециподами и др.

В слоях свиты определены аммониты: *Craspedodiscus* sp., *Simbirskites decheni* Roem., *Speetonicerias* cf. *subinversum* (Pavl.); двустворки: *Corbula* ex gr. *striatula* (Sow.), *C.* cf. *polita* Trd., *Astarte* (*Astarte*) *beaumonti* Leym., *A. porrecta* Buch, *Oxytoma* sp., серпулы: *Ditrupa* (*Tetraditrupa*) *corticea* Regenhardt, 1961; брахиоподы: *Kabanoviella obliterata* (Lahusen, 1874); фораминиферы: *Mjatliukaena multivoluta* (Rom.), *Trochammina gyroidiniformis* Mjatl., *T. neocomiana* Mjatl., *Quinqueloculina micra* (Mam.), *Astaculus antis* Mjatl., *Marginulina robusta* Reuss, *M. striatocostata* Reuss, *M. muelleri* Reuss, *M. rengarteni* Agalar., *M. gracilissima* Reuss, *Lamarckina membranacea* Ant., *Lenticulina subalata* (Reuss), *Tolypamma cretacea* Dain, *Ammobaculites acobskaensis* Mjatl., *A. prosper* Mjatl., *A. malodushensis* Akimez, *A. quadriloculinus* Mjatl., *A. gomelensis* Akimez, *Bulbobaculites volskensis* (Dain), *Lamarckina membranacea* Ant., *Geinitzinita arctocretacea* (Gerke), *G. lingulinaformis* Mjatl., *Reophax* sp., *Recurvoides spectabilis* Ak., *Haplophragmoides ustjurticus* Mamaeva, *H. subchapmani* Kuzn., *H. multiformis* Ak., *H. concavus* (Chapm.), *Cribrostomoides infracretaceus* Mjatl., *Discorbis agalarovae* Ant., *D. longus* Antonova, *Citharinella intractata* Vass., *Trochammina numerosa* Ak., *T. aff. depressa* Lozo, *Verneuilinoides neocomiensis* (Mjatl.), *Verneuilinella hoterivica* Ak., *Verneuilina muniscula* Ak., *Bimonilina teplovkensis* (Mjatl.), *Citharina discors* (Koch), *Valvulammina ratnovskajae* Kuzina, *Vaginulinopsis praecursorius* (Bart. et Brand), *Vaginulina perobliqua* (Reuss), *Lenticulina caligospirala* (Chal.), *L. dampelae* (Zaspel.), *L. sherlocki* (Zaspel.), *Epistomina tenuicostata* (Bart. et Brand), *Astaculus longaeformis* (Samysch.), *Saracenaria chalilovi* Ant., *S. triangularis* (Orb.), *Globulina lacrima* Reuss, *Nodosaria oligostegia* (Reuss), *Dentalina siliqua* Reuss, подтверждающие позднеготеривский возраст свиты. Следует отметить, что в отдельных скважинах присутствуют 2 фораминиферовые зоны: *Quinqueloculina micra* — *Marginulina compta*, соответствующая аммонитовой зоне *Simbirskites decheni*, и

Spiroplectamina parvula, соответствующая аммонитовой зоне *Craspedodiscus discofalcatus* верхнего готерива.

Нижняя граница климовской свиты литологически четкая, проводится по смене фосфоритсодержащих песков, песчаников, конгломератов долгорецкой толщи на темно-серые, плотные, безызвестковистые глины климовской свиты. Верхняя граница свиты литологически не выражена, так как перекрывающие отложения уренской толщи представлены практически аналогичными темно-серыми глинами, участками с прослоями базальных кварц-глауконитовых алевритов (мощностью до 2 м).

Свита развита повсеместно на всей территории Ульяновско-Самарского Поволжья, где представлена глинами с пиритом, конкрециями сидеритов и известняков и имеет мощность 46–80 м. На смежной территории Чебоксарского Поволжья климовская свита по стратиграфическому объему соответствует трем позднеготеривским аммонитовым зонам — *Speetonicerias versicolor*, *Simbirskites decheni* и *Craspedodiscus discofalcatus*, представлена глинами темно-серыми, черными, с кристаллами гипса, включениями пирита, септариями сидерита и имеет сокращенную, по сравнению с Ульяновско-Самарским Поволжьем, мощность — 22–50 м.

Мощность климовской свиты на северо-востоке Ульяновско-Саратовского прогиба не превышает средних значений для всей территории Ульяновско-Самарского Поволжья и составляет 33–59 м, незначительно увеличиваясь с востока на запад рассматриваемой территории.

Барремский ярус. Нижний и верхний подъярус. Уренская толща (K₁ur)

Барремский ярус представлен отложениями нижнего и верхнего подъярусов — уренской толщей, залегающей на северо-востоке Ульяновско-Саратовского прогиба со следами местного размыва на отложениях климовской свиты.

Уренская толща закартирована на поверхностях широких плоских водоразделов р.р. Карла и Малая Цильна, Цильна и Малая Цильна в приустьевой части Малой Цильны и в верхних частях склонов этих долин, в долинах и нижних частях склонов р. Бездна и ее притоков. Обнажения толщи (фрагменты разреза) наблюдаются в долинах р.р. Малая Цильна, Карла, Большая Якла. Фрагменты толщи закартированы в окрестностях сел Татарские Тюки, Коршанга-Шигали (северо-запад Дрожжановского района Татарстана), Бессоново, Сюдюково, Бол. Тарханы (юг Тетюшского района

Татарстана). Кровля толщи залегает на абсолютных отметках 190 м (междуречье Свияги и Волги в районе с. Бессоново), погружаясь на юго-запад до 102 м (Тат. Шатрашаны).

В последние годы, в результате изучения разрезов Среднего Поволжья совместным коллективом геологов МГУ и СГУ (1995-2000) существенно уточнено положение ярусных и подъярусных границ баррема и предложено его зональное расчленение по белемнитам [Барабошкин, 2001; Барабошкин, 2004]. Опорные разрезы расположены у с. Новокашпирский, на горе Форфос (Самарская область) и у с. Черный Затон (Саратовская область). В нижнем барреме Е.Ю.Барабошкиным выделены снизу вверх следующие зоны:

Зона *Praeoxyteuthis hibolitiformis* содержит *Praeoxyteuthis hibolitiformis* (Stolley, 1925), редких *Praeoxyteuthis ex gr. jasikofiana* (Lahusen, 1874), *Praeoxyteuthis sp.* и устанавливается по первому появлению *P. hibolitiformis*.

Зона *Praeoxyteuthis jasikofiana* содержит *Praeoxyteuthis jasikofiana*, *P. cf. jasikofiana*, *P. off. jasikofiana* and *Praeoxyteuthis sp.*; ее основание определяется по появлению *Praeoxyteuthis jasikofiana*.

В зоне *Praeoxyteuthis pugio* присутствует комплекс *Praeoxyteuthis pugio* (Stolley, 1925), *P. cf. pugio*, *P. off. pugio*, *P. jasikofiana* (только в основании) и *Praeoxyteuthis sp.* Подошва устанавливается по появлению *P. pugio*.

В зоне *Aulacoteuthis descendens* комплекс белемнитов беден: *Aulacoteuthis cf. descendens* (Stolley, 1925), *Aulacoteuthis speetonensis* (Pavlow, 1892) и *Aulacoteuthis sp.* Подошва зоны определяется по появлению *Aulacoteuthis*.

Поскольку типовой вид рода *Aulacoteuthis* (*A. absolutiformis* (Sinzow, 1877)) встречается в Поволжье только в верхнем готериве (зона *Speetoniceras versicolor*), был предложен новый тип рода *Aulacoteuthis ernsti* Mutterlose et Varaboshkin на основе германского материала именно для барремского интервала (Mutterlose, Varaboshkin, 2003). Таким образом, род *Aulacoteuthis* остался в барреме, и данная зона сопоставляется с зоной *Aulacoteuthis* Северной Германии и Англии.

В верхнем барреме снизу-вверх Е.Ю.Барабошкиным выделяются:

Зона *Oxyteuthis brunsvicensis* с *Oxyteuthis brunsvicensis* (v. Strombeck, 1861) и *Oxyteuthis sp.* Подошва устанавливается по появлению *Oxyteuthis*. Данная зона сопоставляется с зоной *brunsvicensis* севера Западной Европы (Mutterlose, 1983).

Зона *Oxyteuthis germanica* содержит *Oxyteuthis cf. germanica* (Stolley, 1925), *Oxyteuthis sp.* и определяется по появлению *O. germanica*.

Зона *Oxyteuthis lahuseni* с *Oxyteuthis lahuseni* (Pavlow, 1901), *O. barremicus* Glasunova, (1969) и *Oxyteuthis sp.* Подошва определяется по появлению *O. lahuseni*.

Установленная последовательность белемнитовых зон уверенно коррелирует с белемнитовой последовательностью северо-западной Германии. Однако, она пока не принята МСК России. Проведенными на северо-востоке Ульяновско-Саратовского прогиба детальными стратиграфическими исследованиями, выполненными в основном по керновому материалу, данная последовательность в барремском разрезе не выявлена. Поэтому в настоящей работе баррем рассматривается согласно унифицированной схеме (1993) как одна белемнитовая зона *Oxyteuthis jasykowi*.

Состав уренской толщи, отвечающей ниже-верхнебарремской зоне *Oxyteuthis jasykowi*, по латерали выдержан, в строении ее принимают участие глины (70%) темно-серые, каолинит-гидрослюдисто-смешанослойные, безызвестковистые (CaCO_3 — 1%), плотные, практически не содержащие «чистых», лишенных алевритово-песчаных примесей, прослоев (количество обломочного материала составляет в среднем 16%). Характерным признаком толщи является насыщенность глауконитовым материалом, придающим породам изумрудно-зеленоватый оттенок. Глауконитсодержащий алеврит (15%) и песок (5%) присутствует в виде крупных гнезд, линз и пропластков мощностью до 2,7 м, в отдельных скважинах отмечаются сцементированные разности — алевролиты и песчаники мощностью до 2,9 м. Количество алевритового и песчаного материала особенно велико в подошвенной части, что характерно для всех изученных разрезов. В толще глин развиты пластовые конкреции мергелей (10%) (мощностью до 1,8 м) серых, крепких, пронизанных прожилками кальцита медово-желтого, крупнокристаллического, хаотичной ориентировки, со скоплениями обломков и целых раковин моллюсков. Глины уренской толщи участками слабо битуминозны, загипсованы, в них не редки ходы илоедов, заполненные кварц-глауконитовым алевритом и полуокисленными сульфидами, желваки марказита, редкие мелкие белемниты, мелкие пелециподы, обломки перламутрового слоя аммонитов.

В слоях нижней половины уренской толщи определены фораминиферы: *Mjatlukaena multivoluta* (Rom.), *M. gaultina* (Berth.), *Miliammina mjatliukae* Dain, *Lenticulina barremica* (Agal.), *L. delicata* Mjatl., *Saracenaria trifolium* (Agal.), *Marginulinopsis spinulosus* (Mjatl.), *Quinqueloculina infracretacea* A.Kuzn., *Marginulina cephalotes* (Reuss), *M. eichenbergi* Mjatl., *Saracenaria trifolium* (Agal.), *Conorboides inderensis* Mjatl., *Cornuspira cretacea* Reuss, *Marginulinita pyramidalis* (Koch), *Globulina prisca* Reuss, *G. prae-lacrima* Mjatl., *Lituotuba lituiformis* (Brady), *Ammobaculites acobskensis* Mjatl., *Pseudobovolina teplovkensis* Mjatl., принадлежащие фораминиферовой зоне *Miliammina mjatliukae* нижнего подъяруса барремского яруса.

В верхней части толщи определены фораминиферы: *Conorbinoopsis barremicus* Mjatl., *Gyroidinoides sokolovae* (Mjatl.), *Lenticulina memoranda* Mjatl., *L. serena* Mjatl.,

Astacolus kalickyi Mjatl., *Ammodiscus chapmani* Mjatl., *Mjatlukaena multivoluta* (Rom.), *Miliammina mjatliukae* Dain, относящиеся к фораминиферовой зоне *Conorbinopsis barremicus* — *Gyroidinoides sokolovae* верхнебарремского подъяруса. Обе фораминиферо-вые зоны, выделенные в разрезе уренской толщи, соответствуют белемнитовой зоне *Oxyteuthis jasykowi* нижнего-верхнего баррема.

Для уренской толщи характерно массовое скопление ядер и выветрелых раковин двустворчатых моллюсков *Astarte porrecta* Buch и *Cyprina dualis* и лопатоногих моллюсков *Dentalium* cf. *barremicus* I.Sazonova. Для Ульяновского Поволжья скопления подобных моллюсков также обычны для отложений верхнего баррема. Кроме того, в слоях уренской толщи в разрезах скважин и обнажениях определены двустворки *Oxytoma* ex gr. *cornueliana* (Orb.), *Phacoides* cf. *pseudofornikatus* Glas., *Inoceramus* cf. *aucella* Trautsch.

Визуальные литологические границы уренской толщи практически отсутствуют. Толща подстилается и перекрывается литологически сходными темно-серыми и серыми безызвестковистыми глинами климовской свиты верхнего подъяруса готеривского яруса и хмелевской толщи нижнего подъяруса аптского яруса соответственно.

Уренская толща выделяется повсеместно в Чебоксарском и Ульяновско-Самарском Поволжье в стратиграфическом объеме зоны *Oxyteuthis jasykowi* и фораминиферо-вых зон *Miliammina mjatliukae* и *Conorbinopsis barremicus* — *Gyroidinoides sokolovae*, отличается выдержанным литологическим составом на всей указанной территории и сложена глинами серыми, темно-серыми, с прослоями алевроитов и песков. Мощность толщи варьирует в незначительных пределах от 23–47 м в Ульяновско-Самарском Поволжье до 30–55 м в Чебоксарском Поволжье. Максимальных значений мощность толщи достигает на северо-востоке Ульяновско-Саратовского прогиба, где она изменяется от 46,8 м (Нов. Ишли) до 66,0 м (Тат. Шатрашаны).

Аптский ярус

Аптские отложения распространены в изученном районе к западу от с. Мал. Цильна и на правобережье Волги в районе Щучьих гор. Аптский ярус представлен нижним и средним подъярусами. В составе аптского яруса на территории Ульяновско-Самарского Поволжья и на северо-востоке Ульяновско-Саратовского прогиба выделяются 4 толщи: хмелевская, ульяновская («аптская плита») толщи в составе нижнего подъяруса, студенечская толща в составе нижнего и среднего подъяруса и зарыклейская толща в составе среднего подъяруса. В смежном Чебоксарском Поволжье апт представлен только нижним

подъярусом, которому соответствует торновская толща. Мощность апта на юго-западе РТ составляет 50–61 м. В западном и северо-западном направлении от границы РТ до р. Сура мощность апта уменьшается до 30–35 м [Блом..., 1995], (Табачков и др., 1961), составляя в Чебоксарском Поволжье 20–60 м (см. табл. 4). Отложения апта прослеживаются на юг, к центру Ульяновско-Саратовского прогиба, где их мощность значительно возрастает (до 100 м).

В 2002 г. опубликована «Новая стратиграфическая схема нижнего апта Среднего Поволжья» [Барабошкин, Михайлова, 2002], составленная по результатам послыонных описаний разрезов нижнего апта в г. Ульяновск, с. Кременки и г. Сенгилей (табл. 6). Для расчленения нижнего апта авторами предлагается использовать две взаимоувязанные биостратиграфические схемы: для относительно мелководных отложений — основанную на развитии аммонитов семейства *Deshayesitidae*, и для относительно глубоководных пелагических разрезов — основанную на развитии эпипредставителей семейства *Ancyloceratidae*. Несомненно, результаты новейших исследований данных авторов являются более корректными, чем зональная разбивка унифицированного нижнемелового разреза, и в значительной степени увязанными с разрезами Англии и Германии. Мы будем соотносить аптские образования северо-востока Ульяновско-Саратовского прогиба с утвержденными унифицированными схемами и, параллельно, — со схемой Е.Ю.Барабошкина.

Нижний подъярус

В составе нижнеаптского подъяруса выделяются хмелевская и ульяновская толщи. Студенецкая толща по своему стратиграфическому объему отвечает верхней части нижнего и нижней части среднего подъяруса.

Хмелевская толща (K_1hm)

Хмелевская толща развита повсеместно на северо-востоке Ульяновско-Саратовского прогиба и залегает, согласно унифицированной схеме, со стратиграфическим перерывом (отсутствует зона *Matheronites ridzewskyi*) на уренской толще баррема. По своему стратиграфическому объему толща отвечает нижнему апту, аммонитовой зоне *Deshayesites weissii* и нижней части фораминиферовой зоны *Mjatlukaena aptiensis* — *Epistomina aptiensis*.

Зональное расчленение и корреляция нижнего апта ВЕП, Ульяновского Поволжья, Англии и Германии
[Михайлова, Барабошкин, 2002]

Ярус	Подъярус	Casey, 1961; Casey et al., 1998 Англия		Kemper, 1995 Германия	Унифицированная схема нижнего мела ВЕП, 1993	Михайлова, Барабошкин, 2002 Ульяновская область					
		Зона	Подзона	Зона	Зона	Зона					
						Deshayesitidae	Ancyloceratidae				
Аптский	Средний (часть)	Cheloniceras martinioides (часть)	Epicheloniceras debile	Тропаеum drewi + Тропаеum tenuinodosum	Epicheloniceras tschernyschewi	Aconeceras nisus					
	Нижний	Тропаеum (Тропаеum) bowerbanki	Cheloniceras meyendorffi	Тропаеum bowerbanki + Dufrenoyia furcata				Тропаеum bowerbanki			
			Dufrenoyia transitoria								
		Deshayesites deshayesi	Deshayesites grandis	Deshayesites deshayesi ?	Deshayesites deshayesi	Deshayesites deshayesi	Deshayesites deshayesi	Audouliceras renauxianum			
			Cheloniceras parinodum					Proaustraliceras tuberculatum			
		Deshayesites forbesi	Deshayesites annelidus							Deshayesites volgensis	Ancyloceras matheronianum
			Deshayesites callidiscus								Volgoceratoides schiloivkensis
			Deshayesites kiliani								
			Deshayesites fittoni								
	Prodeshayesites fissicostatus	Prodeshayesites obsoletus	Deshayesites tenuicostatus				Deshayesites weissii	Deshayesites tenuicostatus	?		
Prodeshayesites bodei		Deshayesites bodei	Matheronites ridzewskyi								
Баррем.	Верх ний	Вельд		Parancyloceras bidentatum	Oxyteuthis lahuseni	Oxyteuthis lahuseni					

По схеме Е.Ю.Барабошкиным и И.А.Михайловой [2002], (см. табл. 6), хмелевская толща принадлежит аммонитовой зоне *Deshayesites tenuicostatus*, выделяемой как в Среднем Поволжье, так и в Германии (Kemper, 1995).

Площадь распространения толщи, в силу небольшой мощности (8,4–13,2 м), невелика. На современную денудационную поверхность отложения толщи выходят на склонах долин левых притоков Свияги — рр. М.Цильна, р. Цильна, Б.Карла. Абсолютные отметки кровли толщи варьируют в пределах 190 м (восточная часть Дрожжановского района) — 107 м (Тат. Шатрашаны).

Разрез хмелевской толщи представлен глинами (100%) темно-серыми, каолинит-гидрослюдисто-смешанослойными, безызвестковистыми (CaCO_3 — 1,6%), с небольшими содержаниями аморфного кремнезема (1,3%), плотными, участками слабо алевритистыми, линзовидно-микрослоистыми, прослоями «чистыми», с желваками марказита, обломками и целыми раковинами пелеципод, редкими аммонитами.

В слоях хмелевской толщи Е.Ю.Барабошкиным определены аммониты *Sanmartinoceras (Sinzovia) trautscholdi* (Sinzow) и *Deshayesites sp.*, характеризующие зону *Deshayesites deshayesi*, хотя в унифицированной схеме толща соответствует нижерасположенной зоне (*weissi*). Г.Н.Старцева дала следующий комплекс фораминифер из слоев толщи: *Mjatliukaena aptiensis* Mjatl., *M. chapmani* Mjatl., *M. gaultina* (Berth.), *Reophax crespinae* Mjatl., *Hyperamminoides barksdalei* Tapp., которые принадлежат фораминиферной зоне *Mjatliukaena aptiensis* — *Epistomina aptiensis* нижеаптского подъяруса.

Нельзя не упомянуть следующий «стратиграфический парадокс», возникший при расчленении разреза опорной скважины 1 (Тат. Шатрашаны). Хмелевская толща была выделена в интервале глубин 108,4–120,0 м в основном по результатам зональной фораминиферной разбивки. В отчете по ГСР-50 (Зорина и др., 1999) остался неупомянутым факт находок на глубинах 167,3 м и 174,5 м (нижняя часть ниже-верхнебарремской уренской толщи) раннеаптских аммонитов *Sanmartinoceras trautscholdi* (Sinz.), определенных Е.Ю.Барабошкиным и отнесенных им к зоне *Deshayesites deshayesi*. Здесь следует еще раз подчеркнуть, что опорная скважина 1 была наиболее полно охарактеризована находками аммонитов и другой макрофауны по сравнению с другими скважинами, в которых аммонитами охарактеризована преимущественно только «плитная» часть апта. Поэтому при проведении баррем-аптской границы в первую очередь учитывалось сопоставление мощностей барремской и аптских толщ с Ульяновскими разрезами, которые имели неплохую сходимость. Увеличение мощности апта на 54,5 м за счет сокращения мощности баррема на эту же величину показалось нелогичным, и баррем-аптская граница в скв. 1 была проведена параллельно выше- и нижележащим толщам, т.е. на глубине 120,0 м.

В дальнейшем, после опубликования решения международной рабочей группы по аптскому ярусу (Erba, 1996), в котором за основание аптского яруса принято основание магнитного хрона M0, баррем-аптская граница в скв. 1 была пересмотрена и скорректирована по палеомагнитным данным скважины 1, полученным Ю.П.Балабановым [2003, 2004]. В связи с тем, что синхронность магнитных инверсий, в отличие от границ биозон и свит, не вызывает сомнений, именно к палеомагнитным и магнитным данным чаще всего сейчас обращаются исследователи для обоснования изохронности стратиграфических границ, либо для выявления фактов их асинхронности [Барабошкин, 2001; Гужиков, Барабошкин, 2004].

В палеомагнитном разрезе скв. 1 магнитный хрон M0 выделяется в интервале 112–124 м (рис. 9 в разделе «Хроностратиграфические...») и довольно уверенно коррелирует с аналогичным интервалом магнитостратиграфической схемы нижнемеловых отложений Поволжья [Гужиков, Барабошкин 1999; Гужиков, 2004]. Основание хрона M0 в скв. 1 совпадает с рубежом скачкообразного увеличения значений магнитной восприимчивости пород барремской части разреза, что также согласуется с представлениями А.Ю.Гужикова [2004]. Таким образом, с учетом проведенных сопоставлений, границу апта и баррема в скв. 1 следует проводить на глубине 124 м.

Смещение баррем-аптской границы в разрезе скважины 1, в соответствии с магнитостратиграфической корреляцией, на 4 м вниз от микрофаунистического рубежа, разделяющего позднебарремские и раннеаптские комплексы фораминифер, помещает границу внутри раннеаптской аммонитовой зоны *D.deshayesi* и одновременно внутри позднебарремской фораминиферовой зоны *Conorbinopsis bartemicus* — *Gyroidinoides sokolovaе*. По-видимому, именно такова сложность взаимоотношений биозональных границ внутри непрерывно накопившейся серии осадков, что еще раз подтверждает асинхронную природу границ биозон. В настоящее время нарастает число фактов возрастного скольжения границ свит и биозон, в том числе аммонитовых зон. Все эти факты рано или поздно найдут свое отражение в унифицированных схемах нового поколения, основанных на хроностратиграфическом (изохронно-событийном) подходе.

Нижняя граница хмелевской толщи в каждом из четырех рассмотренных вариантах (проведенной по аммонитам, фораминиферам, палеомагнитным и магнитным данным, по сопоставлению мощностей разрезов) литологически не выражена, так как проходит внутри пачки темно-серых, почти черных, слабо алевритистых, безызвестковистых глин. Представляется, что единственным методом проведения изохронной нижней границы хмелевской толщи является магнитостратиграфический метод.

Верхняя граница толщи четкая, так как она перекрывается битуминозными глинами с пластовыми конкрециями мергелей ульяновской толщи — «аптской плитой». При картировании хмелевскую толщу выделяют как «подплитную» часть апта.

По литологическому составу толща является выдержанной по всей территории Ульяновско-Самарского Поволжья. Мощность толщи по унифицированной схеме 1993 г. значительно увеличивается к центру Ульяновско-Саратовского прогиба, достигая 17–39 м.

Ульяновская толща (K_1ul)

Ульяновская толща («аптская плита») имеет повсеместное распространение в Ульяновско-Самарском Поволжье и на северо-востоке Ульяновско-Саратовского прогиба, залегает согласно на породах хмелевской толщи. Максимальная абсолютная отметка кровли толщи на рассматриваемой территории составляет 214 м (Верхний Каракитан), минимальная — 107 м (Старое Чекурское). Разрез толщи изучен по керну многочисленных скважин и в обнажениях в долинах притоков рек Большая Якла и Малая Цильна.

Стратиграфический объем толщи по унифицированной схеме соответствует верхней части нижнего апта (части зоны *Deshayesites deshayesi*).

По схеме Е.Ю.Барaboшкина и И.А.Михайловой (см. табл. 6) ульяновская толща принадлежит нижней части зоны *Deshayesites volgensis* (подзоне *Volgoceratoides schiloivkensis*), коррелируемой с английской зоной *Deshayesites forbesi*.

В данной работе стратиграфический объем толщи принят согласно действующей унифицированной схеме, т.е. части зоны *Deshayesites deshayesi*.

Толща сложена глинами (70%) серыми, темно-серыми, с зеленовато-коричневатым оттенком, битуминозными, неравномерно известковистыми и алевритистыми, участками сланцеватыми, микрослоистыми, с редкими гнездами алеврита, с невыдержанными пластовыми конкрециями (мощностью 0,3–1,0 м) мергелей (30%) серых, темно-серых, часто с зеленовато-коричневатым оттенком, неравномерно битуминозных, крепких, микрослоистых, пронизанных прожилками кальцита белого, зеленовато-белого, медово-желтого, крупнокристаллического, мощностью до 0,5 см. Характерной особенностью толщи является выдержанность ее по простиранию, известковистость, сланцеватость и битуминозность, что четко выделяет ее в разрезе нижнего мела всей территории Ульяновско-Самарского Поволжья. Толща является также геофизическим репером и выделяется повышенной гамма-активностью на каротажных диаграммах и в естественных обнажениях (до 30 мкр/час). В силу этих особенностей толща является ценным стратиграфическим репером.

Для пород толщи характерно обилие фаунистических остатков — аммонитов, пеллеципод, раковинного детрита, рассеянного по плоскостям наслоения, реже — хитинового слоя рыб. В породах толщи определены аммониты *Sanmartinoceras trautscholdi* (Sinz.), *Deshayesites deshayesi* Leum, *Deshayesites* sp., *Deshayesites ex gr. consobrinoides* Sinz., *Crioceratites cf. gracile* (Sinz.), относящиеся к аммонитовой зоне *Deshayesites deshayesi* нижнеаптского подъяруса. Редкие фораминиферы *Harlophragmoides rosaceus* Subb., встреченные в слоях толщи, принадлежат фораминиферовой зоне *Mjatliukaena aptiensis* — *Epistomina aptiensis* нижнеаптского подъяруса, которая сопоставляется с зоной *Deshayesites deshayesi*.

Контакты ульяновской толщи с подстилающими и перекрывающими отложениями литологически четкие: нижняя граница проводится по смене темно-серых глин хмелевской толщи на битуминозные глины с пластовыми конкрециями мергелей ульяновской толщи, верхняя граница — по контакту битуминозных ульяновских глин и темно-серых и серых глин студенецкой толщи.

Мощность ульяновской толщи на всей территории Ульяновско-Самарского Поволжья, включая северо-восток Ульяновско-Саратовского прогиба, выдержана и варьирует в нешироких пределах: 2,0–4,9 м.

Нижний и средний подъярусы нерасчлененные. Студенецкая толща (K₁std)

Студенецкая толща прослеживается повсеместно на территории Ульяновско-Самарского Поволжья, по простиранию выдержана. Кровля толщи залегает на северо-востоке Ульяновско-Саратовского прогиба на отметках 123–217 м. По своему стратиграфическому объему, согласно унифицированной стратиграфической схеме, толща отвечает верхней части нижнеаптского подъяруса (верхняя часть зоны *Deshayesites deshayesi*) и нижней части среднеаптского подъяруса (нижняя часть зоны *Epicheloniceras tschernyschewi*).

В надплитной части апта еще А.Е.Глазуновой (1973) в зоне *Deshayesites deshayesi* в Ульяновском Поволжье был выявлен «горизонт развернутых аммонитов». В последние годы Е.Ю.Барaboшкиным и И.А.Михайловой [2002] при детальном стратиграфическом изучении нижнего апта этой же территории были выполнены многочисленные определения гетероморфных аммонитов, большинство из которых были описаны впервые. Проведенные исследования показали, что разнообразие анцилоцератид в Ульяновском Поволжье очень велико, и распространены они практически по всему нижнеаптскому

разрезу изученной территории. Все это позволило этим авторам выявить родовую и видовую приуроченность гетероморф к разрезу и предложить параллельную биостратиграфическую схему нижнего апта, основанную на филогенезе этой группы (см. табл. 6).

По схеме Е.Ю.Барабошкина и И.А.Михайловой, студенецкая толща охватывает верхнюю часть зоны *Deshayesites volgensis* (подзону по анцелотератидам *Ancyloceras matheronianum*), дегезитовую зону *D. deshayesi* (коррелируемую с одноименной английской зоной) и анцелоцератиловую зону *Tropaeum bowerbanki* (выделяемую под таким же названием и в том стратиграфическом объеме в Англии и Германии) нижнего апта и зону по *Aconeceras pisus* среднего апта.

В рамках настоящего исследования стратиграфический объем толщи принят по действующей унифицированной схеме.

Студенецкая толща, выделяемая в Ульяновском Поволжье как надплитная часть апта, залегает согласно на отложениях ульяновской толщи.

Состав толщи по площади крайне однообразный. Сложена она глинами (95%) темно-серыми, каолинит-гидрослюдисто-смешанослойными, безызвестковистыми (CaCO_3 — 1,3%), с небольшими содержаниями аморфного кремнезема (1%), плотными, преимущественно «чистыми», участками слабо алевритистыми (13,5%), с гнездами и линзами алеврита серого, зеленовато-серого, кварцевого, кварц-глауконитового, линзовидно-микрослойными, скорлуповато-оскольчатыми, с конкрециями мергелей (5%) (мощностью до 0,2 м), с желваками марказита, с ходами илоедов, заполненными алевритом и марказитом, с обломками и отпечатками аммонитов и пелеципод, иноцерам.

В слоях студенецкой толщи в обнажениях и скважинах определены фрагменты крупных окаменелых раковин (размером до 0,8 м) развернутых аммонитов *Anceloceras* ? sp.

Из слоев студенецкой толщи определены аммониты *Deshayesites cf. volgensis* Glasun., *D. cf. weissii* (Neum. et Uhl.), *Sanmartinoceras trautscholdi* (Sinz.), относящиеся, согласно унифицированной схеме, к аммонитовой зоне *Deshayesites deshayesi* нижнеаптского подъяруса. Комплекс фораминифер, определенный в слоях толщи, представлен: *Mjatliukaena aptiensis* (Mjatl.), *M. gaultina* (Berth.), *Lituotuba lituiformis* (Brady), *Hyperamminoides barksdalei* Tapp., *Planularia biochei* (Berth.), *Lenticulina nikitinae* Vass., соответствует фораминиферной зоне *Mjatliukaena aptiensis* — *Epistomina aptiensis* и сопоставляется с аммонитовой зоной *Deshayesites deshayesi* нижнеаптского подъяруса.

Нижняя граница толщи литологически четкая, проводится по смене битуминозных глин с пластовыми конкрециями мергелей ульяновской толщи на темно-серые глины студенецкой толщи. Кровля студенецкой толщи литологически не выражена, так как перекрывающие глины зарыклейской толщи имеют сходный облик.

Мощность студенецкой толщи на северо-востоке Ульяновско-Саратовского прогиба составляет 6–10,6 м, а к центру прогиба увеличивается до 17–32 м.

Средний подъярус. Зарыклейская толща (K₁zk)

Зарыклейская толща имеет повсеместное распространение на территории Ульяновско-Самарского Поволжья и на северо-востоке Ульяновско-Саратовского прогиба, залегает согласно на породах студенецкой толщи. Площадь развития зарыклейской толщи самая значительная среди толщ аптского яруса. Отложения толщи слагают участки водоразделов р.р. Малая Цильна и Цильна, Малая Цильна и Большая Карла, Малая Цильна и Бездна, Большая Якла и Цильна.

Согласно унифицированной схеме, по своему стратиграфическому объему толща отвечает верхней части среднеаптского подъяруса (верхней части зоны *Ericheloniceras tschernyschewi* и зоне *Parahoplites melchioris*).

Толща представлена глинами (70%) темно-серыми, плотными, безызвестковистыми, участками не алевритистыми («чистыми»), в целом неравномерно алевритистыми, в верхней половине толщи с гнездами песка и гравия кварца, нередко с пропластками алеврита (20%) (мощностью до 5,2 м) зеленовато-серого, кварцевого, глауконит-кварцевого, глинистого, линзовидно-микрослоистого, песка (5%) (мощностью 0,9 м) серого, зеленовато-серого, полимиктового, разнозернистого, с пластовыми конкрециями (мощностью до 0,9 м) мергелей (5%) темно-серых, крепких, звонких, с прожилками кальцита (мощностью до 3 см) зеленовато-желтого, крупнокристаллического, с желвачками марказита, ходами илоедов, заполненными зеленовато-серым алевритом, обломками раковин аммонитов, пелеципод, лопатоногими.

Рентгеновским анализом в зарыклейской толще выявлено 2 минеральных типа глин: в нижней половине толщи — гидрослюдисто-смешанослойный, в верхней — монтмориллонитовый тип (см. табл. 2). Для обоих типов характерно высокое (22,5%) среднее содержание обломочного материала. Характерным признаком зарыклейской толщи является наличие в разрезе караваеобразных конкреций глинистого мергеля с налетами сидерита, мощностью до 0,4 м. Обилие их обычно отмечается в аллювии водотока, дренирующего отложения толщи. Нижняя и верхняя границы толщи не четкие, проводятся по сопоставлению мощностей и каротажных диаграмм с разрезами опорных скважин.

В слоях зарыклейской толщи определен комплекс фораминифер: *Rosalina dampelae* (Mjatl.), *Lenticulina busatchensis* Vass., *L.danubiana* Neagu., *Neobulimina egojani* Ant., *Bolivina kusnetzovae* Ant., *Trochammina dampelae* Dain., *Haplophragmoides variabilis*

Mjatl., Mjatlukaena aptiensis (Mjatl.), Haplophragmoides rosaceus Subb., Gaudryinopsis minimus Nik. Et Vass., Epistomina inopinata Bukal., Tristix insignis (Reuss), Saccamina testideformabilis Bulat., отвечающий фораминиферовой зоне Rosalina dampelae — Glandulina aptiensis и соответствует аммонитовой зоне Epicheloniceras tschernyschewi. Кроме того, в зарыклейских отложениях определены двустворки, Nuculana scapha (Orbigny), N. cf. oppeli Trautschold, N. sp., имеющие более широкий возрастной диапазон.

Границы толщи литологически не выражены, так как подстилающие глины студенецкой толщи нижнего-среднего апта и перекрывающие глины аловской толщи среднего альба визуально практически неотличимы. Подошва толщи проходит внутри аммонитовой зоны Epicheloniceras tschernyschewi и соответствующей ей фораминиферовой зоны Rosalina dampelae — Glandulina aptiensis, поэтому достоверная биостратиграфическая нижняя граница толщи отсутствует. Кровля толщи проводится по смене комплекса моллюсков зоны Parahoplites melchioris и соответствующих ей комплексов фораминифер зоны Verneullina kasahstanica, Gavelinella intermedia, Gavelinella biinvoluta среднего апта на комплекс моллюсков зоны Hoplites dentatus и комплекс фораминифер, принадлежащих слоям с Evolutinella albensis, Dorothis gradata среднего альба.

Отложения зарыклейской толщи на северо-восточной окраине Ульяновско-Саратовского прогиба имеют мощность от 24 до 36,2 м. В направлении к центру прогиба мощность ее увеличивается до 49–53,7 м. В западном направлении, на территории Чебоксарского Поволжья, толщина не прослеживается, а другие среднеаптские отложения не установлены.

Альбский ярус

Отложения альбского яруса имеют незначительное распространение на северо-востоке Ульяновско-Саратовского прогиба. Наибольшие поля развития их закартированы в западной части Дрожжановского района Татарстана — в окрестностях с.с. Чувашское Дрожжаное и Большая Акса. Они слагают преимущественно верхние части склонов долин р.р. Бездна, Большая Якла и Малая Цильна, и являются подстилающими для верхнемеловых толщ, за исключением отдельных участков, где альб полностью размыт (3–5 км западнее и севернее с. Стар.Чекурское). Абсолютные отметки подошвы альбских отложений составляют в северо-западной и западной частях Дрожжановского района Республики Татарстан 200–230 м, на юге — 160–200 м.

Альбский ярус в Ульяновско-Самарском Поволжье представлен средним и верхним подъярусами, в составе которого выделяются аловская (средний альб) и княжухин-

ская (средний-верхний альб) толщи. На северо-востоке Ульяновско-Саратовского прогиба биостратиграфическим методом отложений верхнего альба не установлено.

Мощность альба на рассматриваемой территории составляет 0–20,4 м. К западу от РТ, в Чебоксарском Поволжье, в составе альба выделяется одна толща — кременкинская, соответствующая среднему и нижней части верхнего подъяруса альбского яруса, мощностью 30–50 м (см. табл. 4). К центру Ульяновско-Саратовского прогиба мощность среднего альба значительно увеличивается (до 80 м).

Средний подъярус. Аловская толща (K_{1alv})

Аловская толща залегает со стратиграфическим перерывом, но без явных признаков размыва на отложениях зарыклейской толщи. Толща распространена не повсеместно. На северо-западе Дрожжановского района Татарстана (5–7 км северо-восточнее д. Шланга), отложения толщи отсутствуют, и бездененская толща залегает на породах зарыклейской. На юге района, в истоках руч. Чекурка, альб полностью размыт.

По своему стратиграфическому объему на территории Ульяновско-Самарского Поволжья толща отвечает нижней части подъяруса, зоне *Hoplites dentatus*.

Толща представлена глинами (70%) темно-серыми, монтмориллонитовыми, плотными, безызвестковистыми (CaCO₃ — 3,3%), со средними содержаниями аморфного кремнезема — 9,7%, клиноптилолита — 10–38%, сильно алевритистыми, с прослоями и линзами алевритов (20%) и песков (5%) глауконит-кварцевых, участками переходящими в алеврит серый, зеленовато-серый, глауконит-кварцевый, глинистый, с невыдержанными пропластками опок (5%) песчанистых сверху разреза, с желваками марказита, загипсованными. В подошве толщи — алеврит зеленовато-серый, глауконит-кварцевый, неравномерно глинистый, участками со скоплениями гравийных зерен кварца. В глинах аловской толщи, преимущественно в приподошвенной части фрагментарно отмечаются невыдержанные, линзовидные пропластки с фосфоритовой галькой.

В слоях аловской толщи определен комплекс фораминифер: *Proteonina scherborniana* (Chapm.), *Dorothia gradata* (Berth.), *Haplophragmium aequalis* Roem., *Haplophragmoides umbilicatus* Dain., *H. chapmani* Moroz., *H. nonioninoides* (Reuss), *Psamminopelta bowsheri* Tap., *Gaudryina dispansa* Chapm., *Lenticulina diademata* (Berth.), *Mjatliukaena gaultina* (Berth.), принадлежащий слоям с фораминиферами *Evolutinella albensis*, *Dorothia gradata*, и соответствует аммонитовой зоне *Hoplites dentatus* среднего альба. В конкреционных стяжениях из аловских слоев определены двустворки *Inoceramus anglicus* Wood, характерные для зоны *Hoplites dentatus*, а также *Nuculana* sp.

Нижняя граница толщи литологически не всегда четкая. В основном она проводится по наличию в основании толщи характерного крупнозернистого песка, состоящего из крупных, прозрачных, хорошо окатанных зерен кварца, реже — по наличию фосфоритовой гальки. Достоверная нижняя граница устанавливается по смене среднеаптских комплексов моллюсков зоны *Parahoplites melchioris* и фораминифер зоны *Verneullina kasahstanica*, *Gavelinella intermedia*, *Gavelinella biinvoluta* на среднеальбские комплексы моллюсков зоны *Hoplites dentatus* и слои с фораминиферами *Evolutinella albensis*, *Dorothia gradata*.

Верхняя граница толщи литологически четкая, так как темно-серые и серые глины аловской толщи перекрываются зеленовато-серыми песками и песчаниками с фосфоритовыми желваками, залегающими в основании княжухинской толщи, либо светло-серыми и беловато-серыми карбонатно-кремнистыми породами верхнего мела.

Таким образом, на северо-востоке Ульяновско-Саратовского прогиба стратиграфический объем аловской толщи сокращен до слоев с фораминиферами *Evolutinella albensis*, *Dorothia gradata*. На территории Ульяновско-Самарского Поволжья аловская толща подразделяется на две подтолщи, по своему стратиграфическому объему соответствующие зонам *Hoplites dentatus* и *Anahoplites intermedius* соответственно. Общий литологический состав подтолщ аналогичен аловской толще на рассматриваемой территории. Достоверная граница между подтолщами проводится по результатам биостратиграфического расчленения, так как литологических признаков для ее проведения не установлено. В силу того, что в верхних слоях аловской толщи на северо-востоке Ульяновско-Саратовского прогиба комплекс моллюсков зоны *Anahoplites intermedius* и фораминиферы, относящиеся к слоям с *Harporhagmoides ultraminimus* — *Marginulina hangensis*, не установлены, целесообразность деления аловской толщи на подтолщи отсутствует.

Наибольшую для северо-востока Ульяновско-Саратовского прогиба мощность — 18,6 м (Тат. Шатрашаны) и наибольшие площади выхода на современную денудационную поверхность толща имеет на крайнем юго-западе Татарстана, где в разрезе альбского яруса отсутствует княжухинская толща. Севернее в разрезе появляется и княжухинская толща (Большая Акса), а мощность аловской толщи сокращается до 5,7 м (д. Кушкувак).

К югу она увеличивается до 17–36 м, а максимальная для Ульяновской области составляет 54,5 м.

Княжухинская толща (K₁к^vз)

Княжухинская толща залегает с местным размывом преимущественно на породах аловской толщи, а на северо-западе Дрожжановского района Татарстана, где аловская

толща отсутствует, — на породах зарыклейской толщи. Наибольшие площади выхода толщи на дневную поверхность отмечаются на водоразделе левых притоков р. Бездна — Иниш и Болотная (к югу от с. Верх.Каракитан), на водоразделе р.р. Малая Цильна и Цильна (к югу от с. Стар.Дрожжаное, на площади Дрожжановского месторождения фосфоритов), в верхней части правого склона р. Большая Якла (к востоку от с. Б.Акса, на площади Большеаксинского месторождения фосфоритов).

Комплекс фораминифер, найденный в слоях толщи, принадлежит фораминиферо-вой зоне *Dorothia gradata* — *Evolutinella albensis*, соответствует аммонитовой лоне *Noplites dentatus* и датирует возраст толщи средним альбом.

Княжухинская толща по литологическим признакам существенно отличается от подстилающих пород аловской или зарыклейской толщ. Представлена она глинами (60%) характерного светло- и зеленовато-серого цвета, безызвестковистыми, с кристаллами гипса, в основании с алевритами (25%) и песками (10%) зеленовато-серыми, глауконит-кварцевыми, глинистыми, мелкозернистыми, с фосфоритовыми желваками с шероховатой поверхностью, с прослоями опок (5%) желтовато-серых, крепких, песчанистых.

В слоях толщи определены фораминиферы: *Lagenammia scherborniana* (Chapm.), *Dorothia gradata* (Berth.), *Haplophragmium aequalis* Roem., *Haplophragmoides umbilicatus* Dain., *Mjatliukaena gaultina* (Berth.), *Haplophragmoides nonioninoides* (Reuss), *Gaudryina dispansa* Chapm., *Haplophragmium aequalis* Roem., соответствующие слоям с фораминиферами *Evolutinella albensis*, *Dorothia gradata*. Примечательно, что фораминиферы присутствуют в слоях толщи в незначительных количествах, а макрофауна не обнаружена ни в одном из описанных разрезов толщи.

По литологическим особенностям и своему зеленовато-серому цвету толща четко прослеживается в обнажениях и в разрезах скважин на северо-востоке Ульяновско-Саратовского прогиба. На кривых гамма-каротажа в подошве толщи иногда отмечается пик повышенной гамма-активности (до 18 мкр/час), соответствующий горизонту с фосфоритовыми желваками. В естественных и искусственных обнажениях значения гамма-активности достигают 25 мкр/час. Так как фосфоритовый материал распределен в песчаниках толщи крайне неравномерно (линзами) и в разрезах некоторых скважин отсутствует, то повышения гамма-активности в подошве толщи может и не наблюдаться.

Верхняя граница толщи литологически четкая, так как отложения этой толщи перекрываются литологически контрастными верхнемеловыми глинисто-карбонатно-кремнистыми или кремнисто-карбонатными породами. Нижняя граница также четкая, проводится по смене серых глин аловской (или зарыклейской) толщи на базальные зеленовато-серые пески с желваками фосфоритов княжухинской толщи.

Мощность княжухинской толщи на северо-востоке Ульяновско-Саратовского прогиба составляет 0–13,8 м.

Как следует из приведенных выше результатов литологического и биостратиграфического расчленения альбских отложений, княжухинская толща, выделяемая как литологический репер, должна быть отнесена согласно унифицированной схемы, к среднему-верхнему альбу. Однако, микрофаунистические комплексы, найденные в слоях толщи, позволяют сопоставить ее только с низами среднего альба. Именно это несоответствие стратиграфической приуроченности, определяемое ведущими методами расчленения, заставило нас выделить новое стратиграфическое подразделение — бездненскую толщу, имеющую литологическое строение княжухинской толщи и стратиграфическое положение, соответствующее слоям с фораминиферами *Evolutinella albensis*, *Dorothia gradata* [Диденко, Зорина, 2003¹; Зорина, 2003²; Зорина, 2004¹]. В последующем была проведена ревизия палеомагнитного разреза скважины 1, в которой в альбском интервале разреза описана только аловская толща, отнесенная по фораминиферам к нижней части среднего альба. Картина магнитной зональности альбского интервала разреза скважины 1 представляет собой две прямополярные субзоны, разделенные обратнополярной (рис. 9, 10 в разделе «Хроностратиграфические...»). При сопоставлении полученного чередования субзон с верхнеальбским интервалом магнитостратиграфической шкалы Русской плиты А.Ю.Гужикова [2004] выявилась достаточно уверенная сходимость. Поэтому аловская и княжухинская толщи северо-востока Ульяновско-Саратовского прогиба, вероятнее всего, должны быть отнесены к верхнему альбу. Сопоставлению магнитостратиграфических данных разреза средней юры — мела, вскрытого скважиной 1, с глобальными данными Д.Фридмана и новой магнитостратиграфической шкалой Русской плиты А.Ю.Гужикова посвящен отдельный раздел данной книги.

Верхний отдел

Согласно схеме структурно-геологического районирования верхнемеловых отложений Среднего Поволжья (см. рис. 8), зона Ульяновско-Саратовского прогиба, субмеридианально подразделенная на две подзоны — западную часть (Саранское Поволжье) и восточную часть (Ульяновско-Самарское Поволжье), граничит только на юго-востоке с зоной Муромско-Ломовского прогиба.

В составе верхнего мела на северо-востоке Ульяновско-Саратовского прогиба (восточная подзона прогиба — Ульяновско-Самарское Поволжье), выделены коньякский ярус в объеме среднего-верхнего подъярусов (сурская свита), сантонский ярус в объеме

нижнего подъяруса (кирзятская свита) и кампанский ярус в объеме верхнего подъяруса (ардымская свита) (см. табл. 5). В пределах рассматриваемой территории происходит выпадение из разреза отдельных стратиграфических подразделений, выделяемых в Ульяновско-Самарском Поволжье. К ним относятся: никольская свита среднего-верхнего сеномана, гулюшевская свита среднего-верхнего турона, кувайская толща нижнего коньяка и потьминская свита верхнего сантона.

Отложения верхнего мела слагают высокие (175–240 м и выше) водоразделы р.р. Бездна и Малая Цильна, Малая Цильна и Большая Карла, борта долины р. Большая Якла, прослеживаются к западу от Татарстана в Чувашию и к югу от Татарстана в Ульяновскую область. Залегают они с размывом и угловым несогласием на отложениях среднего альба, а в окрестностях с. Стар. Чекурское — на породах среднего апта.

Общая мощность верхнемеловых отложений на северо-востоке Ульяновско-Саратовского прогиба достигает 43 м (с. Городище, Татарстан).

Коньякский ярус. Средний — верхний подъярусы. Сурская свита (K_2sr)

Сурская свита распространена на северо-востоке Ульяновско-Саратовского прогиба не повсеместно. Залегает с угловым несогласием на породах бездненской, аловской, а в районе с. Стар. Чекурское — зарыклейской толщ. Выходы толщи на современную денудационную поверхность закартированы на водораздельных поверхностях р.р. Бездна и Малая Цильна (абсолютные отметки 230–246 м), Малая Цильна и Большая Карла (абсолютные отметки 180–200 м), Иниш и Болотная (абсолютные отметки 232–248 м), а также на правом водоразделе р. Большая Якла (абсолютные отметки 180–240 м). Следует отметить, у с. Городище отложения сурской свиты не установлены, а на аловской толще среднего альба залегают кирзятская свита нижнего сантона. Сурская свита изучена в многочисленных естественных и искусственных обнажениях (карьерах по добыче карбонатных пород у с.с. Тат. Бездна, Тат. Шатрашаны, Мал. Акса).

По своему стратиграфическому объему на всей территории Ульяновско-Саратовского прогиба свита отвечает среднему — верхнему подъярусам коньяка, фораминиферовой зоне *Gavelinella thalmani* и зоне по моллюскам *Volviceramus involutus*.

На северо-востоке прогиба сурская свита сложена мергелями (90%) и опоками (10%) светло-серыми, цеолитсодержащими, с обилием обломков призматического слоя иноцерам, в основании с многочисленными зернами фосфоритов, представленными фосфатными желваками с глянцево-поверхностью, количество и размеры которых возрастают к подошве толщи.

В слоях свиты найдены фораминиферы: *Gavelinella costulata* (Marie), *G. umbilicata* (Mjatl.), *G. thalmanni* (Brotz.), *G. infrasantonica* (Balakhm.), *Cibicides exavatus* Brotz., *Cibicoides eriksdalensis* Brotz., *Stensioeina granulata granulata* (Orb.), *S. granulata incondita* Koch, *S. exsculpta exsculpta* (Reuss), *Osangularia whitei* (Brotz.), *O. whitei praiceps* (Vassilenko), *Giroidinoides turgidus* (Hag.), *Ataxophragmium complactum* Brotz., *Globotruncana lapparenti* Brotz., *G. marginata* (Reuss), *Globoralites michelinianus* Orb., *Margino-truncana marginata* (Reuss), *M. paraventricosa* (Hofker), *Reussella kelleri* Vass., *Spirolaculina cretacea* (Reuss), *Arenobulimina orbygny* (Reuss), принадлежащие, по заключению Е. Мацневой (Саратов), фораминиферовой зоне *Gavelinella thalmanni* среднего — верхнего коньяка.

Нижняя граница сурской свиты литологически четкая, так как подстилающие нижнемеловые отложения имеют контрастный литологический состав: серые и зеленовато-серые, безызвестковистые глины аловской или княжухинской толщ среднего альба перекрываются кремнисто-карбонатными породами сурской свиты. Верхняя граница визуально выражена слабо, в силу сходного литологического состава пород кирзятской свиты нижнего сантона. Единственным литологическим критерием ее проведения является наличие в базальных слоях кирзятской свиты песка и гравия фосфоритов.

Мощность сурской свиты составила 0–13,0 м. Максимальную мощность — 12–13 м свита имеет на водоразделе р.р. Иниш и Болотная, левых притоков р. Бездна, где она представлена монотонной пачкой мергелей беловато-серых, опокovidных, однородных, переполненных обломками призматического слоя иноцерам. На территории Чувашии, к западу от территории Татарстана, мощность сурской толщи составляет 0–15 м, и представлена она мергелями с редкими прослоями мела. В центральной части Ульяновско-Саратовского прогиба мощность толщи составляет 0–33 м, сложена она мелом, мергелями и глинами, с пятнами окремнения и кремнистыми желваками.

Характернейшим признаком свиты на северо-востоке прогиба являются устойчивые (10–25%) содержания цеолитов во всех литологических типах пород, слагающих свиту.

Сантонский ярус. Нижний подъярус. Кирзятская свита (K_2krz)

На северо-востоке Ульяновско-Саратовского прогиба площади развития сантонских и верхнемеловых отложений в целом совпадают. Залегают они с размывом на отложениях сурской свиты. Кроме приведенных для сурской свиты областей распространения, кирзятская свита слагает широкую водораздельную поверхность р.р. Тимерсян-

ка, Цильна и Большая Якла, где коньякские отложения не установлены, а сантонские залегают на размытой поверхности среднего альба (аловской толще). Сантонские отложения изучены в естественных и искусственных обнажениях — карьерах по добыче карбонатных пород у с.с. Городище, Тат. Шатрашаны, Тат. Бездна и др.

По стратиграфическому объему кирзятская свита, выделяемая на всей территории Ульяновско-Саратовского прогиба, соответствует раннесантонским моллюсковым зонам *Texanites texanus* / *Sphenoceras cardissoides* / *Belemnitella propinqua propinqua* и фораминиферовой зоне *Gavelinella infrasantonica*.

В строении кирзятской свиты отмечаются частые взаимные переходы мергельно-кремнистых, кремнисто-мергельных, мергельных, глинисто-мергельных и глинисто-кремнистых отложений. Разрезы сантона, вскрытые близрасположенными скважинами, зачастую литологически не коррелируют. Средний литофон кирзятской свиты следующий: мергели — 70%, опоки — 20%, глины — 10%. В подошве свиты (независимо от подстилающих образований) отмечаются зерна фосфоритов и рассеянный глауконитовый песчаный материал, свидетельствующий о локальном размыве (при залегании на сурской свите), либо о перерыве в осадконакоплении (при залегании на нижнемеловых образованиях). Характерной особенностью сантонских отложений является частая фациальная изменчивость даже в пределах небольшой по площади территории. Так, фациально отличается от приведенных выше типов отложений контур Татбезднинского месторождения карбонатных пород, где сантонские образования представлены известковыми мергелями.

На водораздельных поверхностях р.р. Цильна, и Большая Якла, Малая Цильна и Большая Карла сантонские отложения представлены преимущественно глинами светло-серыми, плотными сильно известковыми, цеолитистыми, мергелеподобными, часто переходящими в мергель серый, светло-серый, глинистый, опокovidный, участками переходящий в опоку серую, с темно-серыми пятнами, слабо известковистую.

На водоразделе р.р. Иниш и Болотная, левых притоков р. Бездна, кирзятская свита представлена опоками белыми, желтовато-белыми, известковистыми, крепкими, однородными, в подошве с прослоем песчаника серовато-белого, суборганогенного, глауконит-кальцитового, на глинисто-кремнистом цементе, с включениями халцедоноподобного материала, с песчаными зернами фосфоритов.

Карбонатные породы всех типов обычно «переполнены» обломками призматического слоя иноцерам, раковинным детритом. В основании свиты отмечаются гравийные зерна фосфоритов, в случае отсутствия сурской свиты — фосфоритовая галька.

Кирзятская свита макрофаунистически достаточно хорошо охарактеризована, в отличие от сурской свиты. Так, в Тат. Шатрашанском, Тат. Безднинском, Городищенском

карьерах по добыче верхнемеловых пород найдены двустворки *Sphenoceras cardisoides* (Goldf.), (в Тат. Безднинском карьере — гигантские формы размером до 0,8 м), *Mimachlamys cf. cretosa* (Defl.), *Oxytoma tenuicostata* (Roem.), *Syncyclonema orbiculare* Sowerby, *Coeloptychium subagaricoides* Sinz., белемниты *Belemnitella propinqua propinqua* (Mob.), подтверждающие раннесантонский возраст описываемых отложений.

Кроме того, в раннесантонских слоях на северо-востоке прогиба определены фораминиферы: *Gavelinella infrasantonica* (Balakhmatova), *G. costulata* Mjatl., *G. umbilicata* Mjatl., *G. kelleri* (Mjatl.), *Gyroidinoides tugidus* (Hag.), *Globorotalites michelinianus* Orb., *Eponides concinnus* Brotzen, *Stensioeina exculpta exculpta* (Reuss), *S. granulata perfecta* Koch, *Hedbergella holmdelensis* Douglas, *Heterohelix pseudotessera* (Cushman), *Cibicoides eriksdalensis* Brotz., *Marginotruncana paraventricosa* (Hofker), *Cibicides excavatus* Brotz., *Osangularia whitei* (Brotz.), *Praebulimina ventricosa* Brotz., *Spirolaculina cretacea* (Reuss), отвечающие фораминиферовой зоне *Gavelinella infrasantonica* и соответствующие зонам по моллюскам *Sphenoceras cardisoides* / *Belemnitella propinqua propinqua* нижнесантонского подъяруса.

Нижняя граница кирзятской свиты не всегда литологически четко выражена на участках, где она подстилается литологически сходными породами сурской свиты. В обнажениях и керне скважин она проводится по базальному слою с рассеянным песком и гравием фосфоритов в основании кирзятской свиты. Достоверно подошва свиты устанавливается по результатам биостратиграфического расчленения: по смене средне- и позднеконьякских комплексов моллюсков и фораминифер на раннесантонские. Верхняя граница достаточно уверенно проводится по подошве глауконит-кварцевых песков, залегающих в основании ардымской свиты верхнего кампана.

Мощность кирзятской свиты выдержана на всей территории Ульяновско-Саратовского прогиба: в западной подзоне достигает 35 м, в восточной — 37 м. На северо-востоке прогиба она составляет 29–32 м.

Отличительным признаком свиты является цеолитистость всех литологических типов пород, слагающих свиту.

Кампанский ярус. Верхний подъярус. Ардымская свита (K_2ar)

Согласно унифицированной стратиграфической схеме (см. табл. 5), на территории Ульяновско-Саратовского прогиба в составе кампанского яруса выделяются сенгилеевская и сливатская свиты. Стратиграфический объем сенгилеевской свиты включает моллюсковые лоны *Goniot euthis gracilis* / *Belemnellocamas mammillatus* и соответствующую

им верхнюю часть фораминиферовой зоны *Cibicidodes temirensis* нижнего кампана, моллюсковую лону *Hoplitoplacenticeras coesfeldiense* / *Belemnitella mucronata mucronata* и фораминиферовую зону *Brotzenella montereiensis* позднего кампана. Сливатская свита выделяется в объеме позднекампанской белемнитовой лоны *Belemnitella langei* и соответствующей ей фораминиферовой зоны *Globorotalites emdyensis*. На северо-востоке прогиба слои, содержащие раннекампанскую фауну, не установлены, а стратиграфический объем кампанских отложений охватывает 4 верхнекампанские зоны.

В объеме верхнего кампана мы, по рекомендации А.Г.Олферьева, выделяем не сливатскую свиту, представленную в основном мелом, а ардымскую свиту, распространенную на территории Муромско-Ломовского прогиба, северной части Саратовского Поволжья и Пензенском Поволжье и южной части Саратовского Поволжья, и представленную преимущественно опоками.

Отложения верхнего кампана имеют незначительное распространение на северо-востоке Ульяновско-Саратовского прогиба, закартированы на водоразделах рек Чилим и Большая Якла, Цильна и Большая Якла. Ардымская свита залегает со стратиграфическим перерывом на кирзятской свите нижнего сантона. Она слагает самые высокие участки водоразделов и перекрывается только элювиально-делювиальными и делювиальными четвертичными образованиями.

Свита представлена опоками беловато-светло-серыми, зеленовато-белыми, цеолитистыми, известковистыми, с редкими прослоями опок темно-серых, крепких, с обломками призматического слоя крупных иноцерам, с отпечатками окситом и других двустворок, с редкими стяжениями лимонита. Базальным горизонтом свиты являются глауконитово-кварцевые пески изумрудно-зеленовато-серого цвета, сильно глинистые, известковистые, с рассеянными гравийными зернами фосфоритов (мощностью до 1 м).

Максимальный разрез свиты (мощностью 10,9 м) вскрыт скв. 42 (2 км южнее с. Городище, у границы Татарстана с Ульяновской областью) при проведении ГСР-50 (Зорина и др., 1999). В интервале глубин 13,1–24,0 м на светло-серых опоквидных мергелях и известковистых опоках кирзятской свиты нижнего сантона залегают снизу вверх:

1. Песок зеленовато-серый, с изумрудным оттенком, глауконитовый, известковистый, тонко-мелкозернистый, неравномерно глинистый, с редким мелким гравием фосфоритов. Мощность 0,9 м.

2. Опока беловато-светло-серая, известковистая, цеолитистая, массивная, сильно трещиноватая, мелкооскольчатая, пятнами лимонитизированная, с прослоями опоки темно-серой, очень крепкой, с пятнами темно-серого окремнения, с редкими обломками раковин мелких пелеципод. Мощность 5,8 м.

3. Опока зеленовато-белая, с сероватым оттенком, известковистая, слабая, глинистая, цеолитистая, с редкими прослоями (мощностью до 10 см) опоки темно-серой, очень крепкой, с раковистой поверхностью скола, с обилием глауконитового песка, рассеянно-го по слою, с единичными стяжениями лимонита. Мощность 1,9 м.

4. Опока беловато-серая, известковистая, цеолитистая, крепкая, массивная, с крупными пятнами темно-серого окремнения, трещиноватая, с налетами окислов марганца по трещинам, с отпечатками окситом и других двустворок, с редкими стяжениями лимонита. Мощность 2,3 м.

Выше залегают четвертичные делювиальные глины серые, с зеленоватым оттенком, сильно известковистые, с обилием гравия, гальки, дресвы и песка карбонатных пород, на контакте с кампанскими опоками — со щебнем и дресвой опок серых, крепких.

Шурфом 6178, расположенным в 2,6 км юго-восточнее с. Новое Чекурское, или в 1,5 км восточнее скв. 42, вскрыт фаунистически охарактеризованный разрез верхнего кампана, имеющий следующее строение (сверху вниз):

1. Почвенно-растительный слой — чернозем. Мощность 0,3 м.

2. Суглинок светло-коричневый, сильно песчанистый, сильно известковистый. Мощность 0,3 м.

3. Песок светло-зеленый, глауконитовый, известковый, в подошве с редкой галькой фосфоритов (до 7 см в поперечнике), с пятнами ожелезнения, с обилием ростров белемнитов и раковин окситом. Мощность 0,8 м.

4. Опока серая, известковистая, с пятнами темно-серого окремнения, с гнездами и линзами глауконитового песка. Видимая мощность 0,1 м.

В слое 3, коррелирующем со слоем 1 приведенного выше разреза свиты по скв. 42, В.В.Силантьевым (Казанский университет) определен комплекс моллюсков: *Belemnitella mucronata mucronata* (Schloth.), *B. mucronata minor* Jeletzky, *B. langei* Schatsky, *Belemnella* sp., содержащий зональные виды *Belemnitella mucronata mucronata* (Schloth.) (лона *Hoplitoplacenticeras coesfeldiense* / *Belemnitella mucronata mucronata*) и *B. langei* Schatsky (лона *Belemnitella langei*), позволяющие датировать возраст слоя как позднекампанский. Слой 3, вероятно, имеет конденсированный генезис, так как включает руководящие виды 4 верхнекампанских зон.

Слой 4, очевидно, следует относить к кирзятской свите нижнего сантона.

Границы ардымской свиты литологически четкие. Подошва проводится по основанию глауконитово-кварцевых, известковистых песков с гравием фосфоритов, залегающих на глинисто-кремнисто-карбонатных отложениях кирзятской свиты нижнего сантона. Кровля — по контакту зеленовато-светло-серых верхнекампанских опок и покровных суглинисто-глинистых четвертичных образований.

Литологический состав верхнекампанских отложений к западу и югу от рассматриваемой территории существенно изменяется: опоки переходят в мел песчанистый, участками в мергель алевролитистый, в основании — песок или мергель глауконитовый с галькой и гравием фосфоритов.

Мощность сенгилеевской свиты в Ульяновско-Самарском Поволжье не превышает 13 м, в Саранском Поволжье увеличивается до 20 м. Мощность сливатской свиты изменяется от 17 м в восточной подзоне прогиба и до 2 м — в западной. Максимальная изученная мощность ардымской свиты, выделенной на северо-востоке Ульяновско-Саратовского прогиба, составляет 10,9 м.

Расчленение и корреляция разреза методом электронного парамагнитного резонанса

В виде эксперимента, с целью возможного появления дополнительных критериев, обосновывающих границы мезозойских толщ (свит), литологические различия между которыми выражены достаточно слабо, породы разреза были изучены методом ЭПР. Основными породообразующими компонентами пород являются минералы парамагнитной группы, а условия осадкообразования наложили на их кристаллическую структуру ряд особенностей, которые могут быть положены в основу при расчленении разреза и прослеживании стратонов по латерали.

По результатам ЭПР-анализа мезозойских разрезов, вскрытых скважинами 1, 2, 4, были установлены усредненные «парамагнитные характеристики» всех стратиграфических подразделений.

Численная величина ОПХ варьирует по разрезу от 3,1 (ардымская свита) до 17,0 (промзинская толща) (табл. 7). Этот разброс дает основание использовать ОПХ при стратиграфической корреляции, расчленении частных разрезов, представленных фрагментами литологически слабо расчленимых серий свит и толщ мезозойского разреза, а также при отнесении «слепого образца» к конкретной толще или свите.

В таблице 8 приведено сопоставление ОПХ разрезов опорных скважин и сводного мезозойского разреза.

По величине ОПХ четко отбиваются границы следующих стратонов: кирзятской (4,2) и сурской (8,4) свит, аловской (5,1) и зарыклейской (8,9) толщ, студенечкой (8,2) и ульяновской (15,9) толщ, хмелевской (11,6) и уренской (9,6) толщ, ундорской свиты (8,1) и промзинской (17,0) толщи, промзинской (17,0) и тразовской (13,7) толщ, доучаевской (16,2) и ужовской (10,1) толщ, ужовской (10,1) и лаишевской (6,2) толщ.

Таблица 7

Средневзвешенные значения интенсивностей парамагнитных меток и ОПХ мезозойских стратонов северо-востока УСП

Система	Отдел	Ярус	Свита, толщина	Кол-во проб	Средневзвешенные значения парамагнитных меток - коэффициентов формулы ОПХ							ОПХ min-max
					Mn ²⁺ в Clt	Fe ³⁺ стр.	Fe ³⁺ агр.	ОР в РОВ	E ₁ в кв.	ЭДЦ в Clt	Fe ³⁺ агр.(II)	
					A	B	C	D	E	F	G	
Меловая	Верхний	Кампанский	ардымская	2	1,2	0,3	1,1	0,0	0,0	0,6	0,0	<u>3,1</u> 2,7-3,6
		Сантонский	кирзятская	33	1,6	0,5	0,8	0,0	0,4	0,9	0,0	<u>4,2</u> 3,1-4,9
		Коньякский	сурская	10	4,6	0,5	1,0	0,0	1,1	1,2	0,0	<u>8,4</u> 5,3-10,1
	Нижний	Альбский	княжухинская	4	0,0	2,1	1,7	0,5	2,5	0,0	0,0	<u>6,8</u> 6,7-7,1
			аловская	25	0,0	1,8	1,1	0,8	1,4	0,0	0,0	<u>5,1</u> 4,6-5,7
		Аптский	зарыклеяская	45	0,0	2,4	1,2	3,3	2,0	0,0	0,0	<u>8,9</u> 7,2-10,6
			студенецкая	12	0,0	3,1	0,5	2,8	1,8	0,0	0,0	<u>8,2</u> 7,6-9,7
			ульяновская	4	8,6	2,4	1,5	2,2	1,2	0,0	0,0	<u>15,9</u> 9,8-35,4
			хмельёвская	18	0,0	2,3	0,9	6,0	2,3	0,0	0,1	<u>11,6</u> 10,8-12,4
		Барремский	уренская	76	0,7	2,3	0,9	3,8	1,8	0,0	0,1	<u>9,6</u> 9,2-10,4

Сис-тема	Отдел	Ярус	Свита, толща	Кол-во проб	Средневзвешенные значения парамагнитных меток - коэффициентов формулы ОПХ							ОПХ min-max
					Mn ²⁺ в Clt	Fe ³⁺ стр.	Fe ³⁺ агр.	ОР в РОВ	E ₁ в кв.	ЭДЦ в Clt	Fe ³⁺ агр.(II)	
					A	B	C	D	E	F	G	
Меловая	Нижний	Готеривский	климовская	63	0,0	2,7	1,1	3,0	3,0	0,0	0,0	<u>9,8</u> 9,2-11,0
			долгорещкая	2	0,0	1,7	1,6	1,2	2,9	0,0	0,0	<u>7,4</u> 4,6-10,1
		Берриасский	кашпирская	2	8,1	0,6	0,0	0,5	0,0	0,1	0,0	<u>9,3</u> 8,3-10,3
Юрская	Верхний	Титонский	ундорская	3	4,8	1,1	0,0	1,1	1,0	0,0	0,1	<u>8,1</u> 4,2-11,6
			промзинская	11	2,7	1,4	0,5	9,7	1,8	0,9	0,0	<u>17,0</u> 15,9-19,4
			тразовская	16	1,2	2,0	0,7	5,5	3,3	1,0	0,0	<u>13,7</u> 13,5-13,9
		Кимериджский	новиковская	52	2,3	2,2	1,0	4,0	2,9	1,3	0,0	<u>13,7</u> 13,3-13,9
	Средний	Келловейский	докучаевская	4	11,9	1,4	0,3	1,1	1,5	0,0	0,0	<u>16,2</u> 13,3-18,7
			ужовская	46	0,7	2,9	0,0	1,9	3,3	0,1	1,2	<u>10,1</u> 8,0-10,7
Батский		лаишевская	24	0,0	0,6	0,0	1,5	3,9	0,0	0,2	<u>6,2</u> 5,7-6,7	

Характер границ стратонов:



Достоверно проводится по значению ОПХ



Достоверно проводится по наполнению ОПХ парамагнитными метками



Не фиксируется методом ЭПР

Средние ОПХ литологических типов пород, мезозойских стратонев разрезов опорных скважин 1, 2, 4 и сводного мезозойского разреза северо-востока УСП

Свита, толща	Литологические разности	Средние ОПХ									
		Скв. 1			Скв. 2			Скв. 4			Сводный разрез min-max
		Кол-во проб	ОПХ пород	ОПХ толщ	Кол-во проб	ОПХ пород	ОПХ толщ	Кол-во проб	ОПХ пород	ОПХ толщ	
ардымская	опока	20	3,1	3,1							<u>3,1</u> 2,7-3,6
кирзятская	мергель	20	3,6	3,2	4	11,0	11,0				<u>4,2</u> 3,1-4,9
	опока	9	2,3								
сурская	мергель	7	4,8	4,8	3	16,8	16,8				<u>8,4</u> 5,3-10,1
княжухинская	глина				3	6,1	6,8				<u>6,8</u> 6,7-7,1
	песчаник				1	8,6					
аловская	глина	18	5,2	4,6	2	8,7	7				<u>5,1</u> 4,6-5,7
	алевр(ол)ит	3	2,6		2	4,4					
	песок	2	1,5								
зарыклейская	глина	30	9,4	8,9	4	9,7	9,7				<u>8,9</u> 7,2-10,6
	алевр(ол)ит	4	9,8								
	песок	7	6,3								
студенецкая	глина	10	8,1	8,1	2	8,8	8,8				<u>8,2</u> 7,6-9,7
ульяновская	глина	3	9,4	15,9							<u>15,9</u> 9,8-35,4
	мергель	1	35,4								
хмельёвская	глина	12	13,7	13,7	4	10,8	10,8	2	8,0	8,0	<u>11,6</u> 10,8-12,4
уренская	глина	57	10,8	10,8	5	9,1	9,1	4	9,0	12,3	<u>9,6</u> 9,2-10,4
	алевр(ол)ит	5	10,4								
	песок	2	4,2								
	мергель	2	18,8					1	25,3		
климовская	глина	52	9,7	9,7	5	11,0	11,0	5	10,8	10,8	<u>9,8</u> 9,2-11,0
долгорецкая	глина	1	10,1	7,4							<u>7,4</u> 4,6-10,1
	песок	1	4,6								
кашпирская	песчаник	2	9,3	9,3							<u>9,3</u> 8,3-10,3
ундорская	алевролит	1	8,6	8,1							<u>8,1</u> 4,2-11,6
	песчаник	2	7,9								
промзинская	глина			14,3	2	19,8	19,8	2	22,6	22,6	<u>17,0</u> 15,9-19,4
	алевролит	5	18,1								
	песчаник	2	4,9								
тразовская	глина			14,0	3	14,3	14,3	2	12,5	12,5	<u>13,7</u> 13,5-13,9
	мергель	11	14,0								
новиковская	глина	19	12,8	12,8	4	15,2	15,8	4	18,2	18,3	<u>13,7</u> 13,3-13,9
	мергель	23	12,8		1	18,0		1	18,5		
докучаевская	глина	1	28,1	18,4			17,9	1	9,4	9,4	<u>16,2</u> 13,3-18,7
	мергель	1	8,7		1	17,9					
ужовская	глина	25	8,0	9,2	3	13,1	13,3	5	22,9	22,9	<u>10,1</u> 8,0-10,7
	алевр(ол)ит	10	12,4		1	9,2					
	песок	1	8,4								
	мергель				1	18,2					
лаишевская	глина	10	3,8	4,2	3	9,0	7,4	3	14,2	12,4	<u>6,2</u> 5,7-6,7
	алевролит				1	3,3					
	песок	5	5,1		1	6,8		1	7,1		

Наиболее информативными характеристиками являются сами парамагнитные метки, наполняющие ОПХ. При близких значениях ОПХ граничащих стратонов (ардымской и кирзятской свит, сурской свиты и кнеяжухинской толщи, ульяновской и хмелевской толщ, уренской толщи и климовской свиты, долгорецкой и кашпирской толщ, кашпирской толщи и ундорской свиты, новиковской и докучаевской толщи), наполнение парамагнитными метками ОПХ этих стратонов существенно различается.

Среди границ приведенных выше стратонов две границы не имеют четких литологических критериев. Это граница климовской свиты и уренской толщи и граница ундорской свиты и кашпирской толщи. Уверенное проведение данных границ обеспечивается различным наполнением ОПХ этих стратонов парамагнитными метками.

ЭПР-формулы уренской толщи и подстилающей ее климовской свиты, имеющих очень сходный литологический состав (алевритистые глины и глины соответственно), выглядят следующим образом:

$$\text{ОПХ}_{ur} = 0,7(A)+2,3(B)+0,9(C)+3,8(B)+1,8(Y)+0,0(A)+0,1(\Pi) = 9,6;$$

$$\text{ОПХ}_{klm} = 0,0(A)+2,7(B)+1,1(C)+3,0(D)+3,0(E)+0,0(F)+0,0(G) = 9,8.$$

ОПХ уренской толщи, отличающейся в целом большей насыщенностью грубообломочным материалом, чем климовская свита, наполняется практически всеми метками, кроме ЭДЦ в Clt. Литологический состав климовской свиты более однородный — это почти «чистые», лишённые алевритово-песчаных прослоев, некарбонатные глины. Поэтому ОПХ подсвиты имеет менее сложное строение и суммируется из парамагнитных меток В, С, D и F.

ЭПР-формулы кашпирской толщи и ундорской свиты, граница между которыми проходит внутри пачки глауконит-кварцевых песков и песчаников с фосфатизированными ядрами бухий, можно представить следующим образом:

$$\text{ОПХ}_{ks} = 8,1(A)+0,6(B)+0,0(C)+0,5(D)+0,0(E)+0,1(F)+0,0(G)=9,3;$$

$$\text{ОПХ}_{ud} = 4,8(A)+1,1(B)+0,0(C)+1,1(D)+1,0(E)+0,0(F)+0,1(G)=8,1.$$

ОПХ кашпирской толщи наполняется метками А, В, D и F, а ОПХ ундорской свиты — метками А, В, D, E и G. Причем, значение метки А (Mn^{3+} в Clt) в ундорской свите почти в 2 раза меньше, чем в кашпирской толще, что объясняется меньшей карбонатностью пород свиты. Наполнение ОПХ свиты меткой E (E_1 в кварце) и ее отсутствие в ОПХ кашпирской толщи можно объяснить большим содержанием кварцевого материала в составе ундорской свиты, в отличие от перекрывающей кашпирской толщи.

Результаты ЭПР-расчленения мезозойского разреза северо-востока Ульяновско-Саратовского прогиба, увязанные с литобиостратиграфическими исследованиями, приведены на рисунке 5. Методом анализа ЭПР-данных достаточно уверенно проводятся гра-

ницы мезозойских стратонов, которые по литологическим признакам провести затруднительно: лаишевской и ужовской толщ (по различию ОПХ и наполнению парамагнитными метками), ундорской свиты и кашпирской толщи (по наполнению метками), климовской свиты и уренской толщи (по наполнению метками), уренской и хмелевской толщ (по различию ОПХ), зарыклейской и аловской толщ (по различию ОПХ), сурской и кирзятской свит (по различию ОПХ).

Таким образом, параметры, отражающие совокупность всех регистрируемых парамагнитных меток, составляющих ОПХ, наполнение ОПХ стратонов этими метками, являются характерным признаком, отличающим конкретные стратиграфические подразделения изученного мезозойского разреза друг от друга, что позволяет расчленять и коррелировать между собой частные разрезы [Зорина, Крутиков, 1999; Зорина, Крутиков и др., 2001]. Расчленение местного разреза методом ЭПР хорошо дополняет комплекс лито-, био- и магнитостратиграфии.

Комплексное расчленение мезозойского разреза

Результаты комплексного подхода к расчленению разреза мезозоя северо-востока Ульяновско-Саратовского прогиба показали, что геологические границы толщ (свит) достоверно проводятся по одному или группе методов (исключение — граница студенецкой и зарыклейской толщ) (табл. 9) [Зорина, 2003²].

Литостратиграфическим методом выделяются реперные стратоны-маркеры: доучаевская, промзинская, ульяновская и княжухинская толщи, а также границы: татарского яруса и лаишевской толщи, долгореецкой толщи и климовской свиты, кирзятской и ардымской свит.

Биозоны, выделенные в разрезе, обосновывают привязку свит к унифицированной схеме. Но, как было показано в предыдущих разделах, такое сопоставление удается провести далеко не для всех стратонов. Тем не менее, ряд границ проводится исключительно по результатам биостратиграфического расчленения. Это границы между новиковской и тразовской толщами, кашпирской и долгореецкой толщами. Ни одним другим из примененных методов эти границы не улавливаются.

Следует особо отметить относительно высокую результативность расчленения мезозойского разреза методом ЭПР. Этим методом устанавливаются большинство границ толщ в изученном разрезе.

Значимость метода ЭПР возрастает при необходимости корреляции частных разрезов (картировочных скважин, обнажений), представленных фрагментами литологически

Таблица 9

Характер границ мезозойских стратонов северо-востока УСП по результатам лито-, био-, магнитостратиграфического и ЭПР-расчленения

Сис-тема	От-дел	Ярус	Свита, толща	Методы расчленения			
				Литостра-тиграфич.	Биостра-тиграф.	Магнито-стратигр.	ЭПР
Меловая	Верхн.	Кампанский	<i>ардымская</i>				
		Сантонский	<i>кирзятская</i>				
		Коньякский	<i>сурская</i>				
	Нижний	Альбский	княжухинская				
			аловская				
		Аптский	зарыклейская				
			студенецкая				
			ульяновская				
			хмельёвская				
		Барремский	уренская				
		Готеривский	<i>климовская.</i>				
			<i>долгорецкая.</i>				
	Берриасский	кашпирская					
Юрская	Верхний	Титонский	<i>ундорская</i>				
			промзинская				
			тразовская				
	Кимериджский	новиковская					
	Средн.	Келловейский	докучаевская				
			ужовская				
Батский		лаишевская					

Границы стратонов:

 Достоверно установленные данным методом

 Не установленные данным методом

 Расчленение данным методом не проводилось

 Литогоризонты-маркёры

слабо расчленяемых толщ и свит, когда осуществить био- и магнитостратиграфическую привязку не представляется возможным. Применение ЭПР-метода отличается не только высокой достоверностью результатов, но дешевизной и экспрессностью выполнения.

Единственной хроностратиграфической границей, отвечающей международным требованиям, является баррем-аптская граница, обоснованная магнитостратиграфическим (палеомагнитным) методом.

ХРОНОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ РАЗРЕЗА СРЕДНЕЙ ЮРЫ — МЕЛА ОПОРНОЙ СКВАЖИНЫ 1

Как уже отмечалось в предыдущих разделах, скважина 1, глубиной 374,6 м, пробурена для изучения опорного разреза мезозоя при ГСР-50 на юго-западе Республики Татарстан (см. рис. 1).

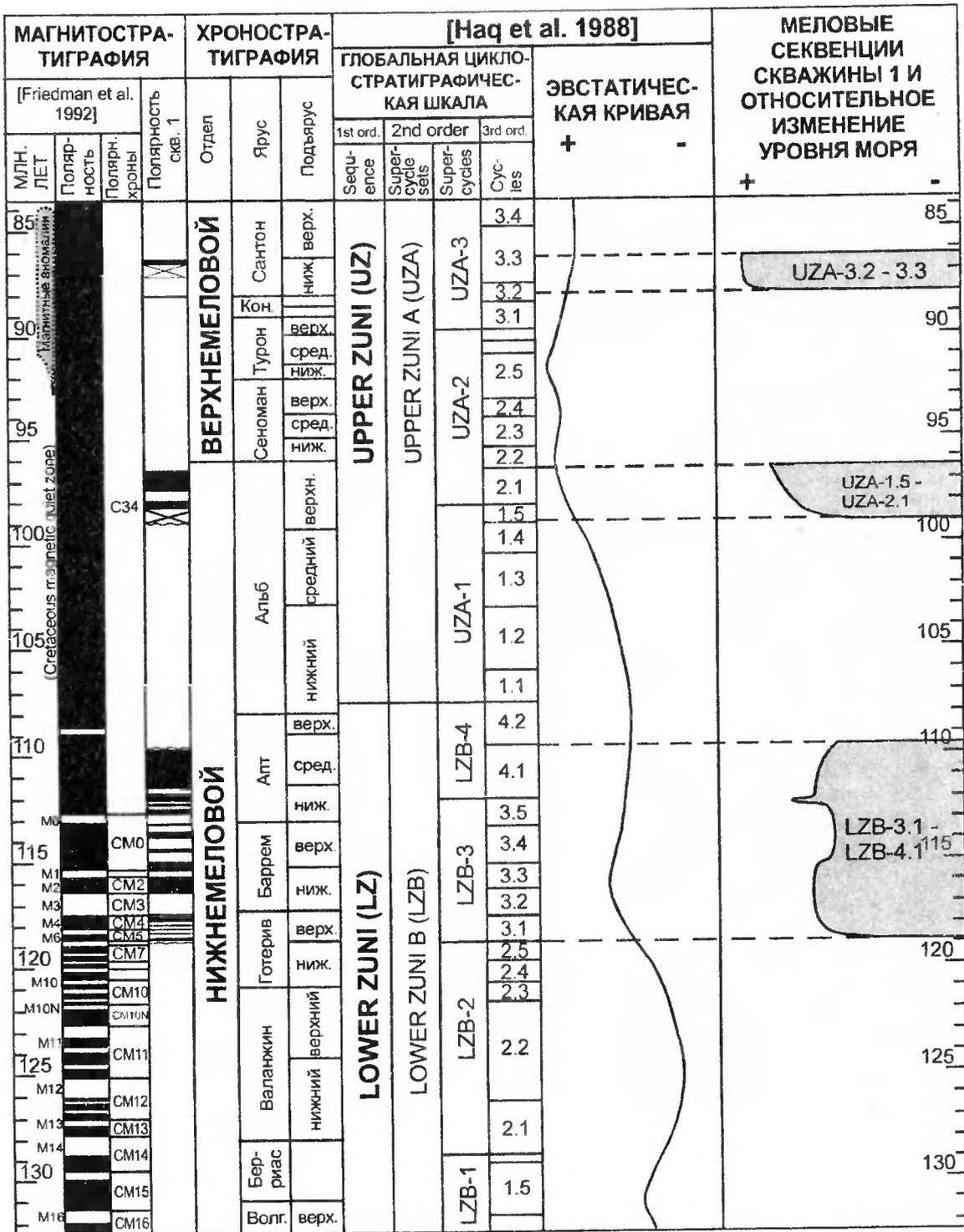
В разрезе средней юры — мела, вскрытом скв. 1, выделено 5 секвенций, состоящих из 21 пачки. При сопоставлении секвенций с подразделениями общей стратиграфической шкалы в качестве основополагающих методов применены био- и магнитостратиграфический (рис. 9). Проведено сопоставление секвенций с глобальной циклостратиграфической шкалой и эвстатической кривой, разработанной В.У. Наq et al. [1988], с одновременной привязкой палеомагнитных характеристик секвенций к магнитостратиграфической схеме юры — мела, опубликованной D.M. Friedman et al. [1992] и увязанной со шкалой Б.Хака (рис. 10, 11). Параллельно палеомагнитные и магнитные данные по скв. 1 сопоставлялись с последними разработками А.Ю.Гужикова [2004] — новой версией магнитостратиграфической шкалы, сводной палеомагнитной шкалой и шкалой магнитной зональности Русской плиты. В качестве геохронологической основы Д.Фридриманом с соавторами принята шкала, которая впоследствии стала Международной стратиграфической шкалой [International... 1998]. Данная шкала явилась основой для определения длительности этапов непрерывного осадконакопления и гиатусов. Относительное изменение уровня моря при формировании каждой секвенции оценено на основе вариаций литологического состава слагающих ее осадков. Анализ эвстатических флуктуаций от секвенции к секвенции проведен на основе данных о характере латерального распространения секвенций на северо-востоке Ульяновско-Саратовского прогиба и на востоке Восточно-Европейской платформы.

Особое внимание будет уделено событийным уровням, которым придается все большее значение в связи с новыми требованиями МКС — увеличением геохронологической точности проведения нижних границ подразделений Общей стратиграфической шкалы и подъярусных границ [Гужиков, 2004; Гужиков, Барабошкин, 2004; Зорина, 2005¹, 2005³].

Секвенция 1 (бат — средний келловей). Литостратиграфическое и зональное биостратиграфическое расчленение позволило зафиксировать стратиграфический объем секвенции в инт. 296,0–354,8 м (рис. 9).

Литологическое строение секвенции следующее:

Пачка 1. Инт. 347,2–354,8 м. Песок коричневатого-серый, мелкозернистый, кварцевый, с прослоями глин и желваками пирита. М. 7,6 м.



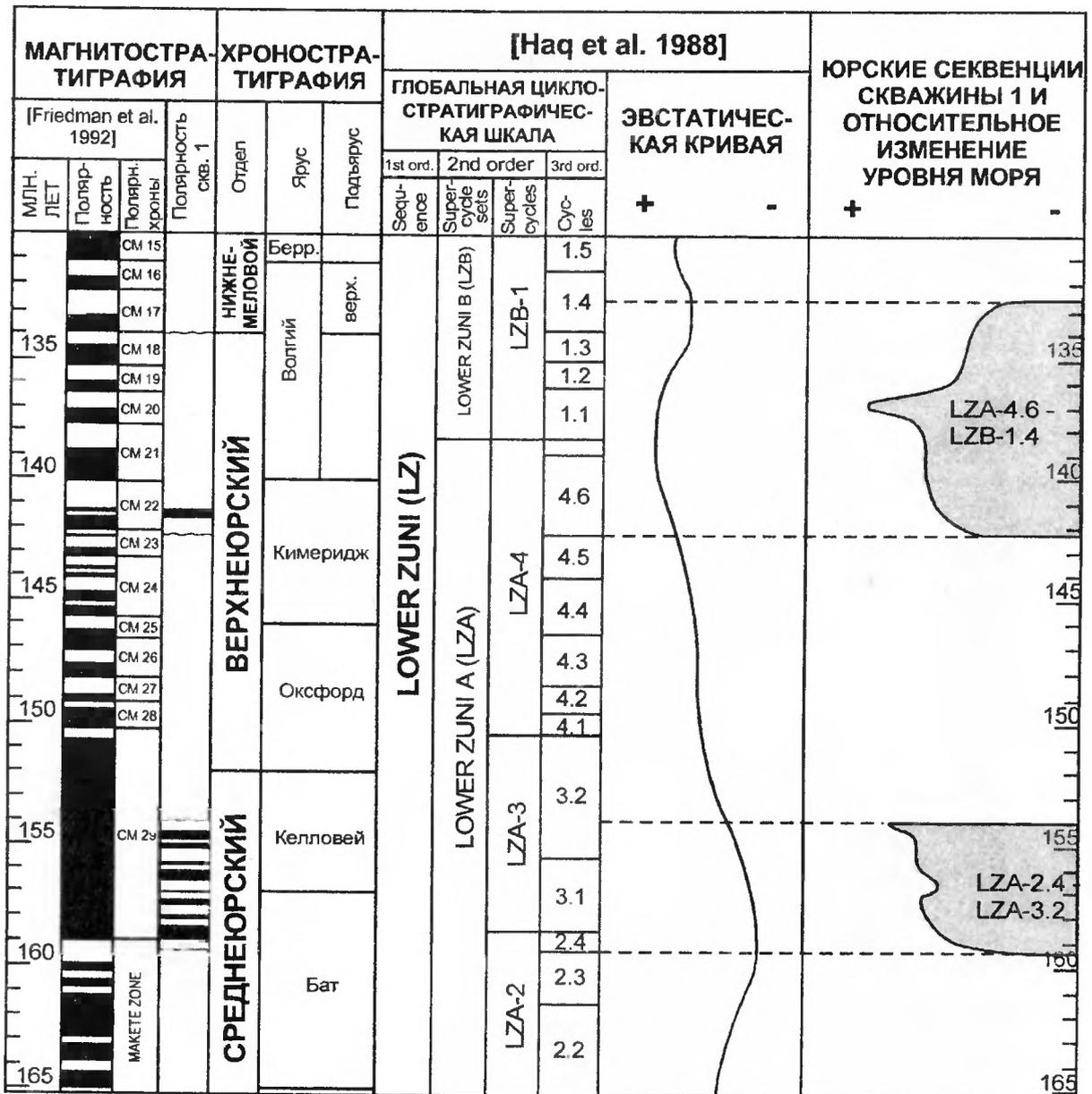


Рис. 11. Сопоставление магнитостратиграфических и секвенстратиграфических данных, полученных по юрским отложениям скважины 1, с данными, опубликованными Friedman et al. [1992] и Haq et al. [1988]:

1 — песчаники, алевролиты; 2 — глины; 3 — мергели; 4 — горючие сланцы; 5 — пластовые конкреции мергелей; 6 — опоки; 7 — номер пакки; 8 — прямая полярность; 9 — обратная полярность

Пачка 2. Инт. 334,8–347,2 м. Глина серая, безызвестковистая, каолинит-монтмориллонит-гидрослюдистая, линзовидно-микрослоистая, алевритистая и песчанистая, тонкоплитчатая. М. 12,4 м.

Пачка 3. Инт. 327,4–334,8 м. Алеврит серый, тонкозернистый, плагиоклаз-кварцевый, с прослоями глины и песка. М. 7,4 м.

Пачка 4. Инт. 297,4–327,4 м. Глина серая, безызвестковистая, каолинит-монтмориллонит-гидрослюдистая, с прослоями алеврита с обилием мелкозернистого пирита. М. 30,0 м.

Пачка 5. Инт. 296,0–297,4 м. Мергель желтовато-серый, известковый, оолитовый, загипсованный, с прослоями глины серой, безызвестковистой, оолитовой, сильно алевритистой. М. 1,4 м.

В пачке 2 выявлены батские споро-пыльцевые спектры [Диденко, Зорина, 2003²]: споры папоротниковидных: *Coniopteris* (42–63%), *Alsophila chetaensis*, *Cibotium corniculatum*, *Osmunda jurassica*, *Osmundes plicatus*; споры плауновидных (0,6–13%): *Licopodium subtrotundum*, *Silaginella* sp.; пыльца голосеменных (29,4%): *Podozamites*, *Protoabites*, *Pseudopinus*, *Picea*, *Podocarpus*, *Ginkgo*, *Bennettites*; в небольшом количестве — пыльца *Brachyphyllum*.

Отсутствие органических остатков в пачке 1 не позволило однозначно определить ее стратиграфическое положение. Учитывая довольно постепенный литологический переход между пачками 1 и 2 и отсутствие явных признаков размыва в кровле пачке 1, она условно отнесена к батскому ярусу, являясь базальным горизонтом секвенции 1 в разрезе рассматриваемой скважины.

Непрерывная последовательность аммонитовых зон установлена в пачках 4 и 5 в инт. 296,0–311,9 м, снизу вверх: в пачке 4 — *C. elatmae* (300,25–311,9 м), *S. calloviense* (298,1–300,25 м), в пачке 5 — *K. jason* (296,0–298,1 м). По фораминиферам выделены следующие стратоны в инт. 296,0–320,8 м: слои с *Astacolus* (313,2–320,8 м), зона *G. tatarensis* — *M. mjatliukae* (= *C. elatmae*, 300,25–313,2 м), слои с *L. tataricensis* (= *S. calloviense*, 297,4–300,25 м) и зона *L. cultratiformis* — *L. pseudocrassa* (= *K. jason*, 296,0–297,4 м).

Выявленная последовательность аммонитовых зон соотносится с нижним келловеем (*C. elatmae*, *S. calloviense*) — нижней частью среднего келловоя (*K. jason*) региональной стратиграфической схемы Русской платформы (1989, с дополнениями 1994), а фораминиферные зоны выделены Г.Н. Старцевой более детально, чем в принятой схеме, что позволило сопоставить их со стандартными аммонитовыми стратонами. Корреляционный потенциал такого сопоставления оказался достаточно высоким (см. рис. 9).

По результатам капаметрии пород секвенции 1 установлено, что интервал разреза 296–348 м является самым сильномагнитным в разрезе скв. 1 ($40\text{--}150 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ) [Балабанов, 2003; Зорина, 2003²], что согласуется с данными Молостовского и др. (1998, 1999, 2001, 2003), Гужикова и др. (2002), Гужикова [2004] о высоких концентрациях аллотигенного магнетита в батских отложениях Поволжья. В дополнение к выводам этих авторов следует отметить, что высокие значения магнитной восприимчивости характерны и для пород нижнего-среднего келловея. Оолитовая пачка 5, отнесенная по хроностратиграфическим данным к среднему келловею, характеризуется наибольшим процентным содержанием железистой фракции в шлихах. Детальное исследование оолитовой фракции из среднекелловейских отложений, составляющей свыше 30%, под рудным микроскопом и рентгеноструктурным анализом выявили, что центральная часть оолитов сложена, скорее всего, привнесенными зернами магнетита, а оболочка — чешуйчатыми образованиями гетита [Балабанов, 2004]. Молостовским и Гужиковым достаточно убедительно было показано, что поступление большого количества аллотигенного магнетита в бассейн седиментации связано с активной денудацией в среднеюрскую эпоху сильномагнитных кристаллических пород Воронежского массива [Гужиков, 2004]. Есть более ранние данные Н.С.Ильиной и Д.Л.Фрухт [1963] о внедрении в Городецко-Ковернинской тектонической зоне в «триас-юрское время» интрузий основных пород, магнитность которых составила 900 γ. Очевидно, что снос с обоих источников высокомагнитных пород активизировался одновременно, а бат-среднекелловейский стратиграфический интервал является ценным корреляционным уровнем с латерально устойчивыми высокими значениями магнитной восприимчивости пород.

Палеомагнитное строение секвенции характеризуется чередованием прямо- и обратнополярных субзон, что в целом коррелирует с бат-среднекелловейским интервалом сводной палеомагнитной шкалы Русской плиты [Гужиков, 2004]. В магнитостратиграфической шкале Д.Фридмана стратиграфическому положению секвенции соответствует интервал, включающий верхнюю часть обратнополярной субзоны в кровле знакопеременной зоны *makete* и нижнюю часть прямополярного хрона SM 29 (см. рис. 11).

Стратиграфический объем секвенции и положение ее в общей шкале в интервале бата-среднего келловея основывается на био- и магнитостратиграфических данных. Между тем, имеются доказательства возрастного скольжения терминальных горизонтов секвенции [Митта, 2004] в интервале среднего-позднего келловея даже в пределах одного обнажения. Оолитовая пачка прослеживается, по данным В.В. Митты [2001], и среди келловейских образований Западной Европы (во Франции, Швейцарии, Бельгии). Несомненно, она является проявлением субглобального средне-позднекелловейского собы-

тия, связанного с резким подъемом уровня моря и его стабилизацией не менее, чем на 0,3–0,5 млн. лет (см. рис. 11) (фаза *K. jason*). Повсеместная оолитовость в слоях этого времени связана с мощным размывом сильномагнитных кристаллических скандинавских, воронежских, городецко-ковернинских и др. высокомагнитных пород, обеспечивших поступление в бассейн седиментации значительное количество обломочного магнетита, подвергнувшегося затем процессам оолитизации.

Реконструкция относительного изменения уровня моря при накоплении секвенции 1 выглядит так (см. рис. 9): постепенный рост с нулевой отметки и стабилизация в батское время; резкое, но незначительное падение в начале раннего келловоя; восстановление позднебатского уровня в фазу *S. elatmae* с сохранением его стабильных значений в фазу *S. calloviense*; резкий подъем уровня с началом сренекелловейской фазы *K. jason*; далее в разрезе скв. 1 фиксируется начало гиатуса.

При корреляции секвенции 1 с глобальной циклостратиграфической шкалой Б.Хака [1988] выясняется, что секвенция 1 соответствует непрерывной последовательности циклов 3 порядка (от LZA-2,4 до конца первой четверти цикла LZA-3,2) во временном интервале 159,3–154 млн. лет (5,3 млн. лет) и отрезку эвстатической кривой от наименьших для средней юры — мела значений уровня моря (LZA-2.4) с дальнейшим постепенным ростом к LZA-3,2, в первой четверти которого прервалась геологическая летопись первого этапа накопления осадков, вскрытых скважиной 1 (см. рис. 11). Секвенция 1, таким образом, явилась последствием глобального подъема уровня моря, совпавшего с началом суперцикла 2 порядка LZA-1. В сопоставлении с хроностратиграфической шкалой это конец батского времени. Важнейшей межрегиональной особенностью секвенции 1, позволяющей идентифицировать ее как бат-среднекелловейский интервал общей шкалы, явилась высокая концентрация аллотитенного магнетита в породах. Заключительная фаза формирования секвенции, связанная с эвстатическим всплеском, привела к образованию событийного уровня — оолитовой пачки, прослеживание нижней границы которой при межбассейновой корреляции будет в большей степени соответствовать принципу синхронной корреляции, чем с использованием других био- или магнито-стратиграфических данных. Длительность гиатуса между 1 и 2 секвенциями составляет около 11,8 млн. лет (154–142,2 млн. лет).

Секвенция 2 (верхний кимеридж — верхний волгий) вскрыта в инт. 237,4–296,0 м. В ее разрезе выделены относительно монотонные литологические интервалы:

Пачка 6. Инт. 287,0–296,0 м. Глина серая, слабо известковистая, каолинит-монтмориллонит-гидрослюдистая, с микролинзами глины битуминозной, с пиритизированными ядрами моллюсков. М. 9,0 м.

Пачка 7. Инт. 255,0–287,0 м. Мергель светло-серый, известковый, сильно глинистый, с монтмориллонит-гидрослюдистой глинистой составляющей, участками слабо битуминозный, с прослоями глины, с пиритом, заполняющим ходы илоедов. М. 32,0 м.

Пачка 8. Инт. 245,0–255,0 м. Мергель серый, глинистый, известковый, ихнитовый, с обилием мелких стяжений пирита, с прослоями глины слабо битуминозной. М. 10,0 м.

Пачка 9. Инт. 239,1–245,0 м. Сланец зеленовато-серый, битуминозный, с прослоями песчаника и алевролита кварц-глауконитового, с кладбищами фауны и обилием пирита. М. 5,9 м.

Пачка 10. Инт. 238,0–239,1 м. Песчаник зеленовато-темно-серый, кварц-глауконитовый, на известково-фосфатном цементе с обилием аммонитов и пелеципод. М. 1,1 м.

Пачка 11. Инт. 237,4–238,1 м. Песчаник серовато-зеленый, полиминеральный, очень крепкий, с обилием аммонитов и пелеципод. М. 0,7 м.

Все пачки секвенции 2 содержат органические остатки, по которым выделена непрерывная последовательность региональных аммонитовых и фораминиферовых зон. К верхнему кимериджу по аммонитам отнесены пачки 6 и большая часть пачки 7 (258,0–287,0 м), охарактеризованные зонами: *A. acanthicum* (267,6–296,0 м, зона выделена по сопоставлению с разрезом у с. Городище Ульяновской области), *A. eudoxus* (260,2–267,6 м) и *A. autissiodorensis* (258,0–260,2 м); раннему волгию соответствует кровельная часть пачки 7 (255,0–258,0 м) и пачка 8, в которых выделены зоны *I. klimovi* (255,0–258,0 м) и *I. sokolovi* (245,0–255,0 м); зона *I. pseudoscythica* не установлена; к среднему волгию отнесены пачки 9 и 10, охарактеризованные зонами *D. panderi* (239,1–245,0 м) и *V. virgatus* (238,0–239,1 м) соответственно; региональные зоны *Epirvirgatites nikitini* и *Paracraspedites oppressus* не установлены; верхнему волгию соответствует пачка 11, включающая зоны *K. fulgens* (237,7–238,0 м) и *C. subditus* (237,4–237,7 м).

По фораминиферам последовательность стратонов следующая. Пачки 6–7 по стратиграфическому объему занимают зону *P. pseudorjasanensis* — *H. monstratus*. По схеме, предложенной Г.Н.Старцевой в 1986 г. («Юрские отложения Русской платформы»), в разрезе секвенции 2 могут быть выделены биостратоны подзонального уровня: п/зона *E. tataricensis* (= *A. acanthicum*, 276,0–296,0 м), п/зона *M. mjatliukaе* размыта; п/зона *P. pseudorjasanensis* — *H. monstratus* s.str. (=, 258,0–276,0 м), п/зона *E. alveolata* — *E. praereticulata* (= *A. autissiodorensis*, 255,0–258,0 м). Пачка 8 почти целиком отнесена к зоне *P. bieleckae* — *V. kirillae* нижнего подъяруса волжского яруса, к п/зоне *E. gorodistchensis* (= *I. sokolovi*, 246,5–255,0 м); зона *M. kasahstanica*-*L. undorica*, соответствующая аммонитовой зоне *I. pseudoscythica*, не установлена. Кровельная часть пачки 8 (245,0–

246,5 м) и пачка 9 принадлежат зоне *L. infravolgaensis* — *S. pravoslavlevi* (= *D. panderi*, 238,5–246,5 м). В пачках 10 и 11 микрофауны не обнаружено.

Сопоставление аммонитовых и фораминиферовых стратонев (см. рис. 9) показывает, что границы биозон, которые должны соответствовать друг другу согласно региональной стратиграфической шкале, находятся на разных уровнях разреза в скв. 1. Так, подзональное расчленение верхнекимериджского подъяруса не оправдывает себя, так как нижняя граница п/зоны *P. pseudorjasanensis* — *H. monstratus* находится на 8,4 м ниже соответствующей ей нижней границы зоны *A. eudoxus*. Фораминиферовая граница кимериджа — волгия смещена вверх относительно аммонитовой границы на целую п/зону *E. alveolata* — *E. praereticulata*. Корреляция волжских биозон является во многом более уверенной за счет того, что зона *D. panderi* и соответствующая ей *L. infravolgaensis* — *S. pravoslavlevi* соотнесены с событийным средневожским уровнем битуминозных сланцев, обладающим высоким потенциалом изохронной корреляции на Русской плите. Пачка 9 прослеживается во всех структурно-геологических зонах и подзонах востока платформы. Примечательно, что не удалось зафиксировать ряд региональных биозон: *I. pseudoscythica* (= *M. kasahstanica* — *L. undorica*) нижнего волгия, *E. nikitini* и *P. ogressus* (= *S. rhabdogonioides* — *L. oligostegia*) среднего волгия.

Аммонитовые зоны, выявленные в средне-верхневожских песчаниках пачек 10 и 11, сохранившихся от размыва на локальном участке на северо-востоке Ульяновско-Саратовского прогиба, завершают зональную последовательность секвенции 2. Терминальным стратоном секвенции является верхневожская зона *C. subditus*, выше которой в разрезе зафиксирован гиатус.

Результаты магнитостратиграфического расчленения также не дают однозначной увязки всех выделенных пачек с региональной шкалой. Каппаметрия показала низкие значения магнитной восприимчивости пород ($5\text{--}20 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ) равномерно по всей секвенции (рис. 9). Лишь в интервале 239–241 м, соответствующем событийной пачке 9, отмечено резкое, но незначительное увеличение значений каппа до $34 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Скачкообразный прирост магнитной восприимчивости внутри сланцевой толщи Поволжья отмечен также А.Ю.Гужиковым [2004] и связывается с резким увеличением концентрации аутигенного пирита.

Палеомагнитный разрез секвенции представлен единой субзоной обратной полярности с одной маломощной прямополярной субзоной в интервале 279–281 м (пачка 7), которая, вероятно, является аналогом нижней — прямополярной части хрона СМ 22 во временном интервале 141,7–141,2 млн. лет магнитостратиграфической шкалы Д.Фридмана

[1992] (см. рис. 11). Сопоставление с палеомагнитной шкалой Русской плиты [Гужиков, 2004] или общей магнитостратиграфической шкалой [Дополнение..., 2000] не удается.

Хроно- и магнитостратиграфическое расчленение определяет границы секвенции 2 в верхнекимеридж-верхневолжском интервале общей шкалы. Сопоставление секвенции с глобальной циклостратиграфической шкалой Хака (см. рис. 11) позволяет скоррелировать нижнюю границу с началом цикла 3-го порядка LZA-4,6, верхнюю — со средней частью цикла LZB-1,4. Продолжительность осадконакопления составила 9,7 млн. лет (142,2–132,5 млн. лет). Относительное изменение уровня моря, реконструированное по разрезу секвенции, не диссонирует с эвстатической кривой Хака. Начало накопления осадков секвенции, связанное с позднекимериджской фазой *A. acanthicum*, совпадает с участком наиболее интенсивного роста уровня моря в средне-позднеюрском геохронологическом интервале. Эвстатический максимум, зафиксированный битуминозной пачкой 9, отвечает участку глобальной кривой с наиболее высоким стоянием моря (средняя часть цикла LZB-1,1), после которого началось его стремительное падение, продолжавшееся до конца юрского периода. Следует констатировать, что секвенция 2, как и секвенция 1, сформировалась под влиянием глобальных изменений уровня моря. В ее состав входит событийный «черносланцевый эпизод» (пачка 9), образовавшийся в результате быстрой трансгрессии и развития аноксигенной обстановки в бассейне седиментации [Гужиков, 2004]. Сероводородное заражение привело к массовой гибели биоты и образованию повышенных концентраций аутигенного пирита, которые были выявлены каппаметрией. В магнитостратиграфической схеме Д.Фридмана битуминозной пачке соответствует обратнополярная субзона хрона SM 20 длительностью 1,5 млн. лет (137,5–136 млн. лет). Нижняя граница секвенции и нижняя граница пачки 9 отражают особенно мощные эвстатические сигналы, они сформировались значительно быстрее, чем остальные границы, выделенные в разрезе скв. 1 методами хроностратиграфии, поэтому могут и должны быть использованы при внутри- и межбассейновых изохронных корреляциях. С окончанием поздневолжской фазы *C. subditus* завершился 2 этап и начался самый длительный в геологической истории формирования мезозойского разреза, вскрытого скв. 1, гиатус, который продолжался 13,7 млн. лет (132,5–118,8 млн. лет).

Секвенция 3 (верхний готерив — средний ант) установлена в инт. 59,0–237,4 м. В ее разрезе выделены литологические интервалы:

Пачка 12. Инт. 236,4–237,4 м. Песок серо-зеленый, полиминеральный, с гальками фосфоритов, с прослоями фосфоритового конгломерата и глины, с обилием глауконита. М. 1,0 м.

Пачка 13. Инт. 186,0–236,4 м. Глина серая, безызвестковистая, каолинит-монтмориллонит-гидрослюдистая, неравномерно алевритистая, с единичными пластовыми конкрециями алевролита известковистого, с крупными желваками пирита, с обломками раковин моллюсков. М. 50,4 м.

Пачка 14. Инт. 177,0–186,0 м. Алевролит зеленовато-темно-серый, полевошпат-глауконит-кварцевый, слабо битуминозный, с прослоями глины серой, песчанистой, с гнездами пирита. М. 9,0 м.

Пачка 15. Инт. 120,0–177,0 м. Глина серая, со слабым коричневатым оттенком, безызвестковистая, преимущественно гидрослюдисто-монтмориллонитовая, сильно алевритистая и песчанистая, участками переслаивающаяся с алевритом и песком зеленовато-серым, глауконит-кварцевым, с редкими пластовыми конкрециями мергелей известковых, с обломками раковин моллюсков. М. 57,0 м.

Пачка 16. Инт. 108,4–120,0 м. Глина серая, безызвестковистая, неравномерно алевритистая, с обилием желваков пирита. М. 11,6 м.

Пачка 17. Инт. 104,4–108,4 м. Глина коричневатая-серая, битуминозная, слабо известковистая, алевритовая, сланцеватая, тонкоплитчатая, с пластовой конкрецией мергеля известкового, с кладбищами фауны и пиритом. М. 4,0 м.

Пачка 18. Инт. 92,5–104,4 м. Глина темно-серая, безызвестковистая, каолинит-монтмориллонит-гидрослюдистая, неравномерно алевритистая, микрослоистая, с обилием пирита, пеллеципод, лингул, ходов илоедов. М. 9,2 м.

Пачка 19. Инт. 59,0–92,5 м. Глина серая, безызвестковистая, гидрослюдисто-монтмориллонитовая, неравномерно алевритистая и песчанистая, в подошве с прослоем песка кварцевого, гравелистого, в верхней части с многочисленными прослоями песка серовато-зеленого, глауконит-кварцевого, с гравелистыми, хорошо окатанными зернами прозрачного кварца. М. 33,5 м.

Пачки секвенции 3 охарактеризованы аммонитами не столь детально, как в секвенциях 1 и 2, ряд биостратонов выделен по сопоставлению с большинством подобных разрезов Поволжья. По аммонитам зональное расчленение выглядит так (см. рис. 9). Верхнеготеривские зоны выделены в инт. 186,0–237,4 м: *S. versicolor* (231,8–237,4 м — пачка 12 и основание пачки 13), *S. decheni* (217,6–238,1 м — нижняя половина пачки 13) и *S. discofalcatus* (186,0–217,6 м — верхняя часть пачки 13); инт. 177,0–186,0 м (пачка 14) скоррелирован с аналогичными отложениями, развитыми в Ульяновско-Саратовском прогибе, и условно отнесены к барремскому ярусу, зоне *Oxyteuthis jasykowi* региональной схемы Восточно-Европейской платформы. Нижнеаптские зоны *Matheronites ridzewskyi* и *Deshayesites weissii* в разрезе скв. 1 не установлены. Нижнеаптская зона

D. deshayesi выделена в инт. 102,0–177,0 м (пачки 15, 16, 17 и основание пачки 18) по находкам *Sanmartinoceras (Sinzovia) luppovie* I.Sasonova — 4 экз. на глубине 174,5 м, *Sanmartinoceras (Sinzovia) sp.* — на глубине 167,3 м и *Sanmartinoceras (Sinzovia) trautscholdi (Sinzow)* — на глубине 107,6 м.

По фораминиферам верхний готерив представлен стратонами, которые с достаточной степенью точности сопоставляются с аммонитовыми зонами: зона *C. infracretaceus* — *T. gyroidiniformis* (= *S. versicolor*, 231,8–237,4 м), зона *M. comma* — *Q. micra* (= *S. decheni*, 217,6–231,8 м), слои со *S. parvula* (= *C. discofalcatus*, 186,0–217,6 м). Последние выделены условно по следующим причинам: во-первых, не найден зональный вид, а по комплексу фораминифер эти слои уверенно выделяются только в инт. 201–216 м; во-вторых, в верхней части слоев найден в приличном количестве вид *Lamarckina membranacea* Ant. (впервые в практике Г.Н.Старцевой), описанный З.А.Антоновой из слоев с *C. f.discofalcatus* Lah. Северо-Западного Кавказа. Интервал глубин 120,0–186,0 м охарактеризован фораминиферами баррема, к которому отнесены две зоны: нижнебарремская *M. mjatliukaе* (177,6–186,0 м) и верхнебарремская *C. barremicus* — *G. sokolovae* (120,0–177,6 м). Зона *B. humilis* — *G. infracomplanata*, начинающая разрез нижнего апта в региональной стратиграфической схеме, в скв. 1 не установлена. Нижний апт представлен зоной *M. aptiensis* — *E. aptiensis* (= *D. deshayesi*, 95,2–120,0 м), средний апт — зоной *R. dampelae* — *G. aptiensis* (= *E. tschernyschewi*, 59,0–95,2 м).

Сопоставление аммонитовых и фораминиферовых стратонов удается провести только для верхнего готерива, в пределах которого четко коррелируют все три биозоны. Мощность барремской части разреза, выделенная по аммонитам, оказалась на 57 м меньше суммарной мощности барремских фораминиферовых зон, и составила 9,0 м, тогда как по региональной стратиграфической схеме Ульяновско-Самарского Поволжья она должна варьировать, опять же на основе аммонитового расчленения, в пределах 23–46 м. Мощность раннеаптской зоны *D. deshayesi*, составившая 74,2 м, напротив, значительно превышает средние региональные значения, составляющие 25–45 м. Данное несоответствие границ означает, что биостратиграфический критерий не может быть использован для проведения баррем-аптской границы.

В палеомагнитном разрезе секвенции идентифицированы полярные хроны [Friedman et al. 1992] CM5-CM1 и основание прямополярного хрона C34, соответствующего по шкале магнитных аномалий Cretaceous magnetic quiet zone (см. рис. 9).

Готерив-барремская граница, обоснованная биостратиграфическими данными, достаточно однозначно проведена на глубине 186,0 м. В палеомагнитном разрезе этот рубеж расположен в 1 м выше подошвы обратнополярной субзоны — вероятного аналога

хрона СМЗ (магнитной аномалии МЗ). Такое положение границы готерива и баррема полностью согласуется с магнитостратиграфической схемой Д.Фридмана (см. рис. 10) и магнитохронологической калибровкой зональной шкалы готерива-баррема Среднего Поволжья А.Ю.Гужикова [2004].

Поскольку оказалось невозможным использовать биостратиграфические данные для проведения подъярусной границы баррема, она проводится по сопоставлению палеомагнитного разреза скв. 1 со схемой Д.Фридмана (см. рис. 9, 10). Согласно последней, данная граница проходит в основании хрона СМ1 (магнитной аномалии М1). В скважине 1 с хроном СМ1 идентифицируется маломощная обратнополярная субзона, выделенная в инт. 149–151 м, что обосновывает проведение подъярусной границы баррема на глубине 149 м.

Согласно рекомендациям Международной комиссии по стратиграфии, граница апта — баррема должна быть проведена по результатам магнитостратиграфического расчленения в основании аномалии М0 (см. рис. 10). В палеомагнитном разрезе скв. 1 аномалия М0 охватывает интервал 113–124 м и параллелизуется с обратнополярной субзоной в кровле хрона СМ0 магнитостратиграфической схемы Д.Фридмана [1992], что не противоречит новой версии магнитостратиграфической шкалы А.Ю.Гужикова [2004]. Граница апта и баррема, таким образом, в скважине 1 проведена только по палеомагнитным данным на глубине 124 м. При этом мощности ярусов будут согласованы с региональной стратиграфической схемой. Но стратиграфическое положение выделенных биозон не укладываются ни в одну из стратиграфических схем — как унифицированных, так и разработанных в дальнейшем Е.Ю.Барабошкиным [2001].

Граница нижнего и среднего апта в разрезе скв. 1 проведена условно в основании среднеаптской фораминиферовой зоны *R. dampelae* — *G. aptiensis* на глубине 95,2 м; магнитостратиграфическая основа для ее проведения пока отсутствует (в схеме Д.Фридмана принято двучленное деление апта).

Замеры магнитной восприимчивости показали низкую магнитность верхнеготеривских пород ($20\text{--}30 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, 186,0–237,4 м), высокую магнитность барремских пород (до $100\text{--}150 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, 124–186,0 м) (см. рис. 9). При общем высоком фоне магнитной восприимчивости на кривой каппа выделяется интервал с особенно высокими значениями (120–133 м). А.Ю.Гужиков [2004] также обнаруживает повышенную магнитность барремских пород, которую он связывает с обогащением пород обломочным магнетитом в связи с усилением размыва высокомагнитных кристаллических пород. В части разреза, отнесенной к нижнему-среднему апту, значения каппа варьируют от 15 до $75 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Причем, в инт. 121–124 м магнитность пород особенно высокая (40–

$75 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ), как в подстилающих высокомагнитных барремских образованиях. Выше по разрезу магнитность пород резко падает и варьирует до самой кровли секвенции (59,0 м) от 15 до $40 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Пикообразный всплеск магнитной восприимчивости ($60 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ) на фоне вышеприведенных низких значений отмечен на глубине 79,0 м в части разреза, отнесенной к среднему апту.

При сопоставлении с глобальной циклостратиграфической шкалой Хака (см. рис. 10) секвенция 3 достаточно уверенно коррелируется с суперциклом 2 порядка LZB-3 и перекрывающим его циклом 3 порядка LZB-1,4, накопление которых охватывает, согласно Международной стратиграфической шкале [International... 1998], временной интервал 109,7–118,9 млн. лет. Кривая относительного изменения уровня моря, реконструированная по секвенции 3, в целом параллелизуется с участком эвстатической кривой Хака, соответствующим последовательности циклов LZB-3,1 – LZB-4,1. Верхнеготеривской части разреза секвенции, по-видимому, соответствовал более высокий уровень моря, чем барремской и нижне-среднеаптской, хотя на кривой Хака эвстатический максимум приходится на границу циклов LZB-3,2 и LZB-3,3, с которой сопоставляется подошва нижнего баррема. Дальнейшее плавное падение уровня моря до конца цикла LZB-4,1 фиксируется как в глобальном плане, так и для секвенции 3. Важнейшим эвстатическим событием явилась раннеаптская трансгрессия, с которой многими исследователями [Гаврилов и др., 2001; Гужиков, 2004] связывается глобальное океанское аноксическое событие ОАЕ-1а, длительностью предположительно 0,3 млн. лет, последствием которого явилось накопление битуминозной пачки 17 с кладбищами фауны. Общая продолжительность накопления осадков секвенции 3 составила 9,2 млн. лет. Доминирование эпейрогении и других процессов, способствующих прекращению осадконакопления или размыву накопленного осадка, привело к возникновению гиатуса длительностью 10,7 млн. лет, во временном интервале 99–109,7 млн. лет.

Секвенция 4 (средний (?) альб) вскрыта в инт. 40,4–59,0 м. В ее разрезе выделяется одна литологическая пачка.

Пачка 20. Инт. 40,4–59,0 м. Глина темно-серая, безызвестковистая, гидрослюдисто-монтмориллонитовая, неравномерно алевритистая, линзовидно-микрослоистая, загипсованная, в подошве с прослоем алевролита глауконит-полевошпат-кварцевого и песка глауконит-кварцевого, микрослоистого. М. 18,6 м.

Пачка охарактеризована комплексом фораминифер среднеальбской зоны *D. gradata* — *E. albensis*. Макрофауна не обнаружена.

Картина магнитной зональности секвенции 4 (две прямополярные субзоны, разделенные обратнополярной) не позволяет провести сопоставление с альбским интервалом

магнитостратиграфической схемы Д.Фридмана. Данный интервал соответствует мало-мощному участку прямополярного хрона С34 (апт-сантон). Длительность последнего оценивается Д.Фридманом в 29 млн. лет. В магнитостратиграфической шкале Русской плиты А.Ю.Гужикова [2004] данные по среднему альбу отсутствуют, но приведенный этим автором палеомагнитный разрез для верхнего альба практически идентичен характеру палеомагнитной зональности секвенции 4.

Магнитность пород пачки 20 низкая ($5-25 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ). Рассматриваемый интервал разреза отчетливо проявлен на кривой каппа достаточно резким уменьшением магнитной восприимчивости по сравнению с подстилающими породами пачки 19, отнесенными к среднему апту.

Учитывая появление неоспоримых фактов снижения достоверности биостратиграфических датировок, предпочтение в сопоставлении пачки 20 с подразделениями общей шкалы отдано магнитостратиграфическому методу. Пачка 20 скв. 1 отнесена, таким образом, к верхнему подъярису альба, следовательно, фораминиферовая зона *D. gradata* — *E. albensis* испытывает возрастную неустойчивость своей нижней границы, составляющую 4 млн. лет.

В глобальной циклостратиграфической шкале Хака секвенция 4 коррелирует с заключительной фазой суперцикла UZA-1 (циклом 3 порядка UZA-1,5) и началом суперцикла UZA-2 (циклом 3 порядка UZA-2,1). Данной последовательности циклов отвечает рост глобальной эвстатической кривой до максимальных в раннем мелу значений (цикл UZA-2,1). При формировании секвенции 4 устанавливается повышение уровня моря, синхронное глобальному. Длительность геологической истории 4 этапа формирования разреза, вскрытого скв. 1, оценивается, согласно глобальным данным Д.Фридмана и Хака, в 2,6 млн. лет во временном промежутке 96,4–99 млн. лет. Последующий за этим гиатус зафиксирован в интервале геохронологической шкалы 88–96,4 млн. лет (8,4 млн. лет).

Секвенция 5 (нижний сантон) установлена в инт. 2,0–40,4 м. Разрез секвенции представлен одной пачкой.

Пачка 21. Инт. 2,0–40,4 м. Мергель желтовато-светло-серый, неравномерно глинистый, с обломками призматического слоя и раковин иноцерам, в подошве песчанистый, с рассеянными фосфоритовыми зёрнами, в верхней половине разреза с прослоями опоки серой, пятнистой, крепкой. М. 38,4 м.

В пачке 21 (2,0–40,4 м) выделена фораминиферовая зона *G. infrasantonica* (= *S. cardisoides*), соответствующая нижнесантонскому подъярису. Вид-индекс *Gavelinella infrasantonica* в массовом количестве встречен лишь в двух образцах, в остальных слу-

чаях определены единичные экземпляры. В случае отсутствия вида-индекса возраст вмещающих пород определяется по диагностирующим видам: *Cibicidoides eriksdalensis* (Brotz.), *Praebulimina ventricosa* (Brotz.), *Eponides concinnus* Brotz., *Stensioina exsculpta* (Reuss), *Neoflabellina rugosa* (Orb.), *Valvulineria mariei* Vass. Кроме того, в комплексе встречены: *Gavelinella thalmani* (Brotz.), *Cibicides excavatus* Brotz., *Globorofalites michelinianus* (Orb.), *Gyroidinoides turgidus* (Hag.), *G.obliquaseptatus* (Mjatl.), *Osangularia whitei* (Brotz.), *Valvulineria laevis* (Brotz.), *Sitella carseyae* (Plumm.), *S.gracilis* (Vass.), *S.angusta* (Wolosch.), *Spiroculina cretacea* (Reuss), *Bolivinita eleyi* Cushm., а также планктонные фораминиферы: *Globotruncana lapparenti* Brotz., *G.marginata* (Reuss), *G.globigerinoides* (Marie).

Палеомагнитными исследованиями установлен следующий характер магнитоплярной зональности пород секвенции 5 (см. рис. 9): в инт. 38–40,4 м — субзона прямой полярности, в инт. 20,0–38 м — обратнополярная субзона, инт. 9–20 м остался неохарактеризованным, в инт. 2–9 м выделена субзона прямой полярности. Выделенная последовательность субзон может быть скоррелирована с интервалом Сводной палеомагнитной шкалы А.Ю.Гужикова [2004], соответствующим нижнему сантону. В магнитостратиграфической схеме Д.Фридмана данный хроностратиграфический интервал отвечает участку кровельной части прямополярного хрона С34, соответствующему, по принятой в настоящей работе хронологической шкале, длительности в 2,8 млн. лет (86,2–88 млн. лет).

По шкале Хака секвенции 5 соответствует интервал с середины цикла UZA-3,2 до середины следующего цикла UZA-3,3 (см. рис. 10) и падение уровня моря по глобальной эвстатической кривой, тогда как при формировании секвенции 5 реконструируется рост уровня моря. Сопоставив, с некоторой условностью, секвенцию 5 с нижним сантоном, и, учитывая данные об отчетливо трансгрессивном налегании на северо-востоке Ульяновско-Саратовского прогиба [Диденко, Зорина, 2003¹] этих отложений на альбские и даже аптские, делается вывод о более высоком уровне моря в раннем сантоне, чем в позднем альбе и среднем апте. Секвенция 5 коррелирует с глобальными данными Д.Фридмана и Хака наименее уверенно, в отличие от более ранних секвенций, в силу отсутствия однозначной увязки магнитостратиграфических и хроностратиграфических данных и, соответственно, — циклостратиграфических.

ВАЖНЕЙШИЕ ЭВСТАТИЧЕСКИЕ, ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИЕ И БИОТИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ В МЕЗОЗОЙСКОЙ ИСТОРИИ ВОСТОКА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

При рассмотрении вопроса событийности, в частности мезозойских отложений Восточно-Европейской платформы, следует, прежде всего, остановиться на ранжировании событий.

Крупнейшие мезозойские стратоны рассматриваемой территории — секвенции — были сформированы под действием глобальных эвстатических событий I порядка. Границы свит, входящих в состав секвенций, обусловлены эвстатическими, палеоклиматическими, гидродинамическими и многими другими событиями, объединенными в категорию II порядка. Границы слоев внутри свит связаны с многофакторными событиями более высоких порядков.

Такому же ранжированию подлежат и гиатусы, разделяющие секвенции, свиты и слои. В идеале, в строении классической секвенции (по Митчеллу) выделяется несколько системных трактов. Но под воздействием целого ряда событий, приводящих к появлению гиатусов, исследователю остается для изучения только часть секвенции. Однозначно ответить на вопрос, по какой из причин разрез секвенции редуцирован, нельзя в силу их большого разнообразия: «ненакопления» (по Д.П.Найдину) — при смыве осадка течениями или при смещении его по наклонной поверхности дна бассейна, выводе территории на сушу с последующим воздействием выветривания, размыве и сносе осадка очередной волной трансгрессии и др. Последняя из перечисленных кажется наиболее распространенной.

Внутри свит распознать гиатусы еще более сложно. Лучшим методом их выявления является палеомагнитный метод [Гужиков, 2004].

Внутри слоев длительность гиатусов ряд исследователей определяют математическими методами, рассматривая слои и группы слоев в качестве фрактальных множеств [Нурғалиева, 2003]. Следуя определенной схеме математических вычислений, удается определить общую длительность перерывов осадконакопления в физическом выражении времени.

Длительность рассмотренных ниже событий определяется с погрешностью $\pm 1/2$ длительности самой ранней биофазы — для начала формирования стратона и самой поздней — для окончания. Понятно, что такие датировки геологических событий есть достаточно условные привязки к общей шкале. Временной интервал между событиями, вызвавшими начало и завершение формирования секвенции, является периодом относительно стабильной эвстазии (и эпейрогении), хотя на фоне наступившей стабильности происходят менее масштабные события, проявляющиеся в эвстатических, эпейрогени-

ческих, палеоклиматических, гидродинамических и, как следствие, — биотических флуктуациях. Именно последние являются пока единственной практической основой увязки секвенций (и свит) с общей шкалой. Нельзя не согласиться с авторами большого количества публикаций [Лазарев, 2004 и др.], что стратиграфические границы диахронны, но пока на вооружении исследователей имеется только традиционно-стратиграфический подход, и на его основе можно попытаться восстановить *последовательность* важнейших событий, происходящих на определенном этапе геологического развития конкретной территории.

Такая последовательность событий может быть составлена при разнесении секвенций, выделенных на основе литобиостратиграфического расчленения, по соответствующим временным интервалам общей шкалы, когда отчетливо проявляются стратиграфические перерывы, часто составляющие века, эпохи, а иногда и целые периоды и даже эры (рис. 12). Таким образом, разрез, представленный исследователю для изучения — это лишь проекция на поверхность земли результатов эвстатических, эпейрогенических или иных событий, которые привели к формированию секвенций и свит.

Многими исследователями доказано, что глобальные импульсы повышения уровня моря, вызванные увеличением объема воды в Мировом океане, связаны с увеличением активности плейттектоники и нижнемантийного апвеллинга [Филатова, 1998]. На территории Восточно-Европейской платформы такие затопления происходили с байоса до конца маастрихта периодически, и, после очередного спада уровня моря, оставалась накопившаяся секвенция, которая затем подвергалась процессам размыва, иногда длившимся несколько веков.

В начале позднего байоса восток платформы подвергся влиянию глобального эвстатического события I порядка (рис. 13), связанного в значительном подъеме уровня мирового океана и ознаменовавшего начало развития мезозойского эпиконтинентального морского бассейна. Начало позднего байоса является знаменательным событийным рубежом, когда было положено начало формированию первой группе секвенций на рассматриваемой части платформы. Практически одновременно стали отлагаться морские осадки в Вятско-Камской впадине, Окско-Донской депрессии, на восточном крыле Московской синеклизы, в Муромско-Ломовском прогибе и на севере Ульяновско-Саратовского прогиба. Возраст толщ датируется позднебайосской аммонитовой фазой *parkinsoni* и раннебатской фазой *micchalskii* (только в починковской толще), позднебайос-батскими палинокомплексами, а при отсутствии биостратиграфических датировок — по соотношению с вышележащими толщами, имеющими таковые. На рубеже байоса-бата произошла перестройка морской биоты, связанная, по-видимому, с флуктуациями температуры

воды, в результате которых исчез зональный вид *Parkinsonia parkinsoni* и появились псевдокадоцеры. Наземная растительность, в отличие от морской биоты, не претерпела столь значительных изменений, так как по палинокомплексам не удается отделить байос от бата.

Конец среднего бата отмечен проявлением эвстатического события II порядка, которое вызвало незначительное понижение уровня моря, что привело к одновременному прекращению осадкообразования на восточном крыле Московской синеклизы, Саратовском Правобережье и в Саратовском Заволжье. Этим рубежом датируется начало гиату-са II порядка на этих территориях. В остальных структурно-геологических зонах непрерывное осадкообразование продолжалось до конца среднего келловея.

Проявлением эвстатического события II порядка, выразившегося в повышении уровня моря, отмечен рубеж бата-келловея. Морская акватория охватила всю территорию востока платформы, обусловив повсеместно преимущественно глинистое осадконакопление. Новая волна трансгрессии создала благоприятные условия для появления новых родов аммонитов и фораминифер после их практически полного отсутствия в среднем-позднем бате. Температура воды была достаточно низкой для растворения в ней CaCO_3 , что способствовало отложению практически бескарбонатных осадков.

Начало среднего келловея выразилось в проявлении региональной «оолитовости» в морских илах на обширных территориях не только востока Восточно-Европейской платформы (Окско-Донской депрессии, Муромско-Ломовского прогиба и северной части Ульяновско-Саратовского прогиба), но и в районах Западной Европы [Митта, 2004]. Смена палеозоологических условий привела к исчезновению господствующих в конце раннего келловея аммонитов зоны *calloviense* и появлению космоцерасов, обитавших в Восточно-Европейских морях до середины позднего келловея.

Эвстатическое событие I порядка, произошедшее в конце среднего келловея, завершило формирование первой (среднеюрской) группы секвенций в Вятско-Камской впадине, северной части Ульяновско-Саратовского прогиба, хотя отдельные «островки» поздnekелловейского моря отмечены на северо-востоке Ульяновско-Саратовского [Митта, 2004] и в Муромско-Ломовском прогибе. В Ковернинской впадине, на восточном крыле Московской синеклизы, в Окско-Донской депрессии, юге Ульяновско-Саратовского прогиба и Бузулукской впадине накопление глинистых осадков не прекращалось до конца позднего келловея, после чего море покинуло и эти территории. Условия обитания биоты в келловейских морях были более стабильны для фораминифер (3 зоны), чем для аммонитов (7 зон). В последующем, до конца келловейского века смена преобладающих родов моллюсков и фораминифер носила плавный, «бесстрессовый» характер, как и

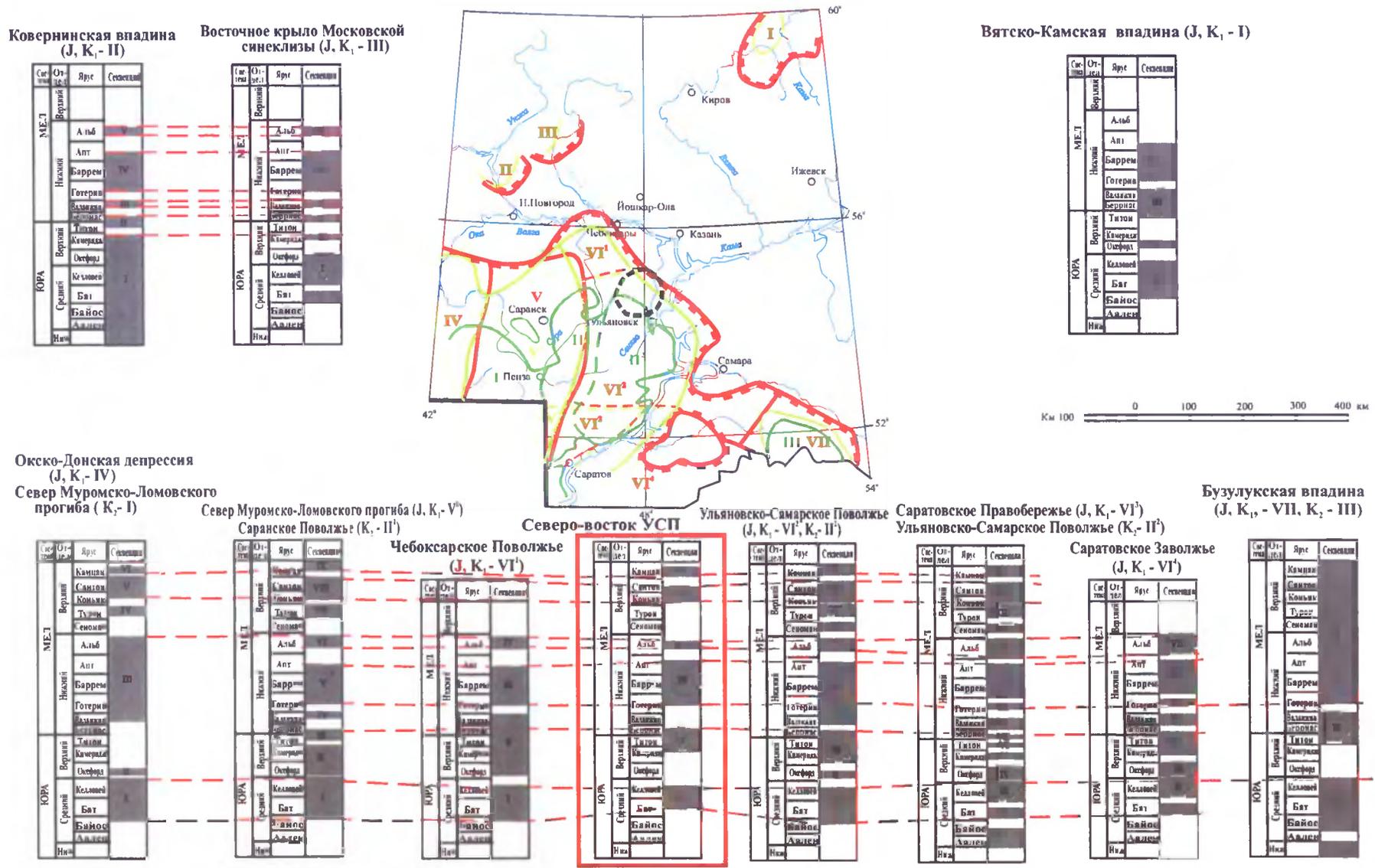
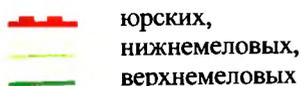


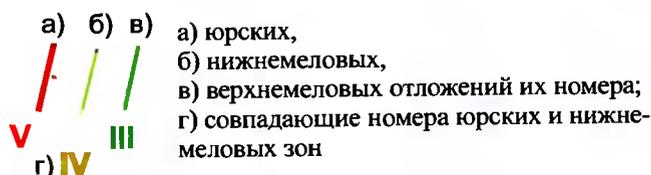
Рис. 12. Схема расположения и сопоставление секвенстратиграфических разрезов структурно-геологических зон и подзон мезозойских отложений Среднего Поволжья

Условные обозначения к рис. 12

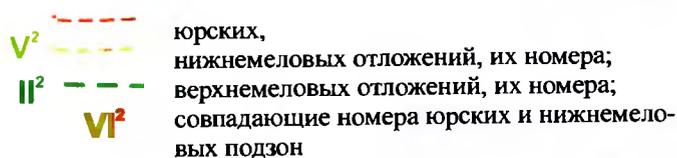
Границы распространения отложений:



Границы структурно-геологических зон:



Границы структурно-геологических подзон:



Контур исследованной территории



Секвенции мезозойских разрезов и их номера

Структурно-геологические зоны юрских (Унифицированная стратиграфическая схема юрских отложений Русской платформы, 1989; с дополнениями 1994 г.) и **нижнемеловых отложений** (Унифицированные стратиграфические схемы нижнемеловых отложений Восточно-Европейской платформы, 1989, с изменениями и дополнениями 1994 г.):

I - Вятско-Камская впадина; II - Ковернинская впадина;
III - Московская синеклиза (восточное крыло); IV - Окско-Донская депрессия;
V - Муромско-Ломовский прогиб с подзонами для нижнемеловых отложений:
V¹ - северная часть, V² - бассейн р. Хопёр; VI - Ульяновско-Саратовский прогиб:
VI¹ - Чебоксарское Поволжье, VI² - Ульяновско-Самарское Поволжье,
VI³ - Саратовское Правобережье, VI⁴ - Саратовское Заволжье; VII - Бузулукская впадина.

Структурно-геологические зоны верхнемеловых отложений (Стратиграфическая схема верхнемеловых отложений Нижнего и Среднего Поволжья, 2001):

I - Муромско-Ломовский прогиб; II - Ульяновско-Саратовский прогиб: II¹ - западная часть,
II² - восточная часть (Ульяновско-Самарское Поволжье); III - Бузулукская впадина.

весь процесс осадкообразования. Следствием этого является отсутствие четких литологических критериев проведения байос-батской и бат-келловейской границ.

Каждая из среднеюрских секвенций в рассмотренных структурно-геологических зонах представляет собой полный трансгрессивный ритм с постепенным переходом от грубообломочных и псаммитовых пород, сформировавшихся на раннем этапе накопления секвенций, к глинистым осадкам в период стабилизации эвстатики и карбонатным — в заключительную фазу.

Эвстатическое событие I порядка, вызвавшее начало формирования второй (позднеюрско-раннемеловой) группы секвенций, датируется началом раннеоксфордской фазы *cordatum*. Новой эвстатической волной были охвачена вся территория востока платформы, кроме Вятско-Камской, Бузулукской впадин и северо-востока Ульяновско-Саратовского прогиба. Здесь, по-видимому, активизировались эпейрогенические процессы, способствовавшие длительным hiatusам. Этот новый импульс трансгрессии вызвал поступление в бассейн более теплых вод, в которых стали отлагаться карбонатные глины и мергели, и началось филогенетическое развитие кардиоцерасов, продолжавшееся до конца среднего оксфорда (3 зоны). Причем, подъем уровня моря был, вероятно, быстрым и значительным по амплитуде, о чем свидетельствует строение среднеюрских секвенций, являющихся типичными регрессивными ритмами: от карбонатно-глинистых осадков в начальную фазу к псаммитовым — в завершающую.

В конце среднего оксфорда на востоке Русской плиты проявилось эвстатическое событие II порядка: уровень моря несколько понизился, что привело к завершению формирования среднеоксфордских свит на восточном крыле Московской синеклизы, в Окско-Донской депрессии, Ульяновско-Самарском Поволжье. Одновременно сменилась и палеоэкологическая обстановка в бассейне — исчезли ранне-среднеоксфордские кардиоцерасы, на смену которым пришли амоебоцерасы, господствовавшие в позднеоксфордских морях (3 зоны).

С конца среднего оксфорда процесс осадконакопления на рассматриваемой территории перестал носить повсеместный и плавный характер. В большинстве структурно-геологических зон сформировались свиты, которые слабо коррелируют между собой по стратиграфическому объему. Наличие фосфоритовых желваков практически во всех кимериджских свитах свидетельствует о появлении сильных течений при нестабильной тектонической обстановке. Скорее всего, в позднеоксфорд-кимериджский интервал геологической истории вся территория востока Восточно-Европейской платформы испытала эпейрогеническое оживление, которое привело к возникновению в различных ее участках некоррелируемых между собой hiatusов. Не смотря на эти процессы, условия оби-

тания морской биоты сохранялись достаточно благоприятными. В конце позднего оксфорда аммониты рода *Amoebocegas* стали уступать свое господствующее положение, и в начале раннего кимериджа в бассейне уже преобладал род *Amoebites*.

В начале позднего кимериджа эвстатическое событие II порядка, выраженное в повышении уровня моря, привело к увеличению площади акватории и восстановлению устойчивого осадконакопления в целом ряде участков платформы: на восточном крыле Московской синеклизы, северо-востоке Ульяновско-Саратовского прогиба, в Саратовском Правобережье и Саратовском Заволжье, прерванного в конце среднего келловея. Масштабы этого эвстатического импульса не были столь значительными, как в раннем оксфорде, так как в Вятско-Камской впадине, Окско-Донской депрессии и Бузулукской впадине весь кимериджский век охарактеризован гиатусом. Глинистые позднекимериджские свиты, отлагавшиеся в период эвстатической стабилизации, практически идентичны по своей литологии раннекимериджским и оксфордским свитам, и не имеют литологически выраженных нижних границ. Фаунистически же они достаточно четко отделимы от подстилающих свит, благодаря господствующему роду *Aulocostephanus*.

Конец позднекимериджской фазы *eudoxus* выражен эвстатическим событием II порядка — понижением уровня моря и началом гиатусов в Ковернинской впадине, восточном крыле Московской синеклизы, Саратовском Правобережье.

На рубеже кимериджского и волжского веков эвстатическим событием II порядка, с которым связано дальнейшее понижение уровня моря, отмечено начало гиатусов на преобладающей части рассматриваемой территории. Непрерывное карбонатно-глинистое осадконакопление продолжалось только в остаточных бассейнах — Чебоксарском и Ульяновско-Самарском Поволжье, Саратовском Правобережье и Бузулукской впадине. Понижение уровня моря в конце кимериджа — начале волгия вызвало в основном биотические перестройки в указанных районах: из морского водоема полностью исчезли аулокостефанусы, и началось время иловайский (3 зоны).

Эвстатическое событие II порядка, произошедшее в начале средневолжского времени (фаза *panderi*), вызвало подъем уровня моря с затоплением почти всей восточной части платформы (пандериевая трансгрессия). Время гиатусов продолжалось лишь на восточном крыле Московской синеклизы и в Окско-Донской депрессии. На остальной территории сформировались трансгрессивно залегающие свиты с повышенным содержанием органического углерода. Данное эвстатическое событие, повлекшее исчезновение ранневолжских аммонитов рода *Powaiskya*, привело к резкому увеличению биопродуктивности бассейна. Вполне вероятно, что количество прослоев горючих сланцев среди битуминозных глин соответствует числу наиболее мощных сероводородных зараже-

ний в бассейне с массовой гибелью всей биоты, в том числе ихтиозавров и плезиозавров, остатки которых сохранили прижизненное сочленение костей [Ефимов, 2004].

Завершение фазы *panderi* связано с таким же резким падением уровня моря, вызванного эвстатическим событием II порядка, как и его подъем в начале средневожжского времени. Площадь бассейна сократилась практически до ранневожжских значений. Этот рубеж отмечен возобновлением гиатусов в Ковернинской впадине, Муромско-Ломовском прогибе и Саратовском правобережье. На остальных участках накопление осадков продолжалось, но режим его был крайне нестабильным. С началом фазы *virgatus* падение уровня моря приобрело постоянный характер. К концу среднего вожжия (= юрского периода) глинистые осадки отлагались только в Вятско-Камской впадине. На всей остальной территории накапливались пески, песчаники и конгломераты. Возникшие сильные течения способствовали размытию осадков и сгуживанию их в понижениях рельефа, образованию многочисленных уровней фосфоритовых плит. На таких участках отчетливо проявлена смена биотических событий, выразившаяся в исчезновении преобладающих вирагатитесовых филогенезов и появлении епивиригатитесовых. Примечательно, что еще в раннем вожжии территорию востока Восточно-Европейской платформы начали заселять бореальные пеллециподы — бухии. Своего господствующего положения они достигли в берриасе — раннем готериве раннемеловой эпохи. Это связано либо с особенно сильным перетоком прохладных полярных вод в среднюю полосу, либо с резким снижением палеотемператур, пик спада которых пришелся на валанжин-берриас [Филатова, 1998].

Следует обратить особое внимание на тот факт, что завершение формирования второй группы секвенций не совпало с окончанием юрского периода. В позднем вожжии (рис. 14) характер накопления осадков был аналогичен окончанию средневожжского времени. По-прежнему, глинистые осадки отлагались только в Вятско-Камской впадине. На остальных территориях, где еще продолжались локальные осадкообразовательные процессы, накапливались преимущественно пески и песчаники с фосфоритами. Комплексы бухий становятся настолько разнообразными, что дают возможность проводить по ним зональное расчленение.

В конце вожжского века произошло эвстатическое событие II порядка — резкое падение уровня моря. Фрагментарное песчаное осадконакопление сохранилось только в Вятско-Камской впадине, севере Ульяновско-Саратовского прогиба и Бузулукской впадине. Но и на этих территориях оно было крайне нестабильным из-за сильных гидродинамических колебаний. Усиление влияния полярных течений и общий низкий уровень моря — все это привело к полному исчезновению из морского бассейна фораминифер

период	ОСШ			Эвстатические события, их порядок и краткое описание	СТРУКТУРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ЗОНЫ											Свиты и толщи							
	эпоха	век	время		секвенция	I	II-III	IV	V ¹	V ²	VI ¹	VI ²	VI ³	VI ⁴	VI ⁵	VII	1-19	20-36					
меловая	ранняя	альбский	полд.	моллюсковые фазы	I: спад уровня моря - завершение формирования IV группы секвенций			1	2										1 - парамоновская с.	37 - питерская с.			
			середне.	Mortonicer as inflatum																2 - пимбурская т.	38 - карлотсгайская с.		
			полд.	Ananoprites intermedius																	3 - кремнинская т.	39 - долгорешская т.	
		аппгский	середне.	Hoplites dentatus		II: подъем уровня моря - начало формирования IV группы секвенций			5	6			3		9	7		10	11		4 - княжухинская т.	40 - катаржатская т.	
			полд.	Hypacanthoprites iacobi		I: спад уровня моря - завершение формирования III группы секвенций																5 - гаврилковская с.	41 - коньковская т.
			середне.	Parahoplites meichioris		II: Окончание ОАЕ1 - начало гиатусов I, II-III, VI, VI ¹																6 - торбеевская т.	42 - рыбкинская т.
		полд.	Epicheloniceras tschernyschewi																		7 - аловская т.	43 - марьевская т.	
		раннее	полд.	Deshayesites deshayesi		II: Начало ОАЕ1 - осадконакопление на всей территории востока ВЕП																8 - ртищевская т.	44 - алексашиинск. с.
			середне.	Deshayesites weissi																		9 - бездненская т.	45 - пехоркинская т.
			полд.	Matheronites ridzewskyi																		10 - чартаклинская с.	46 - жигулевская т.
		ранняя	барр.	полд.		Oxyteuthis jasykowi	II: понижение уровня моря - начало гиатусов в II-III, IV, VI ¹ , VI ² , VI ³															11 - большепрудн. т.	47 - землянская с.
	середне.			Craspedodiscus discofalcatus	II: повышение уровня моря - возобновление осадконакопления в I, II-III, IV, V ¹ , VI, VII															12 - моршанская с.	48 - лунынская т.		
	полд.			Simbirskites decheni	I: подъем уровня моря - начало формирования III группы секвенций																13 - зарыклейская т.	49 - лопатинская с.	
	полд.		Speetonicer as versicolor																	14 - быковская т.	50 - болтинская т.		
	ран.		полд.	Paviovites polyptychoides	I: спад уровня моря - завершение формирования II группы секвенций, начало гиатусов на всей территории востока ВЕП																15 - сасовская с.	51 - кашпирская т.	
			полд.	Homolomites bojarkensis																	16 - майданская с.	52 - новоузенская т.	
			полд.	Polyptichites polytychus																	17 - кадошкинская т.		
	валдаж.		полд.	Polyptichites keyserlingi	II: повышение уровня моря - возобновление осадконакопления в II-III, IV, V ¹ , VI ³																18 - бурдукская т.		
			полд.	Temnoptychites hoplitoides																	19 - торновская т.		
			полд.	Pseudogarnieria undulatoapicatis																	20 - студенечская т.		
	бер.		полд.	Surites tzikwinianus	II: понижение уровня моря - начало гиатусов в II-II, V ¹ , части VI ¹ , VI ⁴ , VI ⁵																21 - ульяновская т.		
		полд.	Riasanites riasanensis																	22 - хмелевская т.			
		полд.	Craspedites nodiger																	23 - верхазовская с.			
полд.	полд.	Craspedites subditus																	24 - дивнопольская с.				
	полд.	Kachpurites fulgens																	25 - нырмычская т.				
	полд.																		26 - ласицкая т.				

Структурно-геологические зоны (Унифицированная..., 1993, 1994): I - Вятско-Камская впадина; II - Ковернинская впадина; III - Московская синеклиза (вост. крыло); IV - Окско-Донская депрессия; V - Муромско-Ломовский прогиб; VI - Ульяновско-Саратовский прогиб, VI¹ - Чебоксарское Поволжье, VI² - северо-восток Ульяновско-Саратовского прогиба [Зорина, 2003²], VI³ - Ульяновско-Самарское Поволжье, VI⁴ - Саратовское правобережье, VI⁵ - Саратовское Заволжье; VII - Бузулукская впадина.

Рис. 14. Раннемеловые секвенции и эвстатические события востока Восточно-Европейской платформы

вплоть до начала позднего готерива. Окончание волжского — начало рязанского века отмечено вымиранием краспедитесов и появлением рязанитесов. За период существования последних бухии трижды сменили руководящий видовой состав.

С окончанием фазы *undulotoplicatilis* связано последнее в геологической истории второй группы секвенций эвстатическое событие II порядка, которое привело к подъему уровня моря и затоплению почти всей восточной части платформы. Валанжинские осадки не выделены только в бассейне р.Хопер и на северо-востоке Ульяновско-Саратовского прогиба. Валанжинские свиты, так же как и бериасские, — преимущественно песчаные, с желваками фосфоритов и фосфоритовыми конгломератами — этими свидетельствами нестабильности осадочного бассейна и беспокойного характера осадконакопления. Из аммонитов господствующими являются полиптихитесы, и, по-прежнему, условия весьма благоприятны для бухид.

В конце позднего валанжина эвстатическим событием I порядка завершилось формирование второй группы секвенций. Ранний готерив на всей рассматриваемой территории был временем гиатуса.

В начале позднего готерива рассматриваемая часть платформы вступила в качественно новую фазу своего развития, которая отмечена очередным эвстатическим событием I порядка. Новая волна трансгрессии, охватившая всю рассматриваемую территорию, имела большую амплитуду и носила быстротечный характер, что привело к размыву, по-видимому, значительной части более древних осадков. Базальные песчаные и конгломератовые слои третьей (позднеготерив-среднеаптской) группы секвенций повсеместно несут следы этого мощного размыва. Осадконакопление возобновилось одновременно во всех рассматриваемых структурно-геологических зонах, кроме части Муромско-Ломовского прогиба и Окско-Донской депрессии. Практически на всей территории востока платформы позднеготеривские свиты имеют глинистый состав, за исключением краевой части бассейна в Окско-Донской депрессии, где состав осадков был песчано-алевритовым. В позднем готериве температура морской воды оставалась достаточно низкой для растворения в ней CaCO_3 , поэтому глинистые илы были практически бескарбонатными.

Важнейшим биотическим событием в начале позднего готерива явилось возвращение в бассейн фораминифер и исчезновение бухид. Руководящую роль играли аммонитовые комплексы, для которых в бассейне были весьма благоприятные условия, о чем свидетельствуют их особо крупные размеры — до 1 м в диаметре. Смена аммонитовых зон, выделенных по филогенезу спитоницерасов, затем симбирскитесов, а затем — краспедодискуссов, коррелируется со сменой фораминиферовых комплексов (3 зоны). На

всей рассматриваемой территории осадконакопление приобрело достаточно устойчивый, спокойный характер, как в начальные стадии формирования свит первой и второй групп секвенций. Этим обусловлено литологическое постоянство позднеготеривских свит практически всей восточной части платформы.

Начало раннего баррема отмечено проявлением эвстатического события II порядка, вызвавшего значительный и плавный подъем уровня моря, вследствие чего вся рассматриваемая часть платформы была затоплена морем. Во всех структурно-геологических зонах сформировались преимущественно глинистые свиты, а четкие литологические границы с позднеготеривскими свитами в ряде регионов отсутствуют. Это свидетельствует об отсутствии «стрессовых» изменений процесса осадконакопления на рубеже готерив-баррема, чего нельзя сказать о биоте. По-видимому, общее похолодание стало причиной полного исчезновения из бассейна аммонитов, на смену которым в барремском веке пришли белемниты. Хотя в низах уренской толщи на северо-востоке Ульяновско-Саратовского прогиба мы находили обломки мелких (угнетенных) аммонитов, а находки белемнитов (мелких) в этих слоях носят эпизодический характер. Палеоэкологическая обстановка для существования фораминифер в барремском веке была более спокойной (2 зоны), чем в позднем готериве (3 зоны).

В конце барремского века под влиянием эвстатического события II порядка произошло снижение уровня моря. Начало гиятусов зафиксировано в Ковернинской впадине, севере Муромско-Ломовского и Ульяновско-Саратовского прогибов. На остальной территории продолжавшийся процесс преимущественно глинистого осадконакопления носил достаточно спокойный характер, что явилось причиной отсутствия литологических контрастов на рубеже баррем-апта. Границы барремских и раннеаптских свит в большинстве структурно-геологических зон проводятся по характерному биотическому событию, произошедшему на этом рубеже — завершению векового господства белемнитов. Произшедшая палеоэкологическая флуктуация создала благоприятные условия для расцвета аммонитовых комплексов. Самая ранняя аптская фаза *ridzewskyi*, прослеживаемая далеко не по всей восточной части платформы, сменилась фазами дегезитесов (2 зоны).

Фаза *deshayesi* отмечена глобальным эвстатическим событием OAE1a, которое проявилось на рассматриваемой части платформы накоплением слоев с повышенным содержанием углерода, вызванным сероводородными заражениями бассейна и гибелью биоты. Интенсивность этого эвстатического и, как следствие, аноксидного события была несколько меньше пандериевого. Это подтверждается следующим. Во-первых, количество слоев горючих сланцев мало, по сравнению с пандериевыми слоями; во-вторых,

на северо-востоке Ульяновско-Саратовского прогиба в довольно большом числе скважин вообще не было горючих сланцев и сланцеподобных глин (только битуминозные глины); в третьих, масштабы кладбищ моллюсков в дегезитовых слоях гораздо меньше, чем в пандериевых, либо совсем отсутствуют. В четвертых, ОАЕ1 на востоке платформы носило, вероятно, характер всплеска: дегезитесы не подверглись массовому вымиранию и продолжили свое эволюционное развитие, а обитавшие с ними в сообществе фораминиферы, по-видимому, не отреагировали на данное событие, комплексы зон *Mjatliukaena aptiensis* и *Epistomina aptiensis* оказались устойчивыми и не меняли видового состава в течение всех дегезитовых фаз.

Событие ОАЕ1 обусловило формирование в Ульяновско-Саратовском прогибе так называемой «аптской плиты» — битуминозных слоев с пластовыми конкрециями очень крепких мергелей. Завершение этого события вызвало понижение уровня моря и его отход с северной части Муромско-Ломовского прогиба, с территории Чебоксарского Поволжья, из Вятско-Камской и Ковернинской впадин. В двух последних структурно-геологических зонах морское осадконакопление в мезозойский этап развития платформы больше не возобновлялось.

На территории Ульяновско-Самарского Поволжья и на северо-востоке Ульяновско-Саратовского прогиба в качестве надплитной части апта выделяется глинистая студенецкая толща, стратиграфический объем которой соответствует верхней части зоны *deshayesi* нижнего апта и нижней части зоны *tschernyschewi* среднего апта. Примечательным является отсутствие не только литологических критериев проведения верхней границы этой толщи, но и надежных биостратиграфических. После завершения ОАЕ1а в продолжающуюся фазу *deshayesi* на территории Ульяновско-Самарского Поволжья произошло биотическое событие, выразившееся в появлении анцилоцератид. В надплитной части апта еще А.Е.Глазуновой (1973) в зоне *deshayesi* в Ульяновском Поволжье был выявлен «горизонт развёрнутых аммонитов». Детальными исследованиями [Барабошкин, Михайлова 2002] в раннем апте выделено 5 анцилоцератидовых фаз, свидетельствующих о большом разнообразии гетероморфных аммонитов в Ульяновском Поволжье. На северо-востоке Ульяновско-Саратовского прогиба развернутые аммониты достигали особо крупных (метровых) размеров [Диденко, Зорина, 2003²]. По-видимому, верхнюю границу упомянутой студенецкой толщи следует проводить по кровле самой верхней зоны *Aconeceras nissus* [Барабошкин, Михайлова, 2002], соотносящейся с низами *tschernyschewi*.

К началу среднего апта процесс снижения уровня моря на рассматриваемой части платформы стал постоянным. В среднеаптских глинистых свитах велико содержание

грубообломочного материала, в них полностью отсутствуют «чистые», неалевритистые горизонты. В Окско-Донской депрессии и в бассейне р. Хопер, по-видимому, располагалась мелководная краевая зона, в которой отлагались песчаные и алевритовые осадки.

На северо-востоке Ульяновско-Саратовского прогиба в среднеаптской зарыклейской толще аммонитов найдено не было, но численно бедные комплексы фораминифер все-таки позволяют отнести их к двум аммонитовым зонам *tchernyschewi* и *melchioris*.

Раннеаптское ОАЕ1а завершило формирование третьей группы секвенций примерно на половине рассматриваемой территории. На остальной части накопление секвенций завершилось несколько позже — к концу среднего апта. В истории формирования секвенций этой группы выделяются этапы «пассивного» осадконакопления, в течение которых отлагались мощные, до 120–140 м литологически монотонные глинистые серии при практически полном отсутствии литологически выраженных границ между свитами. Температура воды на протяжении всего временного интервала формирования секвенций была не достаточно высокой для растворения в ней значительных количеств CaCO_3 , поэтому готерив-аптские глины были бескарбонатными.

С завершением фазы *deshayesi* на рассматриваемой территории активизировались эпейрогенические процессы. Процесс осадконакопления перестал быть устойчивым и стабильным. Непрерывное осадконакопление продолжалось только в Окско-Донской депрессии и Бузулукской впадине. В остальных структурно-геологических зонах и подзонах раннеальбское время отмечено гиатусами.

В начале среднего альба восток Восточно-Европейской платформы подвергся влиянию очередного эвстатического события I порядка, которое вызвало подъем уровня моря и возобновление осадконакопления на всей рассматриваемой территории, кроме Вятско-Камской и Ковернинской впадин. Данное событие ознаменовало начало формирования четвертой — средне-позднеальбской группы секвенций. Не смотря на значительную площадь бассейна, уровень моря был достаточно низким и колеблющимся, а гидродинамический режим очень активным. Преобладало песчанистое осадконакопление с обилием грубообломочного материала и линз с гальками фосфоритов, свидетельствующими о постоянном перемещении накапливающихся осадков. Новая эвстатическая волна создала благоприятные условия для развития аммонитовых комплексов: первая половина среднего альба характеризуется фазой *dentatus*, вторая — фазой *intermedius*. На северо-востоке Ульяновско-Саратовского прогиба при многократных пересечениях скважинами среднеальбских преимущественно глинистых толщ аммонитов найдено не было. Среднеальбский возраст слоев определен преимущественно по фораминиферовым комплексам, соответствующим слоям с *Evolutinella albensis*, *Dorothyia gradata*.

Окончание фазы *inflatum* связано с эвстатическим событием I порядка, выразившимся в резком падении уровня моря, завершившим формирование четвертой — средне-позднеальбской группы секвенций. Только на юге Ульяновско-Саратовского прогиба и в Бузулукской впадине осадконакопление прекратилось позже — с завершением фораминиферовой фазы *kugitangensis*.

В конце позднего альба закончилась эпоха прохладного климата и накопления преимущественно бескарбонатных темно-серых глинистых осадков бореального облика. Данным эвстатическим событием вызвано начало гиатусов, во время которых произошла глобальная перестройка осадочного процесса и климатическая инверсия.

Позднемеловая эпоха наиболее детально разобрана по биотическим событиям фундаментальными исследованиями Д.П.Найдина, Л.Ф.Копаевич, В.Н.Беньямовского, А.С.Алексеева, А.Г.Олферьева и др. Согласно утвержденной в 2001 году МСК России региональной стратиграфической схеме верхнего мела Восточно-Европейской платформы, структурно-геологическое районирование во многом наследует контуры зон, принятых для юрских и нижнемеловых отложений. Подобный подход не в полной мере учитывает фациальные изменения, которые возникают при приближении от центра бассейна к его краевой части.

Хроника эвстатических и биотических событий позднего сантона — маастрихта Европейской палеобиогеографической области очень убедительно и подробно восстановлена в работе Л.Ф.Копаевич и В.Н.Беньямовского [2001]. Учитывая важнейшие выводы, полученные исследователями при рассмотрении разных этапов позднемеловой истории и всей эпохи в целом, нельзя не отметить, что начавшаяся на рубеже раннего и позднего мела крупнейшая в истории Земли трансгрессия была связана с экстраординарно высокими темпами роста океанической коры, небывало интенсивным тектогенезом и проявлениями вулканизма [Филатова, 1998]. Резкое потепление климата привело к созданию благоприятных условий для расцвета разнообразного и многочисленного биотического сообщества — нанопланктона, бентосных и планктонных фораминифер, радиолярий, пелеципод, белемнитов, иглокожих, брахиопод, губок, в меньшей степени — аммонитов, хрящевых рыб и рептилий. Границы между верхнемеловыми свитами выражены сменой биотических фаз.

Эвстатическим событием I порядка на востоке Восточно-Европейской платформы отмечено начало формирования пятой — сеноманской группы секвенций (рис. 15). Устойчивое накопление исключительно песчаных сеноманских осадков отмечается только на территории Саратовского и севере Пензенского Поволжья. На остальной территории они развиты фрагментарно. По данным детальных биостратиграфических исследова-

Пер. Эпох	ОС III	Век	Фазы по моллюскам	соб. руб.	Эвстатические события, их порядок и краткое описание	секв. ед.	Структурно-геологические зоны							
							I	II ¹	II ²	II ³	II ⁴	III		
Меловый период	Поздняя меловая позиция	Сарматский	Belemnitella junior - Noebelemnella kazimiroviensis		I: спад уровня моря - завершение формирования VIII группы секвенций	VII	1	2	3		3	4		
			A. indens				5	6	7		7	6		
			Belemnella sumensis				9	10	10		9	9		
			Belemnella lanceolata				11	11	12		II	12	11	
			Belemnella licharewi											
			Belemnitella langei najdini											
			Belemnitella langei				13	14	15			15	14	
			Belemnitella langei langei											
			Belemnitella langei minor											
			Hoplitoplacenticeras coesfeldiense / Belemnitella mucronata mucronata				I: подъем уровня моря - начало формирования VIII гр.секвенций							
			Belemnellocamas mammillatus											
			Belemnitella mucronata alfa											
			Belemnitella praecursor mucronatiformis				I: спад уровня моря - завершение формирования VII гр.секвенций						18	17
			Sphenoceramus patotensis / Belemnitella praecursor praepraecursor											
			Texanites texanus / Sphenoceramus cardisoides / Belemnitella propinqua propinqua											
			Magadiceramus subquadratus				I: подъем уровня моря - начало формирования VII гр.секвенций						21	20
			Volviceramus involutus											
			Volviceramus koeleni											
			Cremnoceramus crassus - C. defonnis				I: спад уровня моря - завершение формирования VI гр. секвенций							23
			Cremnoceramus bronngianus											
			Cremnoceramus rotundatus											
			Mytiloides scurini - Mytiloides incertus				I: подъем уровня моря - начало формирования VI гр.секвенций							27
			Mytiloides stanoacentricus											
			Inoceramus costellatus											
			Inoceramus lamarki				I: подъем уровня моря - начало формирования VI гр.секвенций						25	26
			Inoceramus apicalis											
			Mytiloides subhierynicus - M. hierynicus											
			Mytiloides labiatus - Mytiloides kossinai				I: спад уровня моря - завершение формирования V группы секвенций							29
			Praeaetinoamax plenus triangulus											
			Mytiloides hattini											
Inoceramus pictus bohemicus	I: подъем уровня моря - начало формирования V гр.секвенций						30							
Inoceramus pictus pictus / Praeaetinoamax plenus longus														
Acanthoceras thotomagensis / Inoceramus crrippsil														
Tumilites costatus - Schloenbachia varians / Praeaetinoamax primus primus - Neohibolites ultimus / Inoceramus crrippsil	I: подъем уровня моря - начало формирования V гр.секвенций						29							

СВИТЫ И ТОЛЩИ

- 1 - иссинская с.
- 2 - николаевская с.
- 3 - нерлейская с.
- 4 - карамышская с.
- 5 - мокшанская с.
- 6 - лохская с.
- 7 - карсунская с.
- 8 - вербовская с.
- 9 - налитовская с.
- 10 - терешкинская с.
- 11 - ардымская с.
- 12 - сливатская с.
- 13 - рыбушкинская с.
- 14 - пудовкинская с.
- 15 - сенгилеевская с.
- 16 - соколовская с.
- 17 - мезинолапшиновск с.
- 18 - потьминская с.
- 19 - кирсановская с.
- 20 - можжевелевражная с.
- 21 - кирзятская с.
- 22 - борисоглебская т.
- 23 - вольская с.
- 24 - сурская с.
- 26 - банновская с.
- 27- кувайская т.
- 28 - гулюшевская т.
- 29 - меловатская с.
- 30 - никольская т

Структурно-геологические зоны (Унифицированная..., 2001): I - Север Муромско-Ломовского прогиба; II¹ - север Саратовского и Пензенского Поволжья, II² - Саранское Поволжье, II³ - северо-восток Ульяновско-Саратовского прогиба [Зорина, 2003²], II⁴ - Ульяновско-Самарское Поволжье, III - юг Саратовского

Рис. 15. Поздне меловые секвенции и эвстатические события востока Восточно-Европейской платформы

ний, сеноманский век на Восточно-Европейской платформе отмечен последовательностью биотических событий, выраженной более частой сменой моллюсковых (иноцерамовых, белемнитовых) фаз (5) [Олферьев, Алексеев, 2003], чем фораминиферовых (3) [Беньямовский, Копаевич, 2001]. Постоянное присутствие фосфоритовых горизонтов в базальных слоях сеноманских свит и подсвит свидетельствует о неоднократной активизации гидродинамического режима и переотложении ранее сформированных осадков. Завершение формирования сеноманской секвенции связано с эвстатическим событием I порядка — понижением уровня моря, с которым связано завершение фазы *hattini* в конце позднего сеномана. Раннетуронское время отмечено гиатусами в Саратовском, севере Пензенского и в Ульяновско-Самарском Поволжье.

Окончательный переход от песчаного осадконакопления к мергельно-меловому зафиксирован в ранне-позднетуронской октябрьской свите, выделенной на территории Муромско-Ломовского прогиба. Данный литологический переход, очевидно, связан с началом формирования седьмой (средне-позднетуронской) секвенции. Очередной эвстатический подъем привел к возобновлению прерванного в раннем туроне осадконакопления во всех структурно-геологических зонах востока Восточно-Европейской платформы. В туронском веке выделено восемь моллюсковых [Олферьев, Алексеев, 2003] и четыре бентосно-фораминиферовых [Беньямовский, Копаевич, 2001] фаз. Примечателен устойчивый филогенез иноцерамов в туроне.

Завершение формирования туронских секвенций датируется окончанием позднетуронской фазы *scurini-incertus*. Вследствие незначительного эвстатического понижения уровня моря процесс осадконакопления был прекращен на территории Муромско-Ломовского прогиба и в Саранском Поволжье. Накопление терминальных слоев седьмой группы секвенций в Ульяновско-Самарском Поволжье (за исключением северо-востока Ульяновско-Саратовского прогиба) продолжалось до конца раннеконьякской фазы *brongniarti*.

Началом раннего коньяка (= началом фазы *koepeni*) датировано новое эвстатическое событие I порядка, выраженное подъемом уровня моря и расширением морской акватории. Средне-позднеконьякские свиты сформировались на всей рассматриваемой территории, включая северо-восток Ульяновско-Саратовского прогиба, где более древние позднемереловые осадки не накапливались. Характерной особенностью средне-позднеконьякского времени являются частые флуктуации уровня моря, проявленные в обилии поверхностей твердого дна в мелоподобных мергелях севера Саратовского и Пензенского Поволжья (вольская свита). Выделение событийных рубежей коньякского века проводится [Олферьев, Алексеев, 2003] по смене филогенетических рядов родов

Strenoceramus (3 фазы в раннем коньяке), *Volviceramus* (2 фазы в среднем коньяке), *Magadiceramus* (1 фаза в позднем коньяке). Этапам коньякского времени соответствуют три фораминиферовые фазы [Беньямовский, Копаевич, 2001], причем самая поздняя (*Stensioeina exculpta* — X) авторами датируется поздним коньяком — ранним сантоном. По-видимому, незначительные эвстатические флуктуации уровня моря (событие II порядка), произошедшие на рубеже коньяка-сантона, выраженные в повсеместном распространении в подошве сантонских свит фосфоритовых горизонтов и губкового слоя, не внесли «стрессовых» изменений в палеоэкологические условия обитания бентосных фораминифер. Но упомянутое событие повлияло на моллюсковые группы. Сантонский век отмечен двумя комплексными моллюсковыми фазами — *Texanites texanus* / *Sphenoceramus cardisoides* / *Belemnitella propinqua propinqua* (ранний сантон) и *Sphenoceramus patootensis* / *Belemnitella praecursor praepraecursor* (поздний сантон). Начало сантонского века дало старт длительной (почти до конца позднего кампана) эволюции рода *Belemnitella*.

Характерной особенностью раннесантонских свит рассматриваемой территории является необычно выдержанный литологический состав — чередование мергелей кремнеземистых, опок и глин. Значительный процент кремнистой составляющей в осадках и богатый комплекс радиолярий раннего сантона, впервые появившихся в большом количестве в позднемерлом бассейне, свидетельствует, по-видимому, о снижении температуры воды, благоприятно повлиявшем на холоднолюбивую биоту. Радиолярии обитали и в дальнейшем (еще 3 радиоляриевых комплекса — в позднем сантоне, середине раннего кампана и в конце позднего кампана) в более прохладных участках бассейна, на которые оказывало свое бореальное влияние Западно-Сибирское море [Беньямовский, Копаевич, 2001], либо в окраинных участках бассейна, где была большая концентрация кремнезема, поступавшего с суши [Дистанов и др. 1970]. В исследованной при ГСР-50 окраинной северо-восточной части Ульяновско-Саратовского прогиба сантонские образования отчетливо трансгрессивно залегают на средне-позднеконьякских. Отсутствие надежных биостратиграфических доказательств присутствия позднесантонских образований в данной окраинной части прогиба дает основание предполагать, что фазой *cardisoides* здесь завершилось формирование среднеконьяк-раннесантонской секвенции. Столь раннее, по сравнению со всей восточной частью Восточно-Европейской платформы, завершение осадочного процесса может быть обусловлено только активизацией эпейрогенических процессов.

В конце позднесантонской фазы *patootensis* произошло общее эвстатическое понижение уровня моря, которое привело к одновременному началу гиатусов во всех струк-

турно-геологических зонах и подзонах рассматриваемой территории. Раннекампанских осадков фазы *Belemnitella praecursor mucronatiformis* на данной части платформы не установлено.

Окончанием раннекампанской фазы *Belemnitella mucronata alfa* датируется эвстатическое событие I порядка, выраженное в новом трансгрессивном импульсе, охватившем всю рассматриваемую территорию, кроме северо-востока Ульяновско-Саратовского прогиба. Накопление восьмой (кампан-маастрихтской) группы секвенций началось с размыва ранее сформировавшихся осадков при значительной амплитуде трансгрессивной волны, о чем свидетельствуют повсеместные гальки фосфоритов в базальных слоях раннекампанских свит. Преобладающим типом осадков в раннем кампане были мергели и кремнистые глины, а в Муромско-Ломовском прогибе создались условия для накопления песков и песчаников. В позднем кампане сформировались осадки двух типов: преимущественно мел, реже мергель (сливатская свита Саранского и Ульяновско-Самарского Поволжья) и опоки с прослоями кремнистых глин (ардымская свита Муромско-Ломовского прогиба, севера Саратовского и Пензенского Поволжья и юга Саратовского Поволжья). На северо-востоке Ульяновско-Саратовского прогиба, который теоретически относится к структурно-геологической подзоне Ульяновско-Самарского Поволжья, в позднекампанское время сформировались опоки с глауконитовым песком в основании. По литологическому составу слои больше тяготеют к ардымской свите, чем к мергельно-меловой сливатской. Следует вывод о необходимости либо введения нового районирования в Унифицированную схему верхнего мела по принципу центр-окраина прогиба, либо выделения новой структурно-геологической подзоны — Северо-восток Ульяновско-Саратовского прогиба. Примечателен также факт совместного нахождения в базальных кампанских слоях этого региона следующего комплекса моллюсков: *Belemnitella mucronata mucronata* Arkh., *B. mucronata minor* Jeletzky, *B. langei* Schatsky, *Belemnella* sp. (комплекс, отобранный из единого слоя, вскрытого шурфом, определен В.В.Силантьевым), среди которых, как видно из списка, 3 зональных вида позднекампанских зон. Этот факт требует дальнейшего анализа. Если датировать данный слой по самому молодому моллюску, обитавшему в фазу *Belemnella licharewi*, то трудно предположить масштабы и степень процессов размыва, удаливших из разреза осадки значительной мощности, но при этом одинаково хорошо сохранив роостры белемнителл, обитавших в различные фазы позднего кампана.

С началом третьей подфазы *Belemnitella langei najdini* позднекампанской фазы *langei* связано палеоклиматическое событие — похолодание климата, которое проявилось в накоплении преимущественно кремнисто-глинистых осадков во всех структурно-

геологических зонах и широком распространении радиолярий. Окончание накопления глин налитовской и коррелирующей с ней терешкинской толщи приходится на новое потепление климата, при котором из бассейна исчезли радиолярии. Датировка этого события проводится по окончанию фазы *licharewi*, которая по данным А.Г.Олферьева и А.С.Алексеева [2003] отнесена к позднему кампану, а В.Н.Беньямовским и Л.Ф.Копачевич [2001] — к раннему маастрихту.

Филогенетическое развитие рода *Belemnitella*, начавшееся еще в раннем сантоне, в кампанском веке характеризуется сменой семи белемнителловых фаз. Заключительная кампанская фаза *Belemnella licharewi* [Олферьев, Алексеев, 2003] начинает филогенез белемнелл, продлившийся до конца раннего маастрихта.

Рубеж кампана-маастрихта связан с эвстатическими флуктуациями II порядка и, как уже выше отмечалось, потеплением климата. В Маастрихтский век идет накопление на территории Ульяновско-Самарского Поволжья мощной (до 100 м) толщи писчего мела (карсунская и радищевская свиты), являющегося кладбищем нанопланктона. Датировки этого этапа основаны на филогенезе белемнелл (3 фазы), обитавших независимо от температуры воды как в центральных, так в окраинных частях бассейна. На большей же части территории востока Восточно-Европейской платформы первая половина маастрихтского века характеризуется накоплением кремнисто-глинистых и мергелистых свит; во второй половине заметно увеличивается влияние на состав осадков псаммитовой составляющей. Это связано с началом постепенного эвстатического спада, который явился последним событием в мезозойской геологической истории востока Восточно-Европейской платформы.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Систематическое геологическое изучение юго-запада Татарстана и северо-востока Ульяновской области последнего десятилетия показало, что эти территории расположены в уникальной геологической обстановке — окраинной части Ульяновско-Саратовского прогиба, где на современную денудационную поверхность выходят мезозойские отложения, являющиеся сырьем на широкий комплекс твердых полезных ископаемых [Валеев, 1981; Ведерников, 1999¹, 1999²; Геология..., 1999; Методическое..., 1999].

Формирование продуктивных горизонтов в значительной степени определялось общей эволюцией мезозойского морского бассейна, выраженной в пульсирующей эвстатике. Каждая из шести выделенных в сводном разрезе секвенций характеризуется специфическим вещественным составом, определяющим пригодность отдельных горизонтов, толщ, либо всей секвенции на те или иные виды полезных ископаемых (рис. 16) [Зорина, 2002; Зорина, 2003²].

Титан-циркониевые минералы и минералы-спутники алмаза

В последние годы было установлено, что базальный горизонт лаишевской толщи среднего-верхнего бата (секвенция I), выходящий на дневную поверхность на юго-западе Татарстана, является потенциальным промежуточным коллектором алмаза и Ti-Zr минералов [Зорина и др., 2001; Суховерков и др., 2000].

В батских песках установлена следующая ассоциация минералов: пироп (рис. 17), хромдиопсид, гроссуляр, алмандин, шпинелиды, ильменит (неразделенный с пикроильменитом), оливин, перовскит, муассанит, циркон, рутил, лейкоксен (рис. 18), серебро, золото, медь, киноварь (данные Л.В.Иралиной, Ф.Х.Шайхетдинова). Все указанные минералы присутствуют в кимберлитах [Илупин, 1990; Харьков, 1978], однако их индикаторное значение при поисках коренных и россыпных месторождений алмазов различно. Наибольшую связь с алмазами имеет пироп. Пикроильменит — второй по важности индикаторный минерал, минализом среди ильменита не выделен, поэтому его значение невелико. Хромдиопсид, гроссуляр, алмандин, шпинелиды, оливин, перовскит, муассанит — кроме кимберлитов, являются распространенными акцессорными минералами большой группы магматических и метаморфических пород, поэтому каждый из них в отдельности не является показателем алмазности, а в комплексе друг с другом и, в первую очередь, с пиропом повышают значимость аномалий.

По результатам сокращенного минералогического анализа и определения оптических свойств пиропов, 2 зерна этого минерала были отданы в ИГЕМ (г. Москва) для установления состава и возможных элементов-примесей. Исследования были проведены

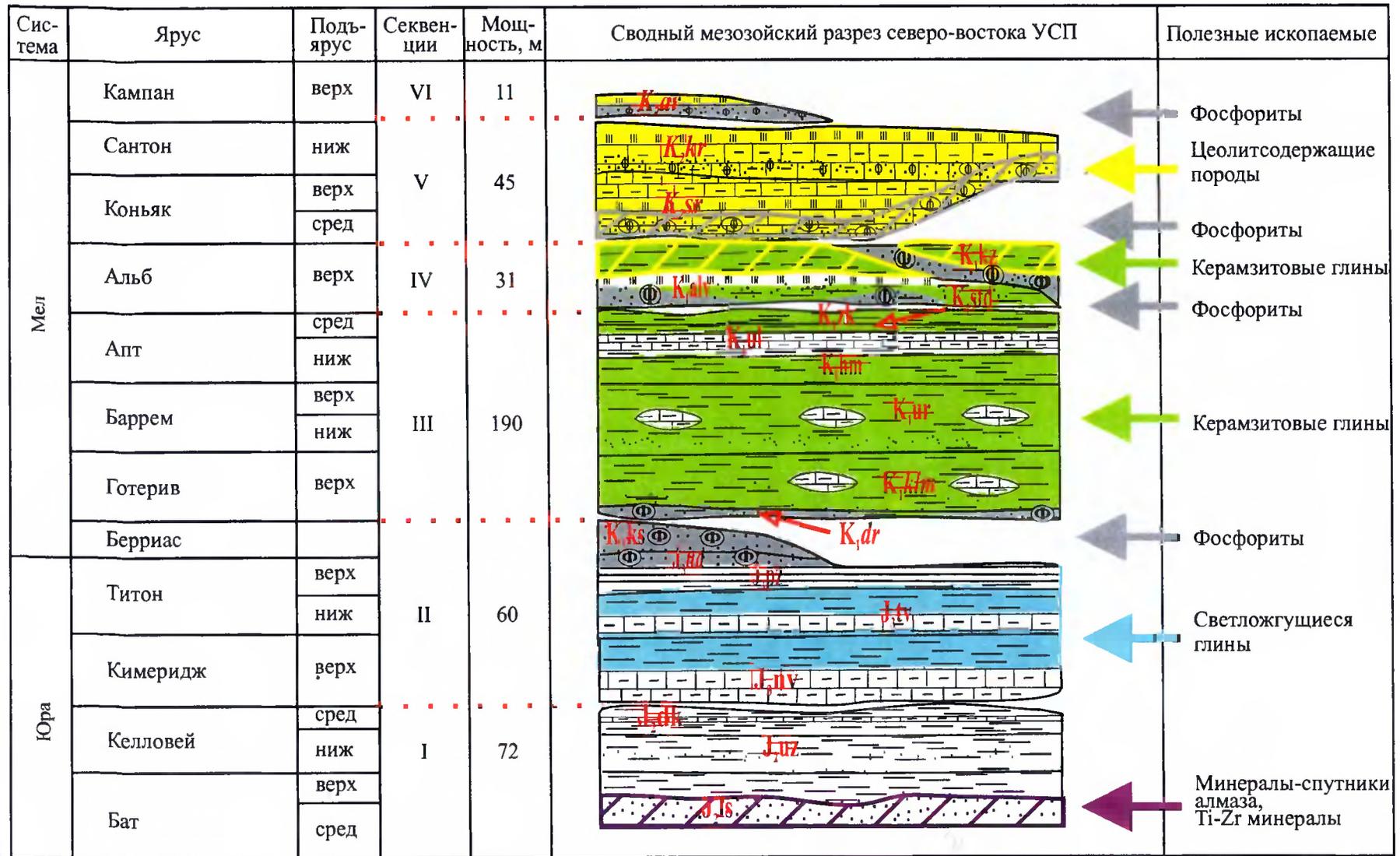


Рис. 16. Полезные ископаемые мезозойских секвенций северо-востока Ульяновско-Саратовского прогиба



Рис. 17. Пиропы из батских песков (обнажение в устье Кильны). Увеличение 84

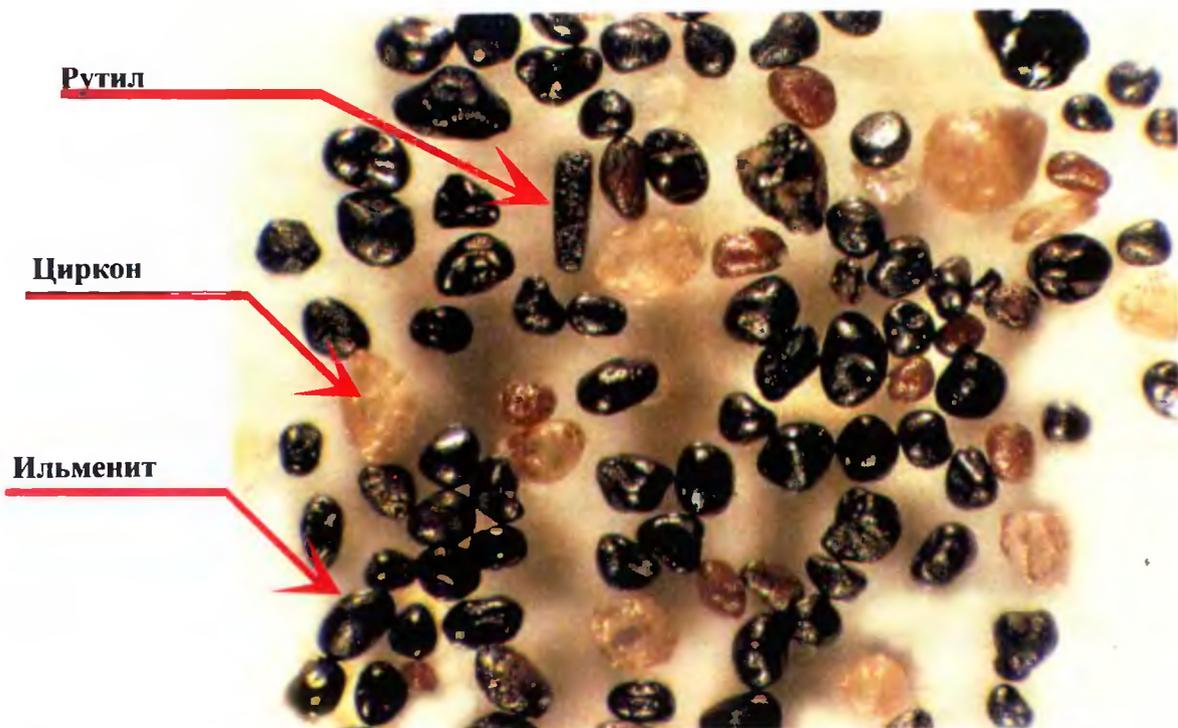


Рис. 18. Титан-циркониевые минералы из батских песков (обнажение в устье Кильны). Увеличение 77

на электронном микроскопе с применением микроанализатора. Установлено, что исследованные зёрна являются пиропами с примесью Са и Fe (рис. 19).

Базальные горизонты бата, по данным петрографических определений А.М.Месхи, представлены полимиктовыми песками и песчаниками. Структура песчаников псаммитовая, цемент базальный. Обломочный материал состоит из кремнистых пород (до 70–75%), глины (до 10–15%), кварца (до 10–15%), плагиоклаза (до 10–15%), вулканических пород (до 10–15%), доломита (до 5%), гематита (до 3–5%), единичных зерен хлорита, очень редко — шпинели.

Наиболее полно разрез батского яруса представлен и опробован в обнажении правого борта приустьевой части р. Кильна, правого притока Свяги (табл. 10).

Максимальное содержание пиропов на исследованной территории составило 40 знаков на шлих (Кошки-Новотимбаево). Содержание минералов титан-циркониевой группы достигает 30% тяжелой фракции, то есть прогнозируемая россыпь может оказаться комплексной. Продуктивность отложений на всей площади их приповерхностного залегания обосновывается следующими факторами:

1. Они являются прибрежно-морскими образованиями, которые обычно характеризуются протяженными россыпями.
2. Мощность и литологический состав отложений выдержаны по простиранию.
3. Аллювий современных водотоков, дренирующих отложения батского яруса, почти повсеместно содержит минералы-спутники алмаза.
4. На участках, где батские отложения залегают на глубине и не размываются, шлихопотоки в современном аллювии не прослеживаются.

На северо-востоке Ульяновско-Саратовского прогиба батские пески обнажаются на дневной поверхности в долинах левых и правых притоков Свяги примерно на широте г. Буинск, а также в береговых обрывах Волги в районе Щучьих гор. В южном и западном направлении от областей своего приповерхностного залегания они погружаются на недоступную для рентабельного освоения глубину: в скв. 1 (Тат. Шатрашаны), находящейся на крайнем юго-западе изученной территории, глубина подошвы лаишевской толщи составляет уже 354 м.

В соответствии со схемами районирования прогнозируемых алмазоносных регионов Европейской части России, изученная территория расположена в пределах Нижнекамской площади Волго-Вятской потенциально алмазоносной области [Медведев, 1999¹, 1999²] Приволжской алмазоносной субпровинции [Ваганов, 1997]. Своеобразие геологического строения и структурного положения территории, приуроченной к узлу пересечения двух кимберлитоконтролирующих [Ваганов, 1997; Медведев и др., 1999²]

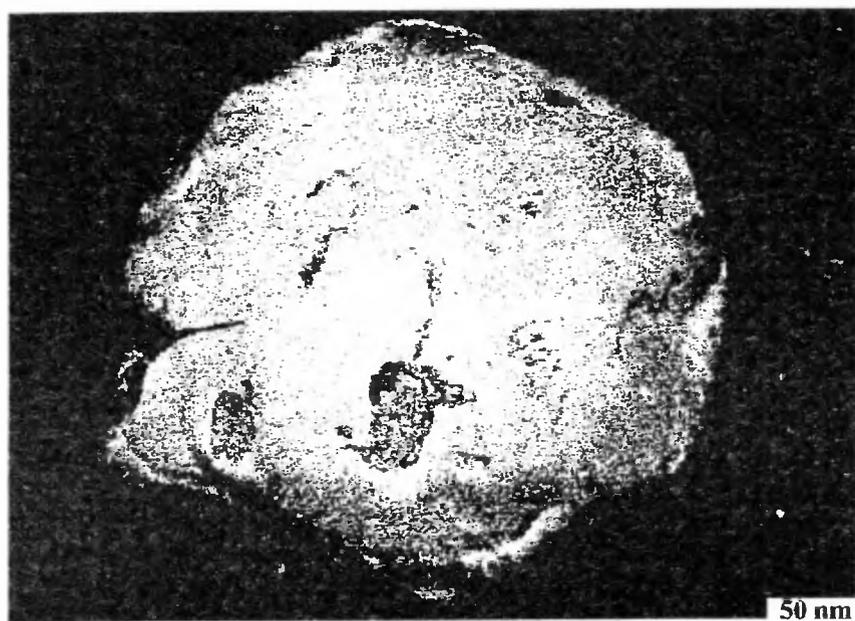
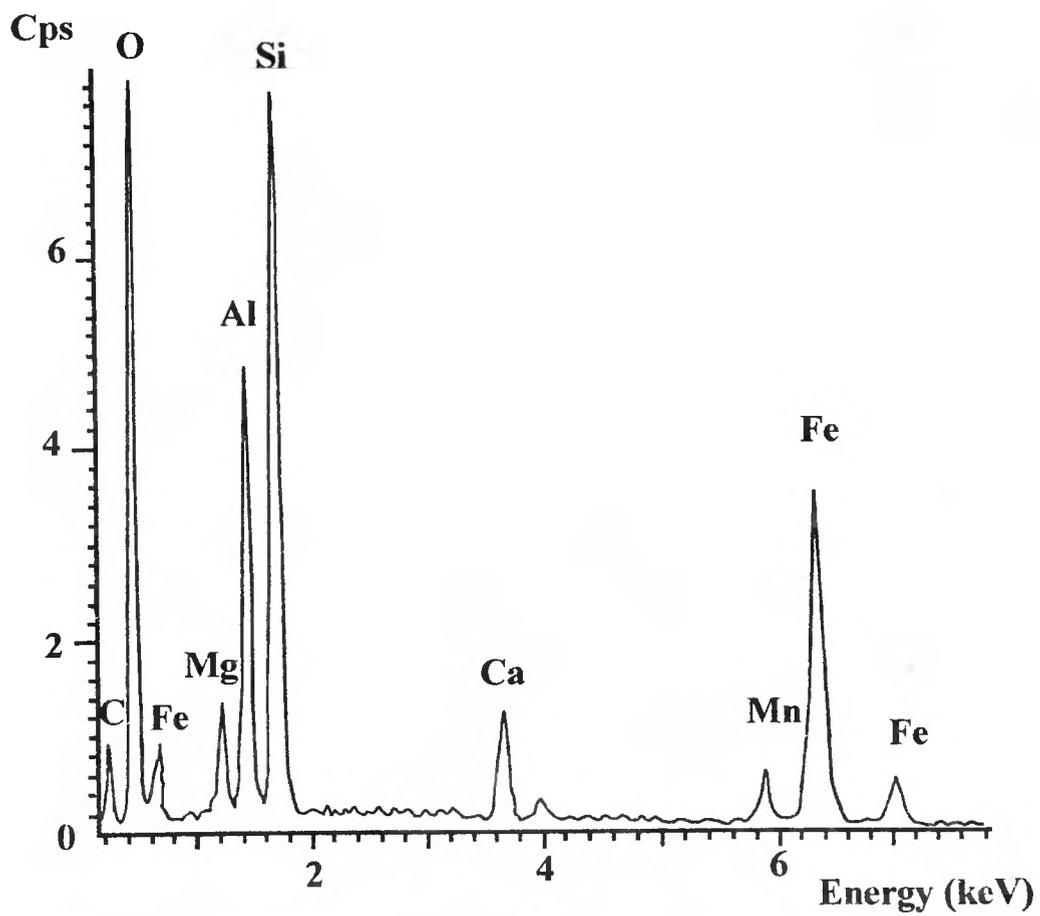


Рис. 19. Результаты электронно-микроскопического исследования пиропы из батских песков (обна-
 жение в устье Кильны)

Таблица 10

Строение разреза базальных слоев батского яруса в обнажении на р. Кильна

Кровля- подошва слоя, м	Мощ- ность, м	Геол. ин- декс	Литология	Содержания минералов тяжелой фракции
	6,2		Оползень	
6,2–6,6	0,4	P ₂ t	Палеозлювий татарских отложений — щебень красноцветных и сероцветных аргиллитов, в верхней части линзы алевритов	Ильменит – зн., шпинелиды – зн., альмандин – е.з., рутил >10%, циркон <10%
6,6–7,1	0,5	J ₂ bt	Глыбы, валуны, щебень, плохо окатанная галька преимущественно мергелей	Ильменит – зн., шпинелиды – зн., альмандин – е.з., рутил >10%, циркон <10%
7,1–8,1	1,0	J ₂ bt	Песок зеленовато-серый, с буроватым оттен- ком, среднезернистый, полимиктовый, гли- нистый, уплотнённый, с пятнами ожелезнения, грубо слоистый, в подошве слоя с галькой мергелей, покрытых коркой железо-марганцевых соединений	Хромдиоксид – е.з., ильменит – <10%, шпинелиды – 1%, альмандин – зн., рутил <10%, циркон >10%
8,1–9,1	1,0	J ₂ bt	Песок зеленовато-серый, с буроватым оттен- ком, среднезернистый, полимиктовый, глинистый, уплотнённый, с пятнами и линзами ожелезнения, неяснослоистый. В подошве слоя слабо сцементированные песчаники на карбонатном цементе	Хромдиоксид – е.з., ильменит – <10%, шпинелиды – 1%, альмандин – зн., рутил <10%, циркон >10%
9,1–9,5	0,4	J ₂ bt	Песчаник тёмно-серый, полимиктовый (кварц-полевошпатовый с обломками пород), среднезернистый, массивный, средней крепости, на известковом цементе	Хромдиоксид – е.з., ильменит – <10%, шпинелиды – зн., альмандин – зн., рутил >10%, циркон >10%
9,5–11,1	1,6	J ₂ bt	Песок зеленовато-серый, с буроватым оттен- ком, среднезернистый, полимиктовый, глинистый, уплотнённый, с прослоями гравелитов. Гравийные зёрна представлены мергелями, аргиллитами. Повсеместно отмечаются пятна охры	Ильменит <10%, шпинелиды – зн., альмандин – е.з., оливин – е.з., рутил <10%, циркон >10%
11,1–11,7	0,6	J ₂ bt	Песок зеленовато-серый, с буроватым оттен- ком, среднезернистый, полимиктовый, глинистый, с прослоями галечников, состоящих из слабо окатанных галек мергелей (2–3 см). В подошве слоя прослой мергеля сильно ожелезнённого	Ильменит <10%, шпинелиды – зн., альмандин – зн., рутил <10%, циркон >10%
11,7–12,2	0,5	J ₂ bt	Гравелит, состоящий из хорошо окатанного гравия и редкой гальки (до 2,5 см в попереч- нике) кварца и кварцитов	Пироп – е.з., ильменит <10%, шпинелиды – 1%, альмандин – зн., рутил <10%, лейкоксен – е.з., циркон >10%

Кровля- подошва слоя, м	Мош- ность, м	Геол. индекс	Литология	Содержания минералов тяжелой фракции
12,2–12,8	0,6	J ₂ bt	Песок буровато-серый, разномерный, с тонкими прослоями хорошо окатанного гравия кварца и кварцитов, с прослоями глин тёмно-серых, плотных, сильно ожелезнённых, крупнооскольчатых	Пироп – е.з., хромдиоксид – е.з., ильменит – <10%, шпинелиды – зн., алмадин – зн., оливин – зн., рутил – е.з., лейкоксен – е.з.
12,8–13,6	0,8	J ₂ bt	Глина тёмно-серая, плотная, безызвестковистая, с линзочками и гнездами алевролита, песка, состоящего из хорошо окатанных зёрен кварца, с дендритами окислов марганца, мелкооскольчатая, пластинчатая	
13,6–14,6	1,0	J ₂ bt	Песок желтовато-буровато-серый, среднезернистый, с прослоями (2–3 см) глины тёмно-серой, зеленовато-серой, плотной. Песок сильно лимонитизирован. В глине отмечаются конкреционные стяжения с песком в ядре и кальцитовый коркой, мелкие кристаллы гипса	Ильменит <10%, рутил <10%, циркон >10%, лейкоксен – е.з.
14,6–15,6	1,0	J ₂ bt	Переслаивание (4–5 см) глины тёмно-серой, плотной, безызвестковистой, линзовидно-микрослоистой и песка буровато-светло-коричневого, среднезернистого, ожелезнённого	Ильменит >10%, шпинелиды – зн., алмадин – е.з., оливин – е.з., серебро – е.з., рутил <10%, лейкоксен – е.з., циркон >10%
15,6–17,4	1,8	J ₂ bt	Переслаивание песка буровато-жёлтого, среднезернистого (до 10 см) с глиной тёмно-серой, плотной (до 5 см). В подошве слоя обилие галек кремнистых пород хорошей окатанности. По всему слою крупные сидеритовые конкреции линзовидной формы с жёлтыми разводами — продуктами разложения сульфидов	Ильменит <10%, шпинелиды – зн., алмадин – е.з., рутил <10%, лейкоксен – е.з., циркон >10%
17,4–19,7	2,3	J ₂ bt	Глина тёмно-серая, с буроватыми и зеленоватыми пятнами, плотная, безызвестковистая, скорлуповато-оскольчатая, с линзами песка желтовато-коричневого, ожелезнённого. Количество линз песка к кровле уменьшается. Глина линзовидно-слоистая, прослоями алевролитовая	
19,7–20,7	1,0	ds Q _{II-III}	Суглинок коричневый, плотный, оскольчатый	
20,7–21,1	0,4	eQ _{IV}	Почва чёрная	

структур: Вятского авлакогена и Тамбовско-Казанской зоны глубинных разломов, позволяет выделить более локальное подразделение — Карлинской потенциально алмазоносный район [Суховерков и др., 2000]. Название выделяемой перспективной территории дано по широко известному в геологической литературе уникальному геологическому образованию («Карлинской структуры»), на площади которого В.П.Дмитриевым в 1986 г. были найдены алмазы.

Из вышеизложенного можно заключить, что на северо-восточной окраине Ульяновско-Саратовского прогиба имеются благоприятные геологические условия для выявления россыпей проявлений алмаза и титан-циркониевых минералов.

Светложгущиеся глины

Доминирующим литологическим типом большинства стратиграфических подразделений мезозоя являются глины, обладающие, как правило, теми или иными полезными свойствами. По данным рентгеновского количественного фазового и химического анализов, установлена закономерная смена минеральных типов глин по разрезу снизу вверх (см. табл. 2), определяющая изменение сфер практического применения глинистого сырья.

Изучение верхнеюрских известковистых глин на предмет их пригодности в качестве сырья для производства светлоокрашенной строительной керамики для нужд РТ впервые было проведено специалистами ЦНИИгеолнеруд — Г.П.Васяновым, В.М.Гонюхом и др. в 1996 г.; Б.Ф.Горбачевым, Г.П.Васяновым и др. в 1997 г. [Методическое..., 1999].

Светложгущиеся глины выявлены лабораторными и технологическими испытаниями (АТСИЦ ЦНИИгеолнеруд) в отложениях новиковской толщи кимериджского яруса и тразовской толщи волжского региона яруса верхней юры, составляющих секвенцию II (см. рис. 16) [Зорина, 2002]. Средняя мощность продуктивной толщи составляет порядка 50 м. Светложгущиеся глины принадлежат к одному каолинит-смешанослойному (монтмориллонит-гидрослюдистому) минеральному типу. В составе глин (см. табл. 2) находится биоморфное известковое вещество (до 8–10%) и повышенное содержание кремнезема (до 37–38%), в том числе аморфной опал-кristобалитовой фазы (до 1,2–1,5%). Глины имеют хорошие формовочные свойства, обусловленные высоким содержанием монтмориллонитового компонента (до 26–33%). Получению светлой керамики благоприятствуют опал-кristобалитовая составляющая.

Одной из важнейших характеристик светложгущихся глин является содержание CaCO_3 . По результатам проведенных исследований [Методическое..., 1999], оно не

должно быть меньше 15 и больше 30% (15–26%). При обжиге до 1050° новиковских и тразовских глин, имеющих именно такие содержания кальцита, происходит формирование из исходных минеральных компонентов Са-содержащих силикатных и алюмосиликатных минералов групп волластонита и мелилита. Установлено, что рассматриваемые глины в целом соответствуют требованиям ГОСТ 6241-91 к кальцит-монтмориллонит-иллитовым (известково-полиминеральным) глинам.

Наиболее детально изучены технологические свойства глин новиковской толщи в Тетюшском районе Татарстана (с.с. Максимовка, Жуково). Широкие поверхностные выходы потенциально светложгущихся глин на юго-западе Татарстана (Дрожжановский, Тетюшский районы) при минимальной вскрыше благоприятствуют проведению поисковых и оценочных работ на этот единственный вид светложгущегося керамического сырья в регионе.

Керамзитовые глины

Прямые лабораторные технологические исследования, проведенные путем обжига, показали, что практически все глины, слагающие нижнемеловые секвенции III и IV, имеющие широкие выходы на поверхность на северо-востоке Ульяновско-Саратовского прогиба, пригодны для производства керамзитового гравия [Зорина, 2002; Пат. 2158242]. Установлено, что перекрывающие четвертичные суглинки и глины также являются керамзитовым сырьем. Нижнемеловые отложения, мощностью до 190 м, представлены в основном глинами, содержащими небольшое количество прослоев глинистых алевроитов, которые зачастую также могут служить керамзитовым сырьем [Пат. 2158243]. Не пригодна на керамзит лишь маломощная ульяновская толща (4 м), сложенная известковистыми битуминозными глинами, с пластовыми конкрециями мергелей, насыщенными обломками раковин, а также базальные уровни аловской и княжухинской толщ.

Глины нижнемелового продуктивного горизонта отличаются низкой карбонатностью, что является одним из важнейших условий, определяющих принадлежность глин к сырью для получения керамзита. В составе толщ, перспективных для производства керамзита, на глины приходится 88–95% объема продуктивного горизонта. Они слагают монотонные слои, мощностью от 4–15 м до 69–85 м, участками переслаивающиеся с маломощными прослоями алевролитов, песчаников, реже — мергелей.

Глины имеют серый и темно-серый цвет, плотное, часто массивное сложение. Отмечается и криптослоистая текстура, выраженная в наличии прослоев и микропрослоев

обломочного алевритового материала, линзовидных скоплений зёрен пирита и в ориентированном расположении листочков белой слюды.

По гранулометрическому составу эти глины относятся к средне- мелкопелитовым разностям (табл. 11). Некоторые глины со значительным содержанием алевритовой фракции отличаются мелкокомковатым сложением.

Таблица 11

Средние содержания гранулометрических фракций в глинах, перспективных на керамзитовое сырье

Толщи, свиты	Содержание фракций (мм), %, среднее / от-до							
	n	<0,001	0,001– 0,005	0,005–0,01	0,01–0,05	0,05–0,1	>0,1	Влага
Княжухинская	1	27,6	26,5	29,5	15,8	0,4	0,2	7,5
Аловская	3	41,5	16,8	26,3	8,9	5,9	0,6	5,1
		19,9–63,1	9–25,2	11–34,2	7,1–12,8	1–9,6	0,1–0,9	3,5–6
Зарыклейская	11	40,98	24,3	16,4	6,2	5	7,12	3,4
		10,2–63,2	11–40,4	8,3–23,2	0,4–9,6	1–9	0,1–33	2,4–4,7
Студенецкая	3	36,7	26,2	23,6	8	3,2	2,1	4,2
		30–45,5	19,2–34,6	21,7–32	7,3–9,4	0,4–5,2	0,1–4	3,3–4,7
Хмелёвская	3	42,6	33,4	16,3	6,9	0,1	0,7	4,2
		23–58	24,2–40,2	5,2–29,8	0,1–13,8	0–0,3	0–1,5	2,6–4,6
Уренская	12	30	35,1	20,8	9,4	1,7	3	3,4
		26–44,8	28,3–62	15,2–30,9	6,5–15,7	0–11,5	0,5–8,3	1,7–5,2
Климовская	17	23,3	48,6	20,8	7	1,8	2,5	3
		5,4–29,2	40,1–57,6	14,7–24,3	0,3–13,4	0–2,12	0–5,5	1,7–4,4

Нижнемеловые глины представлены двумя основными минеральными типами: каолинит-смешанослойными и монтмориллонитовыми глинами. Основную часть продуктивного горизонта (климовская свита, уренская, хмелёвская, студенецкая, зарыклейская толщи) составляют каолинит-смешанослойные (сметтит-слюда) глины и лишь в отдельных интервалах уренской и зарыклейской толщ распространены монтмориллонитовые глины, чередующиеся с каолинит-смешанослойными (см. табл. 2). Глины аловской и княжухинской толщ являются монтмориллонитовыми. Таким образом, для рассматриваемого продуктивного горизонта отмечается увеличение количества монтмориллонитового компонента в глинах вверх по разрезу.

В минеральном составе доминирующих каолинит-смешанослойных глин, по данным рентгеновского анализа, преобладают смешанослойные образования, состоящие из

слоев смектита и слюды, содержания которых составляют 59–63% минерального вещества глин. Содержания каолинита варьируют от 8 до 11%. В отдельных пробах его содержание достигает 17%. Во всех пробах глины присутствуют хлорит и аллотигенная слюда, представленная листочками мусковита.

В минеральном составе доминирующих каолинит-смешанослойных глин преобладают смешанослойные образования, состоящие из слоев смектита и слюды, содержания которых составляют 59–63% минерального вещества глин. Содержания каолинита варьируют от 8 до 11%. В отдельных пробах его содержание достигает 17%. Во всех пробах глины присутствуют хлорит и аллотигенная слюда, представленная листочками мусковита.

В монтмориллонитовых глинах смешанослойные образования практически отсутствуют. Содержание монтмориллонита в них составляет 46,6%, присутствуют слюда и хлорит. Содержания кварца и полевого шпата составляют в зарыклейских глинах 21,8–29,9%.

Таким образом, общей особенностью минерального состава продуктивных глин является значительное содержание в них монтмориллонита в виде самостоятельного минерала в монтмориллонитовых глинах и в составе смешанослойных образований в каолинит-смешанослойных глинах.

Приведенные особенности керамзитовых глин отражены в их химическом составе. Так, невысокие содержания обломочного материала выражены в умеренных содержаниях SiO_2 — 57,2–58,4%, в аловских глинах — до 63–65%, что объясняется обилием в последних обломочного материала и присутствием опал-кристобалитовой фазы.

Содержание CaO , по данным химических анализов, составляет 0,2–1,6%, что значительно ниже верхнего предела — 6%, выше которого глины утрачивают способность к вспучиванию.

Сравнение полученных средних химических составов глин, распространенных в различных толщах, с содержаниями некоторых окислов в различных группах сырья показывает, что исследованные глины по всем параметрам химического состава входят в группу вспучивающихся глин. Причем, глины большинства толщ могут быть отнесены к группе высоко вспучивающихся глин.

Высокие показатели вспучиваемости глин подтверждены и технологическими испытаниями В.П.Лузина (ЦНИИгеолнеруд). При испытаниях глин путем термической обработки сырцевых гранул по двуступенчатому принципу нагревания до температуры 1150°C коэффициент вспучивания с модифицирующими добавками составил от 2,6 до 8,3, размер гранул — от 15 до 21 мм, цвет — преимущественно черный. Марка керамзитового гравия колеблется от 100 до 300, преимущественно — 200 по ГОСТ 9758-86.

Установлено, что пригодной для производства керамзита является темно-серая, безызокальциевая (СаО не более 3%) нижнемеловая глина, с содержанием глинистой составляющей от 13% до 30%. При увеличении глинистой составляющей керамзитовая галька рассыпалась и требовались активизирующие добавки для получения керамзита. Примесь песка и алеврита, как показали испытания, особых влияний на вспучиваемость не оказали. Напротив, обогащенная проба алеврита при технологических испытаниях показала вспучиваемость в 1,2 раза выше чем традиционная смесь — глина+аледрит+песок. В данном случае алевриты состоят из комковатых агрегатов минералов монтмориллонита — 74%, гидрослюды — 15%, каолинита — 11%.

Таким образом, из всех нерудных полезных ископаемых исследованной территории керамзитовые глины являются наиболее перспективным сырьем для промышленного освоения, так как ресурсы их практически неисчерпаемы. Это проявления, приуроченные к нижнемеловым свитам и толщам — климовской свите, уренской, хмелевской, студенецкой, зарыклеиской, аловской и княжухинской толщам.

Фосфориты

Месторождения и проявления фосфоритов широко развиты в разрезе мезозойских отложений северо-востока Ульяновско-Саратовского прогиба. Изучению фосфоритов на юго-западе Татарстана посвящена обширная литература [Розанов, 1927; Диденко, 1976; Карпова, 1982 и др.]. Основные результаты тематических, поисковых и геологоразведочных работ на фосфориты в рассматриваемом районе сведены в [Методическое..., 1999].

Фосфоритовая минерализация проявилась преимущественно в начале и, реже, — в конце крупных седиментационных циклов. Концентрации фосфоритов, представляющие практический интерес, приурочены к следующим стратиграфическим уровням.

1. **Ундорская свита и кашпирская толща** (средний — верхний волгий). Данный продуктивный горизонт венчает секвенцию II. Каждое из стратиграфических подразделений горизонта является фосфоритсодержащим, но промышленная значимость их появляется лишь на локальных участках, где все эти стратона сохранились от размыва. К этому, самому продуктивному горизонту фосфоселиорантов приурочены Сюндюковское, Вожжинское, Бессоновское месторождения и многочисленные проявления. Перспективность горизонта возрастает в южном и западном направлениях от рассматриваемой территории, где в пограничных юрско-меловых слоях выделяются еще несколько фосфоритсодержащих стратонов: жигулевская толща берриаса, марьевская толща валанжина — в Ульяновско-Самарском Поволжье; пехоркинская толща берриаса-валанжина, марьевская толща валанжина — в Чебоксарском Поволжье.

2. **Аловская и княжухинская толщи** (верхний альб). Фосфоритсодержащий горизонт приурочен к базальным слоям аловской и княжухинской толщ (секвенция IV). Перспективы этого горизонта связаны в основном с княжухинской толщей, в основании которой повсеместно залегает 1,5–2 метровый слой глауконит-кварцевых песков с линзами желваковых фосфоритов, тогда как в основании аловской толщи линзы фосфоритов развиты фрагментарно. К данному горизонту приурочены Дрожжановское и Большеаксинское месторождения и ряд проявлений фосфоритов.

3. **Сурская свита** (средний-верхний коньяк), либо (при отсутствии сурской свиты) **кирзятская свита** (нижний сантон). Базальные слои верхнемеловой секвенции V повсеместно являются фосфоритсодержащими (Городищенское, Каракитанское и др. проявления), но продуктивность их невелика. Гальки, гравий и зёрна фосфоритов рассеяны во вмещающих мергелях, и их добыча как попутного компонента может быть целесообразной при разработке месторождений карбонатных, цеолитсодержащих или других типов пород.

4. **Ардымская свита** (верхний кампан). Фосфоритсодержащий горизонт фосфоритов приурочен к базальному уровню секвенции VI и представлен известковистыми кварц-глауконитовыми песками, мощностью до 1 м, с рассеянными гравийными и песчаными зёрнами фосфоритов. Данный горизонт практически не изучен, ни одного проявления, связанного с данным горизонтом, пока не установлено.

На северо-востоке Ульяновско-Саратовского прогиба все приведенные фосфоритовые горизонты выходят на современную денудационную поверхность и при благоприятных горно-геологических условиях доступны для проведения детальных работ. Самым перспективным горизонтом является ундорско-кашпирский, т.к. в его составе присутствуют несколько стратиграфических подразделений, каждое из которых является фосфоритсодержащим.

Цеолитсодержащие породы

Цеолитоносность карбонатно-кремнистых верхнемеловых пород на северо-востоке Ульяновско-Саратовского прогиба была установлена в 1970 г. В.Н.Незимовым, У.Г.Дистановым и А.С.Михайловым. В последние годы, после открытия А.Н.Тюриным (1991) Тагарско-Шатрашанского месторождения цеолитсодержащих пород, интенсивно изучались минералого-технологические и общегеологические особенности мергельно-кремнистых пород. Основные данные о вещественном составе, строении продуктивных цеолитсодержащих горизонтов, физико-химических и физико-механических свойствах

цеолитсодержащих пород, технологии переработки и областях использования, требованиях промышленности к качеству сырья приведены в [Методическое..., 1999].

В ЦНИИГеолнеруде проведены исследования, которые заключались в специальном комплексном петрографическом и нанопетрографическом изучении цеолитсодержащих пород, по результатам которых впервые для северо-востока прогиба выявлены формы выделения цеолитов в различных литологических типах верхне- и нижнемеловых пород [Лыгина и др., 1998; Зорина и др., 2000¹].

Установлено, что верхнемеловые секвенции V и VI (см. рис. 16), слагающие водораздельные поверхности на северо-востоке Ульяновско-Саратовского прогиба, повсеместно являются цеолитсодержащими. Цеолиты присутствуют во всех литологических разностях сурской, кирзятской и ардымской свит. Содержание цеолитов в них обычно составляет 10–25%. Средние содержания опал-кристобалитовой фазы, кальцита и клиноптилолита в рассмотренных ниже свитах и толщах приведены в таблице 12.

Продуктивный верхнемеловой горизонт цеолитсодержащих пород представлен сурской (средний — верхний коньяк), кирзятской (нижний сантон) и ардымской (верхний кампан) и свитами верхнего мела, общей мощностью до 40 м.

Ардымская свита представлена в основном опоками, состоящими на 60–75% из карбонатно-глинисто-кремнистой массы. Содержание клиноптилолита составляет в среднем 16%, (максимальное — 21%). Клиноптилолит, по результатам петрографичес-

Таблица 12

Средние содержания опал-кристобалитовой фазы (О-КФ),
кальцита и клиноптилолита в свитах и толщах

Породы свит, толщ	ОКТ-фаза		Кальцит		Клиноптилолит	
	Кол-во проб	X _{ср} , % от – до	Кол-во проб	X _{ср} от – до	Кол-во проб	X _{ср} от – до
Опоки ардымской свиты	3	40 38,9–41,2	5	15,8 3–28,7	5	16,28 15,2–15,9
Опоки кирзятской свиты	20	42,5 34,1–50	33	16,9 13–29	34	15,9 10–23,3
Мергели кирзятской свиты	7	22,2 6,3–39	7	39 29,6–65	7	18,1 14,8–21,5
Мергели сурской свиты		–		–	6	13,8 10–16
Глины аловской толщи	6	14,9 9–25,4		–	6	33,9 31,7–35
Алевриты аловской толщи	2	15 14–16		–	2	15 13–17

ких и электронно-микроскопических исследований, распространен в деформированных и разрушенных скелетах радиолярий, содержание которых составляет 8–30%. Форма их удлиненная, линзовидная или изометричная. Сложены они шаровидными сгустками опал-кristобалита [Муравьев, 1987; Перес, 1991], которые состоят из многочисленных игольчатых кристаллов люссатита, образуя своеобразные «ежики» (рис. 20). Цеолиты в биоморфных кремнистых сгустках представлены длинными (2–10 микрон), совершенно идиоморфными табличками, располагаются независимо от леписферических образований и избирают пространство между последними (рис. 21). Такие взаимоотношения между цеолитами и леписферическими образованиями свидетельствуют об их одновременном формировании. Цеолиты «нарастают» также на стенки раковинок фораминифер.

Кирзятская свита сложена цеолитсодержащими опоками и мергелями. В опоках особенно четко проявлено глобулярное сложение глинисто-кремнистой массы. Участками это почти сплошной агрегат кремнистых глобул, совершенно лишенный карбонатной

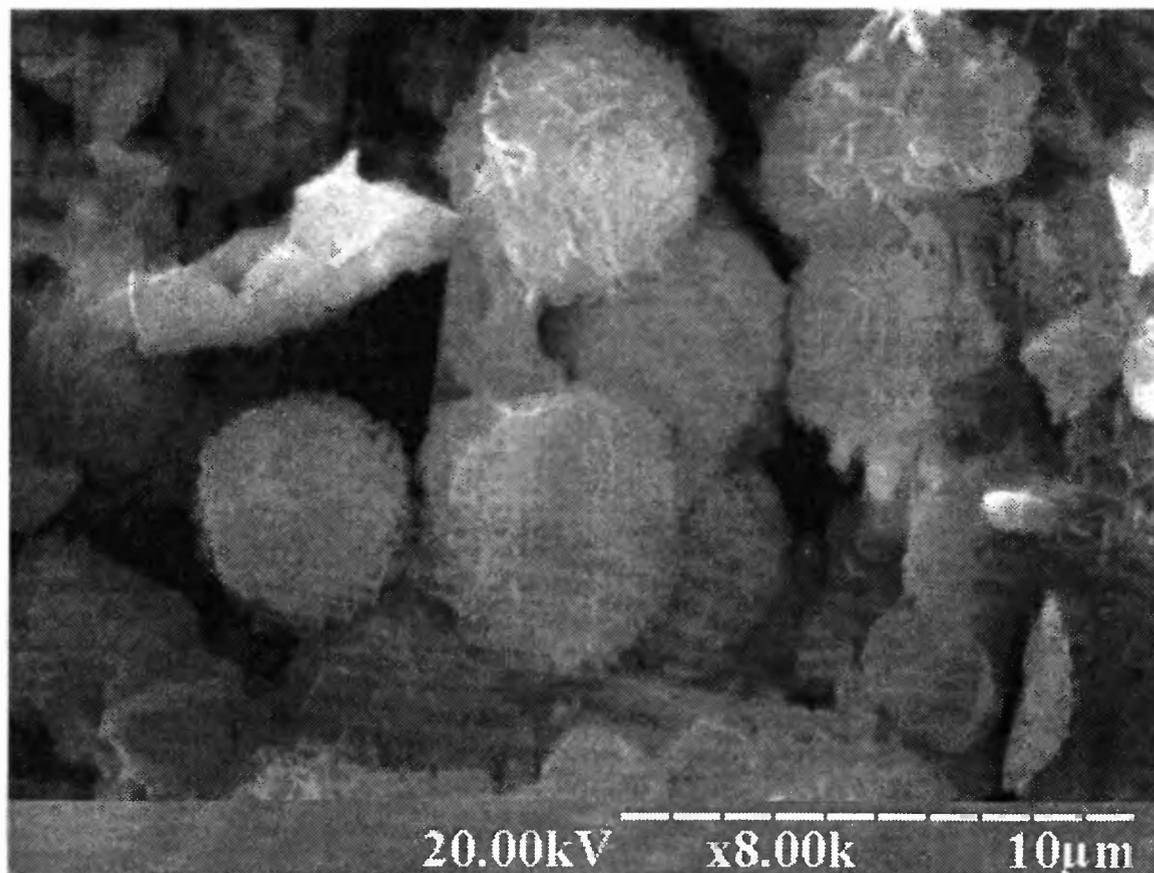


Рис. 20. Леписферические «ежики» люссатита в кампанской опоке. РЭМ. Увеличение 3200

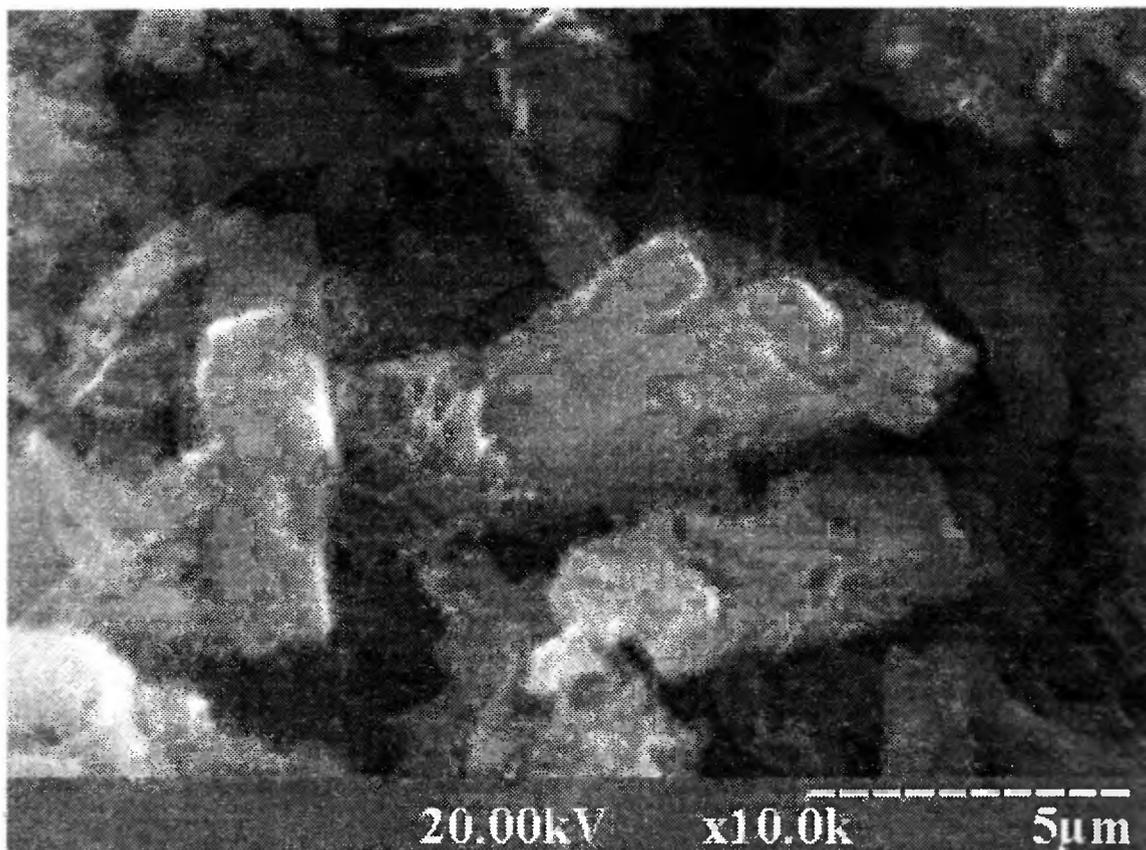


Рис. 21. Таблички клиноптилолита среди леписферических образований люссатита в кампанской опоке. РЭМ. Увеличение 4500

и глинистой примеси. При этом данный глобулярный агрегат слагает зонки, секущие глинисто-карбонатно-кремнистую массу породы. Появление таких зонок, возможно, связано со вторичной опализацией опок. В этих зонках отмечаются пустотки, инкрустированные или полностью выполненные халцедоном.

Содержание клиноптилолита варьирует — от 10 до 23,3%. Цеолиты, также как и в кампанских опоках, приурочены к сгусткам кремнистого вещества и располагаются в промежутках между леписферическими образованиями кристобалита. Кампанские и сантонские опоки характеризуются близкими содержаниями клиноптилолита (16% и 15,9% соответственно) и опал-кристобалита (40% и 42,5%), высокой известковистостью, с содержаниями кальцита от 13 до 29%.

Мергели кирзятской свиты отличаются более высокими содержаниями клиноптилолита — 14,8–21,5%. Цеолиты также, как и в опоках, в основном приурочены к сгусткам кремнистого вещества. Менее характерной, но также часто встречающейся формой

распространения цеолитов в кремнеземистых мергелях является заполнение агрегатом кристалликов цеолитов полостей в раковинках фораминифер.

Сурская свита представлена мергелями, известковыми мергелями, опоковидными мергелями, опоками. Содержание клиноптилолита составляет 10–16%, что ниже, чем в мергелях вышележащих толщ. Распределение его аналогично распределению в кампанских и сантонских мергелях и опоках. Цеолит распространен также в фосфоритовых желваках, выполняя пустотки, имеющие округлую и миндалевидную форму, иногда развиты по трещинам в коллофане. По данным рентгеновского анализа, в мергелях, содержащих желваки коллофана, содержание цеолита составляет 10%.

Значительно менее изученными, весьма перспективными цеолитсодержащими породами являются глины аловской и княжухинской толщ альбского яруса, подстилающие продуктивный верхнемеловой горизонт. Глины этих толщ относятся к монтмориллонитовому минеральному типу. Содержание клиноптилолита в них достигает 38%, что значительно превышает содержание его в верхнемеловых опоках и мергелях. Глины бескарбонатные, содержат алевритовую и песчаную примесь, состоящую из зерен кварца, полевых шпатов и глауконита.

Характерным минеральным компонентом глин является опал-кристобалитовое вещество, содержание которого, по данным рентгеновского химического анализа, достигает 22%. Оно распространено в виде упомянутых выше биоморфных сгустков опал-кристобалита. Причем в глинах они представляют собой особенно сильно разрушенные скелеты радиолярий. Очертания их чрезвычайно сложные, неправильные, границы нерезкие. В этих сгустках также доминируют кремнистые леписферические образования, между которыми располагаются таблички цеолитов. Примечательны некоторые сгустки, в центре которых отмечаются значительные полости растворения. Стенки этих полостей инкрустированы мельчайшими кристалликами цеолитов.

Помимо сгустков кремнистого вещества цеолиты в глинах распространены в тонких межслоевых трещинках, участками заполняя их полностью. Кроме того, изометричные кристаллики цеолитов заполняют пустотки в глинах и фосфатных желвачках, образуя мелкие (до 0,1 мм) жеоды овальной формы.

Встречающиеся в составе аловской толщи глауконит-кварцевые алевриты также отмечены повышенным содержанием клиноптилолита — до 15%.

Определенные признаки цеолитоносности установлены и для других нижнемеловых толщ. Так, рентгеновским анализом охарактеризованы глины зарыклейской толщи аптского яруса, в которых содержание цеолита гейландит-клиноптилолитовой группы составляет 13–14,4%.

Таким образом, результаты исследования цеолитсодержащих пород северо-востока Ульяновско-Саратовского прогиба под поляризационным и электронным микроскопом показывают, что цеолиты распространены только в сгруппированной форме. Отчетливо выраженное выделение цеолитов в самых различных полостях, связанных с растворением радиолярий и фосфатных желваков, в камерах раковинок фораминифер и в межслоевых трещинках — все это говорит о выделении цеолитов из иловых растворов (рассолов), обогащенных Si, Al, K. Высокие содержания этих петрогенных элементов в растворе обусловлены интенсивным растворением кремнистого геля в опоках, мергелях и глинах, а также значительным гальмиролизом богатых калием и глинистым материалом осадков.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В данной работе приведены результаты стратиграфических исследований восточной части Восточно-Европейской платформы с использованием нескольких методических подходов — традиционного стратиграфического (свитного) и интенсивно внедряющихся в настоящее время — событийного, секвентного и хроностратиграфического. Целью первого явилось выделение в разрезе северо-востока Ульяновско-Саратовского прогиба местных стратонев и сопоставление их с унифицированными разрезами. Событийный подход применен для реконструкции важнейших эвстатических, биотических, палеоклиматических событий в геологической истории востока Восточно-Европейской платформы. Секвентный и хроностратиграфический — для корреляции изученного разреза с глобальной циклостратиграфической шкалой и шкалой астрономического времени.

Для региональных геологоразведочных работ, несомненно, важнее результаты первой части исследований, так как детальная местная стратиграфическая схема содержит всю необходимую информацию о литологическом составе и мощности потенциально продуктивных горизонтов, т. е. служит основой для проведения последующих геологоразведочных и тематических работ.

Секвенсстратиграфический анализ разреза северо-востока Ульяновско-Саратовского прогиба и смежных территорий восточной части платформы [Зорина, 2003²] явился промежуточным звеном между традиционно-стратиграфическим и хроностратиграфическим этапами исследований. Применение нетрадиционного секвенционного подхода к бассейновому анализу позволило не только по-иному — с позиций меняющейся эвстатике — рассмотреть эволюцию мезозойского морского эпиконтинентального бассейна, но и выявить минерагенические особенности секвенций.

Хроностратиграфические исследования важны для сопоставления разреза небольшого участка Восточно-Европейской платформы (северо-востока Ульяновско-Саратовского прогиба) с обновляемой в настоящее время Общей стратиграфической шкалой. Тщательный пересмотр биостратиграфических данных, полученных по опорной скважине 1, привлечение к анализу магнитостратиграфических данных заставляет сделать вывод о невозможности использования биостратиграфического метода при сопоставлении секвенций с общей шкалой в качестве основного. Особенно отчетливо это проявилось при проведении биозональных границ внутри готерив-аптской секвенции. Баррем-аптская граница проведена только по магнитостратиграфическим данным, согласно требованиям Международной комиссии по стратиграфии. По результатам палеомагнитных сопоставлений скважины 1 с глобальными и региональными магнитостратиграфическими обобщениями, в разрезе северо-востока Ульяновско-Саратовского прогиба идентифицированы магнитные аномалии M0 и M1, основания которых фиксируют баррем-аптскую границу и подъярусную границу баррема соответственно.

Важную роль для повышения степени достоверности (=изохронности) границ подразделений общей шкалы сыграли петромагнитные исследования, которые позволили выделить высокомагнитные интервалы — бат-среднекелловейский и барремский. Поступление железистого материала в составе обломочной фракции связано с тектоно-вулканической и эвстатической активизацией. Накопление оолитовых слоев среднего келловея обуславливается мощным эвстатическим импульсом, охватившим в этот временной интервал значительные территории не только Восточно-Европейской платформы, но и Западной Европы, и увеличившим площадь размыва высокомагнитных кристаллических пород.

Следующим выводом, сделанным по результатам сопоставления секвенций скважины 1 с глобальной циклостратиграфической шкалой и эвстатической кривой Б.Хака, является их соответствие непрерывным последовательностям глобальных циклов 3 порядка. Наиболее отчетливое влияние глобальной эвстатики фиксирует готерив — аптская секвенция, начало формирования которой совпало с началом глобального суперцикла 2 порядка. Эвстатическая кривая скважины 1 параллелизуется с соответствующими отрезками глобальной кривой Б.Хака, что свидетельствует о доминировании эвстатики над эпейрогенией при накоплении секвенций. Влияние последней, в свою очередь, выразилось в формировании гиагусов, длительность которых превышала временные интервалы накопления секвенций.

Особое значение при хроностратиграфических исследованиях приобретают событийные рубежи. В разрезе скважины 1 выявлены событийные уровни, прослеживающиеся при межбассейновых корреляциях: среднекелловейская оолитовая пачка, средневожжская пачка битуминозных сланцев и глин, нижеаптская пачка битуминозных сланцев и глин, зафиксировавшие наиболее сильные эвстатические импульсы. Последствием этих всплесков эвстатики явился в первом случае интенсивный привнос в бассейн аллотигенного магнетита, зерна которого подверглись окислению и оолитизации; два последующих резких подъема уровня моря вызвали пересыщение бассейна биомассой, аноксию и массовую гибель организмов. Подобные уровни выявляются сейчас в осадочных бассейнах всего мира и дают основу для проведения изохронных корреляций.

Комплексное определение стратиграфического положения секвенций явилось основой для их увязки с геохронологической шкалой. В данной работе мы, вслед за D. Friedman et al. [1992], использовали вариант Международной стратиграфической шкалы 1998 года. Разными авторами отстаиваются сильно различающиеся (на 10–15 млн. лет) варианты геохронологических шкал, но, независимо от того, каким будет окончательный вариант Общей стратиграфической шкалы 2008 года, теперь мы мо-

жем говорить о длительности накопления секвенций и длительности разделяющих их гиатусов в годах. Так, длительность накопления осадков секвенции 1, по результатам наших построений, составила 5,3 млн. лет, секвенции 2 — 9,7 млн. лет, секвенции 3 — 9,2 млн. лет, секвенции 4 — 2,6 млн. лет, секвенции 5 — 2,8 млн. лет. Длительность гиатусов между секвенциями составила: между секвенциями 1 и 2 — 11,8 млн. лет, 2 и 3 — 13,7 млн. лет, 3 и 4 — 10,7 млн. лет, 4 и 5 — 8,4 млн. лет.

Событийно-стратиграфическое рассмотрение разрезов структурно-геологических зон восточной части платформы значительно детализировало уже имеющуюся информацию о геологической истории этого региона. Разбраковка геологических событий, их ранжирование по степени значимости, проведена только внутри рассматриваемой части бассейна. Проведенный анализ показал, что в мезозойской геологической истории востока Восточно-Европейской платформы наиболее значимыми являются эвстатические события I порядка, которые привели к образованию восьми групп секвенций (на северо-востоке Ульяновско-Саратовского прогиба — шести).

Периоды эвстатической стабилизации осложнялись эвстатическими событиями II порядка, которые были особенно частыми в поздней юре (6 событий) и раннем мелу (6 событий).

Выявленные эвстатические сигналы имеют привязку к биостратиграфической шкале, которая находится в постоянном развитии, пополнении, детализации, пересмотре стратиграфической приуроченности отдельных стратонов и их групп, биозоны часто имеют скользкий возраст. Поэтому важнейшей задачей дальнейших исследований является увязка выявленных событий с магнитостратиграфическими данными по Восточно-Европейской платформе и шкалой астрономического времени.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. 27-й Международный геологический конгресс. Центральные районы Европейской части РСФСР. Сводный путеводитель экскурсий 059, 060, 066. – М.: Наука, 1984. – 135 с.
2. *Архангельский А.Д.* Введение в изучение геологии Европейской России. – М., 1923. – Ч. 1. – 145 с.
3. *Архангельский А.Д.* Среднее и Нижнее Поволжье (мат-лы к его тектонике). Землеведение. Кн. 4. 1911.
4. *Атлас* литолого-палеогеографических карт СССР / Гл. ред. А.П.Виноградов. 71 карта. Т. III. Триасовый, юрский и меловой периоды / Под ред. В.Н.Верещагина, А.Б.Ронова. ВАГТ. М.: Мингео СССР, 1969.
5. *Балабанов Ю.П.* Магнитные свойства и палеомагнетизм мезозойских отложений // Геология Татарстана: стратиграфия и тектоника. – М.: ГЕОС, 2003. – С. 219–221.
6. *Балабанов Ю.П.* Палеомагнитный разрез мезозойских отложений северо-востока Ульяновско-Саратовского прогиба // Мат. междунар. семинара «Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика и эксперимент». – Казань: Изд-во Казанского ун-та, 2004. С. 192–196.
7. *Балабанов Ю.П., Изотов В.Г., Ситдикова Л.М.* Магнитные свойства мезозойских отложений северо-востока Ульяновско-Саратовского прогиба // Мат. междунар. семинара «Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика и эксперимент». – Казань: Изд-во Казанского ун-та, 2004. – С. 231–236.
8. *Барабощкин Е.Ю.* Биостратиграфия барремских отложений Среднего Поволжья // Материалы второй научно-практической стратиграфической конференции «Фанерозой Волго-Уральской, Прикаспийской и Северо-Кавказской нефтегазоносных провинций: стратиграфия, литология, палеонтология». Саратов, 6–9 декабря, 2004 г. Изд-во «Научная книга», 2004. – С. 6–7.
9. *Барабощкин Е.Ю.* Нижний мел Восточно-Европейской платформы и ее южного обрамления (стратиграфия, палеогеография, бореально-тетическая корреляция): Автореферат...дисс...доктора геол.-мин. наук. – Изд-во геол. ф-та МГУ, 2001. – 50 с.
10. *Барабощкин Е.Ю., Гужиков А.Ю., Лийервельд Х., Дундин И.А.* К стратиграфии аптского яруса Ульяновского Поволжья // Труды НИИГ СГУ, нов. сер. – Саратов: Колледж, 1999. – Т. 1. – С. 44–64.
11. *Барабощкин Е.Ю., Михайлова И.А.* Новая стратиграфическая схема нижнего апта Среднего Поволжья // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2002. Т. 10. № 6. – С. 82–105.
12. *Баренбаум А.А., Гладенков Ю.Б., Ясаманов Н.А.* Геохронологические шкалы и астрономическое время (современное состояние проблемы) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2002. Т. 10. № 2. – С. 3–14.
13. *Беляков С.Л., Гладенков Ю.Б., Шлезингер А.Е.* Стратиграфические исследования, основанные на эвстатических колебаниях // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1993. Т. 1. № 6. – С. 3–10.
14. *Беньямовский В.Н., Копяевич Л.Ф.* Зональная схема кампана и маастрихта Европейской палеобиогеографической области по бентосным фораминиферам // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2001. Т. 9. № 6. – С. 49–70.
15. *Беньямовский В.Н., Копяевич Л.Ф.* Зональная схема кампана и маастрихта Европейской палеобиогеографической области по бентосным фораминиферам // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2001. Т. 9. № 6. – С. 49–70.
16. *Блом Г.И.* К вопросу о выделении ветлужских отложений на междуречье Суры и Свияги в пределах Чувашской АССР и прилегающих районов Татарской АССР // Докл. АН СССР. 1995. Т. 103. № 5. – С. 887–888.
17. *Блом Г.И.* Некоторые вопросы стратиграфии юрских и нижнемеловых отложений Волго-окского междуречья и бассейна рек Камы и Вятки. Уч. зап. Казанск. гос. ун-та, геол. 1955. Т. 115. Кн. 16.

18. Бушинский Г.И. Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины // Тр. ИГН АН СССР. Вып. 156. – М.: Наука, 1954. – 308 с.
19. Бушинский Г.И. Морденит в морских отложениях юры, мела и палеогена // Докл.АН СССР. 1950. Т. XXIII. № 6. – С. 23–41.
20. Ваганов В.И., Голубев Ю.К. Перспективы алмазности Европейской части России // Минеральные ресурсы России. 1997. № 2. – С. 6–10.
21. Валеев Р.Н. Тектоника и минерагения рифея и фанерозоя Восточно-Европейской платформы. – М.: Недра, 1981. – 215 с.
22. Ведерников Н.Н. К оценке твёрдых полезных ископаемых Татарстана // Науч.Татарстан. 1991. № 4. – С. 9–14.
23. Ведерников Н.Н. Ресурсы твёрдых полезных ископаемых в верхнепермских и мезокайнозойских отложениях Республики Татарстан // Георесурсы. 1992. № 1. – С. 38–40.
24. Вейл П.Р., Митчем Р.М. Мл., Томпсон Ш.С. Глобальные циклы относительных изменений уровня моря // Сейсмическая стратиграфия. – М.: Мир, 1982 – С. 160–183.
25. Вишневецкая В.С., Барабошкин Е.Ю. Новые данные по биостратиграфии лектостратотипа волжского яруса у д. Городище (Среднее Поволжье) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2001. Т. 9. № 5. – С. 77–86.
26. Волков К.Р., Шлезингер А.Е. Событийная стратиграфия и колебания уровня моря (Международная программа «Глобальная седиментология») // Изв. РАН. Сер. геол. 1992. № 6. – С. 58–66.
27. Гаврилов Ю.О., Щепетова Е.В., Барабошкин Е.Ю. Геохимия аптского аноксидного бассейна Русской плиты // Проблемные вопросы региональной и местной стратиграфии фанерозоя Поволжья и Прикаспия: Мат-лы Первой регион. научно-практ. конф. Саратов, 9–12 октября 2001 г. – Саратов: НВНИИГТ. – С. 50–51.
28. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 1. Русская платформа / Под ред. В.Д.Наливкина и К.Э.Якобсона. – Л.: Недра, 1985. – 356 с.
29. Геология и полезные ископаемые мезокайнозойских отложений Ульяновской области / Под ред. А.Е.Арбузова // Тр. Каз. ФАН СССР. – Казань, 1964. – Вып. II. – 334 с.
30. Геология СССР. Т. XI / Поволжье и Прикамье. Ч. I. Геологическое описание / Под ред. А.В.Сидоренко. – М.: Недра, 1967. – 827 с.
31. Геология Татарстана: стратиграфия и тектоника / Под ред. Б.В.Бурова. – М.: ГЕОС, 2003. – 402 с.
32. Геология твердых полезных ископаемых Республики Татарстан / Под ред. Ф.М.Хайретдинова, Н.Б.Валитова. Госгеолком РТ, ТО МАМР, ЦНИИгеолнеруд. – Казань: Изд-во «ДАС», 1999. – 403 с.
33. Герасимов П.А. Руководящие ископаемые мезозоя центральных областей Европейской части СССР. – М.: Госгеолтехиздат, 1955. – 90 с.
34. Герасимов П.А., Казаков М.П. Геология юго-восточной части Горьковской области, МАССР и ЧАССР // Тр. Московск. геол. упр. – М., 1939. – Вып. 29.
35. Герасимов П.А., Мигачёва Е.Е., Найдин Д.П., Стерлин Б.П. Юрские и меловые отложения Русской платформы / Под ред. Богданова А.А., Муратова М.В., Шатского Н.С. // Очерки региональной геологии СССР. – Вып. 5. – Изд-во Моск. ун-та, 1962. – 195 с.
36. Гладенков Ю.Б. Теория и практика стратиграфии (к публикации на русском языке «Международного стратиграфического руководства») (сокращенная версия) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2003. Т. 11. № 5. – С. 123–128.
37. Глазунова А.Е. О нижнемеловых отложениях Ульяновского Поволжья и находке раннеальбского аммонита близ Саратова. // Тр. Всесоюз. совещ. по уточнению униф. схемы стратигр. мезозойских отл. Русской платформы. Т. III (Тр. ВНИГНИ, вып. XXIX). – Гостоптехиздат, 1961.

38. Глазунова Е.А. Расчленение нижнемеловых отложений Поволжья // Тр. ВСЕГЕИ. 1963. Т. 91.
39. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Серия Средневолжская. Листы N-38-XII, N-39-VII. Объяснительная записка / Под ред. В.П.Кирикова. – М., 1999. – 160 с.
40. Гужиков А.Ю. Палеомагнитная шкала и петромагнетизм юры-мела Русской плиты и сопредельных территорий: Автореферат дисс....докт. геол.-мин. наук. – Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 2004. – 33 с.
41. Гужиков А.Ю., Барабошкин Е.Ю. Диахронность стратиграфических границ и проблема построения общей стратиграфической шкалы // Вопросы стратиграфии Поволжья и Прикаспия: Сб. науч. тр. / Под ред. А.В.Иванова, В.А.Мусатова. – Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 2004.
42. Гужиков А.Ю., Барабошкин Е.Ю. Диахронность стратиграфических границ и проблема построения общей стратиграфической шкалы // Материалы второй научно-практической стратиграфической конференции «Фанерозой Волго-Уральской, Прикаспийской и Северо-Кавказской нефтегазоносных провинций: стратиграфия, литология, палеонтология». Саратов, 6–9 декабря, 2004 г. – Изд-во «Научная книга», 2004. – С. 30–31.
43. Гужиков А.Ю., Барабошкин Е.Ю. Рабочий макет магнитостратиграфической схемы нижнемеловых отложений Поволжья (предварительные данные) // Тез. докл. науч. конф. 5–16 апр. 1999 г. – Саратов: Колледж, 1999. – С. 56–57.
44. Дайн Л.Г. Значение фораминифер для стратиграфии восточной полосы Русской платформы // Тр. Всесоюзн. совещ. по уточнению унифицированной схемы стратиграфии мезозойских отложений Русской платформы. Тр. ВНИГРИ. Вып. 29. Т. 3. – Гостоптехиздат, 1961.
45. Дервиз Т.Л. Волго-Уральская нефтеносная область. Юрские и меловые отложения // Труды ВНИГРИ. – Л., 1959. – Вып. 145.
46. Диденко А.Н. Ритмичность распределения фосфора в мезозойских отложениях северной части Ульяновского-Саратовского прогиба. – Казань: Изд-во КГУ. – 1976. – 118 с.
47. Диденко А.Н., Зорина С.О. Меловая система // Геология Татарстана: стратиграфия и тектоника. – М.: ГЕОС, 2003¹. – С. 207–219.
48. Диденко А.Н., Зорина С.О. Юрская система // Геология Татарстана: стратиграфия и тектоника. – М.: ГЕОС, 2003². – С. 197–206.
49. Дистанов У.Г. и др. Кремнистые породы (диатомиты, опоки, трепела) верхнего мела и палеогена Урало-Поволжья. – Казань: Изд-во КГУ, 1970. – 331 с.
50. Дистанов У.Г. и др. Кремнистые породы (диатомиты, опоки, трепела) верхнего мела и палеогена Урало-Поволжья. – Казань: Изд-во КГУ, 1970. – 331 с.
51. Дистанов У.Г. Кремнистые породы СССР. – Казань: Татар. кн. изд-во. – 1976. – 411 с.
52. Дополнения к стратиграфическому кодексу России. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. – 107 с.
53. Ефимов В.В. Применение фациального анализа при изучении остатков плезиозавров в верхнеюрских отложениях Татарской Республики и Ульяновской области // Мат-лы чтений, посвященных 170-летию Н.А.Головкинского, А.А.Штукенберга, 200-летию геологического музея. – Казань: Изд-во КГУ, 2004. – С. 58–62.
54. Зонов Н.Т. Юрские и меловые отложения Татарской республики // Геология Тат. АССР и прилегающей территории в пределах 109 листа. Моск. Геол. Управление. 1939. Вып. 30. Ч. 1.
55. Зорина С.О. История развития и палеогеография мезозоя // Геология Татарстана: стратиграфия и тектоника. – М.: ГЕОС, 2003¹. – С. 221–226.
56. Зорина С.О. Литобиостратиграфическое расчленение мезозойских отложений на северо-восточной окраине Ульяновско-Саратовского прогиба // Вопросы стратиграфии Поволжья и Прикаспия: Сб. науч. тр. / Под ред. А.В.Иванова, В.А.Мусатова. – Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 2004¹. – С. 126–144.

57. Зорина С.О. Мезозой северо-востока Ульяновско-Саратовского прогиба: автореферат... уч. степ. канд. геол.-мин. наук. – Казань: Форра, 2003². – 28 с.
58. Зорина С.О. Мезозойские полезные ископаемые Республики Татарстан – источник сырья для народного хозяйства // Георесурсы. 2002. № 3. – С. 31–34.
59. Зорина С.О. Об эвстатических сигналах в мезозойских отложениях востока Восточно-Европейской платформы и диахронности биостратиграфических границ // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н.Чирвинского: Сборник научных статей / Перм. Ун-т. – Пермь, 2005¹. – Вып. 7. – С. 220–230.
60. Зорина С.О. Обоснование проведения границ мезозойских стратонов на северо-востоке Ульяновско-Саратовского прогиба методами хроностратиграфии и электронного парамагнитного резонанса // Мат-лы чтений, посвященных 170-летию Н.А.Головкинского, А.А.Штукенберга, 200-летию геологического музея. – Казань: Изд-во КГУ, 2004². – С. 75–79.
61. Зорина С.О. Применение данных о скалярных магнитных характеристиках пород для расчленения мезозойского разреза северо-востока Ульяновско-Саратовского прогиба // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы 32-й сес. Международного науч. семинара им. Д.Г.Успенского. Пермь, 24–29 января 2005 г. – Пермь: Горный институт УрО РАН, 2005². – С. 88–91.
62. Зорина С.О. Секвенции и важнейшие трансгрессивно-регрессивные события в мезозойской истории востока Русской плиты // Материалы второй научно-практической стратиграфической конференции «Фанерозой Волго-Уральской, Прикаспийской и Северо-Кавказской нефтегазоносных провинций: стратиграфия, литология, палеонтология». Саратов, 6–9 декабря, 2004 г. – Изд-во «Научная книга», 2004³. – С. 40–41.
63. Зорина С.О. Событийные уровни как основа изохронной корреляции // VII Международная конференция «Новые идеи в науках о Земле»: Мат-лы докладов – М.: КДУ, 2005³. – Т. 1. – С. 130.
64. Зорина С.О., Крутиков В.Ф. Экспериментальные результаты применения метода ЭПР для расчленения разреза мезозойских отложений Дрожжановского района РТ // Тезисы докладов Всероссийского совещания «Методы аналитических и технологических исследований неметаллических полезных ископаемых». Казань. Октябрь 1999 г. – Казань: Изд-во КГУ, 1999. – С. 25.
65. Зорина С.О., Крутиков В.Ф., Сучкова Г.Г. Использование парамагнитных меток для расчленения разреза мезозойских отложений Дрожжановского района Республики Татарстан // Материалы годовичного собрания минералогического общества «Минералогия России». – СПб., 2001. – С. 127–129.
66. Зорина С.О., Месхи А.М., Минько О.Е. Комплексное применение электронной и оптической микроскопии при изучении цеолитсодержащих пород // Разведка и охрана недр. – 2000¹. – № 9. – С. 23–25.
67. Зорина С.О., Месхи А.М., Минько О.Е., Михайлов В.Н., Суховерков В.Г. Основные черты мезозойского литогенеза и минерагении северо-востока Ульяновско-Саратовского прогиба (юго-запад Республики Татарстан) // Материалы к I-му Всероссийскому литологическому совещанию «Проблемы литологии, геохимии и рудогенеза осадочного процесса». – М., 2000². – С. 292–295.
68. Зорина С.О., Месхи А.М., Чайкин В.Г. Важнейшие литогеодинамические, эвстатические и минерагенические события позднепермского и мезозойского этапов развития Урало-Поволжья // Мат-лы чтений, посвященных 170-летию Н.А.Головкинского, А.А.Штукенберга, 200-летию геологического музея. – Казань: Изд-во КГУ, 2004. – С. 80–86.
69. Зорина С.О., Суховерков В.Г., Минько О.Е. Батские отложения северо-востока Ульяновско-Саратовского прогиба как потенциальный промежуточный коллектор алмаза // Мат-лы Всерос. совещания «Алмазы и алмазоносность Тимано-Уральского региона». – Сыктывкар, 2001. – С. 103–104.
70. Илупин И.П., Ваганов В.И., Прокотчук Б.И. Кимберлиты: Справочник. – М.: Недра, 1990.

71. *Ильин А.В.* Структурная седиментология – новое направление в изучении осадконакопления. Изв. высших учебных заведений // Геология и разведка. 1991. № 7. – С. 33–46.
72. *Ильина Н.С., Фрухт Д.Л.* К вопросу о распространении вулканогенных пород в Горьковском Заволжье // Доклады АН СССР. 1963. Т. 153. № 4. – С. 906–908.
73. *Каледа Г.А.* Эволюция кремнистого осадконакопления на континентальном блоке / Происхождение и практическое использование кремнистых пород / Под ред. В.Н.Холодова, В.И.Седлецкого. – М.: Наука, 1987. – С. 43–59.
74. *Карогодин Ю.Н.* Методологические вопросы литмологии и секвенс-стратиграфии // Геол. и геофиз. 1996. 37. № 4. – С. 3–12.
75. *Карогодин Ю.Н.* Седиментационная цикличность. – М.: Недра, 1980. – 242 с.
76. *Карпинский А.П.* Очерки геологического прошлого Европейской России. – М., 1947. – 206 с.
77. *Карпова М.И.* Состав и генезис мезозойских фосфоритов востока Русской платформы. – М.: Наука, 1982. – 128 с.
78. *Карта* мощности осадочного чехла Восточно-Европейской платформы (мезозой). Масштаб 1:5 000 000 / Гл. ред. В.В.Бронгулеев. – М., 1989.
79. *Киселёва О.И.* Палинокомплексы среднеюрских отложений Нижнего и Среднего Поволжья // Тр. НИИ геол. Саратов. гос. ун-та. 1999. № 1. – С. 148–150.
80. *Корчагин В.В.* Литология нижнемеловых отложений юго-западной части Татарской АССР и смежных с нею районов Ульяновского Поволжья. – Казань: Изд-во КГУ, 1964.
81. *Корчагин В.В.* Литология юрских отложений юго-западной части Татарской АССР и смежных с нею районов. – Казань: Изд-во КГУ, 1962.
82. *Крутиков В.Ф.* Идентификация ЭДЦ в спектрах ЭПР некоторых тонкодисперсных минералов // Спектроскопия, рентгенография и кристаллохимия минералов. – Казань: Изд-во КГУ, 1997¹. – С. 90–91.
83. *Крутиков В.Ф.* Электронный парамагнитный резонанс – метод фазового минералогического анализа // Спектроскопия, рентгенография и кристаллохимия минералов. – Казань: Изд-во КГУ, 1997². – С. 118–129.
84. *Лазарев С.С.* Понятие «время» и геологическая летопись земной коры // Вопросы философии. 2002. № 1. – С. 77–89.
85. *Лазарев С.С.* Представления А.П.Павлова о времени в истории, археологии и геологии // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2004. Т. 79. Вып. 5. – С. 40–43.
86. *Лыгина Т.З., Власов В.В., Волкова С.А., Мохов А.В.* Породообразующий цеолит группы гейландита-клиноптилолита из верхнемеловых отложений Среднего Поволжья // Зап. Всерос. минерл. о-ва. 1998. 127. № 2. – С. 103–110.
87. *Медведев В.А., Медведев Л.В., Третьяченко В.В., Шагидуллин Ф.Ф., Муслимов Р.Х.* Перспективы алмазности юго-восточной части Волго-Уральской антеклизы // Разведка и охрана недр. – 1999¹. № 2. – С. 33–38.
88. *Медведев В.А., Муслимов Р.Х.* Алмазность территории Татарстана: геологическое обоснование // Научный Татарстан. 1999². № 2. – С. 31–35.
89. *Международный стратиграфический справочник* / Под ред. Х.Хедберга. – М.: Мир, 1978. – 226 с.
90. *Мезозойские и третичные отложения центральных областей Русской платформы* / Под ред. О.В.Флёровой. М. Сб. ВНИГНИ. – М.: Гос.научно-техн. изд-во нефтяной и горно-топливной лит-ры, 1958. – 292 с.
91. *Методическое руководство по поискам, оценке и разведке месторождений нерудных полезных ископаемых Республики Татарстан (в 3-х частях).* / Под ред. Ф.М.Хайретдинова, Р.М.Файзуллина. – Казань: Изд-во КГУ. – 1999.
92. *Милановский Е.В.* Новые данные по стратиграфии верхнемеловых отложений Среднего Поволжья. БМОИП. тод. геол. 1928. Т. VI (2).

93. *Милановский Е.В.* Очерк геологии Среднего и Нижнего Поволжья. – М.;Л.: Гостоптехиздат, 1940. – 275 с.
94. *Милановский Е.Е., Никлашин А.М., Копяевич Л.Ф.* и др. О корреляции фаз реорганизации кинематики литосферных плит и короткопериодных изменений уровня Мирового океана // ДАН. 1992. Т. 326, № 2. – С. 313–317.
95. *Митта В.В.* О верхнем келловее в окрестностях Ульяновска // Проблемные вопросы региональной и местной стратиграфии фанерозоя Поволжья и Прикаспия: Мат-лы Первой регион. научно-практ. конф. Саратов, 9–12 октября 2001 г. – Саратов: НВНИИГГ. – С. 56–57.
96. *Митта В.В.* Терминальные горизонты келловее в Среднем Поволжье // Вопросы стратиграфии Поволжья и Прикаспия: Сб. науч. тр. / Под ред. А.В.Иванова, В.А.Мусатова. – Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 2004. – С. 144–154.
97. *Михайлов Н.П.* Верхняя граница кимериджского яруса. ДАН СССР. 1962¹. Т. 145 (6).
98. *Михайлов Н.П.* Зональное расчленение нижнего волжского яруса и его аналогов. Докл. сов. геол. к 1 Междунар. коллокви. по юрской сист. – Изд-во АН Груз. ССР, 1962².
99. *Молостовский Э.А., Певзнер М.А., Печерский Д.М.* и др. Магнитостратиграфическая шкала фанерозоя и режим инверсий геомагнитного поля / Геомагнитные исследования. 1976. № 17. – С. 45–52.
100. *Молостовский Э.А., Храмов А.Н.* Магнитостратиграфия и её значение в геологии. – Саратов: Изд-во Гос. ун-та, 1997. – 179 с.
101. *Муравьев В.И.* Вопросы абиогенного осадочного кремненакопления. // Происхождение и практическое использование кремнистых пород / Под ред. В.Н.Холодова, В.И.Седлецкого. – М.: Наука, 1987. – С. 86–96.
102. *Найдин Д.П.* Поздне меловые события на востоке Европейской палеобиогеографической области. Ст. 1. События мелового периода в океанах и морях // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1992. Т. 67. Вып. 5. – С. 14–29.
103. *Найдин Д.П.* Поздне меловые события на востоке Европейской палеобиогеографической области. Ст. 2. События рубежей сеноман / турон и маастрихт – даний // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1993. Т. 68. Вып. 3. – С. 33–53.
104. *Найдин Д.П.* Эвстазия и континентальные моря Восточно-Европейской платформы. Статья 2. Верхнемеловые секвенции платформы // Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол. 1995. 70. № 5. – С. 49–65.
105. *Найдин Д.П., Барбошкин Е.Ю.* Об использовании стратиграфических данных по Русской плите для реконструкций юрских и меловых эвстатических колебаний уровня моря // Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол. 1994. 69. № 5. – С. 118–127.
106. *Найдин Д.П., Беньямовский В.Н., Копяевич Л.Ф.* Методы изучения трансгрессий и регрессий. – М., 1984. – 163 с.
107. *Найдин Д.П., Беньямовский В.Н., Копяевич Л.Ф.* Палеогеографическое обоснование стратиграфических построений. – М.: МГУ, 1994. – 135 с.
108. *Найдин Д.П., Похилайнен В.П., Кац Ю.И., Красилов В.А.* Меловой период. Палеогеография и палеоокеанология. – М.: Наука, 1986. – 262 с.
109. *Найдин Д.П., Сазонова И.Г., Пояркова З.Н.* и др. Меловые трансгрессии и регрессии Восточно-Европейской платформы, Крыма и Средней Азии // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1980. Т. 55. Вып. 5. – С. 27–41.
110. *Незимов В.Н.* Верхнемеловые отложения // Геология мезокайзойских отложений Ульяновской области. Тр. Каз. ФАН СССР. – Казань, 1964. – Вып. II. – С. 19–46.
111. *Незимов В.Н.* Литолого-палеогеографическая характеристика верхнемеловых отложений Среднего, прилегающих районов Нижнего Поволжья и Северного Прикамья // Стратиграфия, палеогеография и полезные ископаемые кайнозоя Среднего Поволжья // Тр. Геол. Ин-та. Вып. 19. – Казань, 1968.

112. *Нургалиева Н.Г.* Фрактальная природа стратиграфической записи: пермские осадочные разрезы стратотипической области // *Георесурсы*. 2003. № 2 (14). – С. 10–17.
113. *Объяснительная записка к геологической карте дочетвертичных отложений Республики Татарстан масштаба 1:200 000 / Под ред. С.А.Марамчина, Е.И.Уланова.* – Н-Новгород, 1996.
114. *Объяснительная записка к унифицированной стратиграфической схеме юрских отложений Русской платформы / Под ред. С.П.Яковлевой.* ВНИГРИ. – СПб.: Изд-во МП «Девон», 1993². – 72 с.
115. *Объяснительная записка к унифицированным стратиграфическим схемам нижнемеловых отложений Восточно-Европейской платформы / Под ред. С.А.Чирвы.* ВНИГРИ. – СПб.: Изд-во МП «Девон», 1993¹. – 58 с.
116. *Олферьев А.Г., Алексеев А.С.* Зональная стратиграфическая шкала верхнего мела Восточно-Европейской платформы // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. 2003. Т. 11. № 2. – С. 75–101.
117. *Олферьев А.Г., Алексеев А.С.* Зональная стратиграфическая шкала верхнего мела Восточно-Европейской платформы // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. 2003. Т. 11. № 2. – С. 75–101.
118. *Павлов А.П.* Горизонт Emscher среди верхнемеловых отложений средней и восточной России и береговая фация русского турона и сенона. Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы. Протоколы. 1900.
119. *Павлов А.П.* Краткий очерк геологического строения местности между Волгой и Свиягой в Симбирской губернии // *Изв. Геол. ком.* Т. V. № 2. 1886.
120. *Павлов А.П.* Нижневолжская юра // *Зап. СПб. минерал. об-ва*. 1883. Т. XIX.
121. *Пат. 2158242 РФ, МПК2 7 С 04 В 14/12.* Способ получения искусственного пористого заполнителя – керамзита / В.П.Лузин, Л.П.Лузина, С.О.Зорина, В.Г.Суховерков (РФ). Заявл. 27.01.1999; Оpubл. 27.10.2000. Бюлл. № 30.
122. *Пат. 2158243 РФ, МПК2 7 С 04 В 14/12.* Способ изготовления керамзита / В.П.Лузин, Л.П.Лузина, С.О.Зорина, В.Г.Суховерков (РФ). Заявл. 27.01.1999; Оpubл. 27.10.2000. Бюлл. № 30.
123. *Первушов Е.М., Иванов А.В., Попов Е.В.* Местная стратиграфическая схема верхнемеловых отложений Правобережного Поволжья // *Тр. НИИ геол. Сарат. гос. ун-та*. 1999. 1. – С. 85–94.
124. *Перес Ф.С.* Кремнисто-карбонатные породы верхнего мела юго-запада СССР и перспективы их практического использования // *Литология и полезные ископаемые*. 1991. № 5. – С. 42–54.
125. *Постановление об общей зональной шкале нижнего отдела меловой системы.* (Принято на расширенном заседании Бюро МСК 2 февраля 1996 г.) // *Постановления Межвед. Стратигр. ком. И его постоян. комис.* / Под ред. Жамойды А.И., Прозоровской Е.Л. 1997¹. № 29. – С. 8–10.
126. *Постановление по уточнению положения границы юры и мела в Бореальной области и статусу волжского яруса.* (Принято на расширенном заседании Бюро МСК 2 февраля 1996 г.) // *Постановления Межвед. Стратигр. ком. и его постоян. комис.* / Под ред. Жамойды А.И., Прозоровской Е.Л. 1997². № 29. – С. 5–7.
127. *Практическая стратиграфия (Разработка стратиграфической базы крупномасштабных геологосъемочных работ) / Под ред. И.Ф.Никитина, А.И.Жамойды.* – Л.: Недра, 1984. – 320 с.
128. *Происхождение и практическое использование кремнистых пород / Под ред. В.Н.Холодова, В.И.Седлецкого.* – М.: Наука, 1987. – 189 с.
129. *Розанов А.Н.* О зональной классификации отложений нижневолжского яруса Симбирской губ // *Изв. Моск. отд. Геол. ком.* 1923. Т. I.
130. *Розанов А.Н.* Юрские и валанжинские фосфориты Сурско-Мокшинской области Среднего Поволжья и Общего Сырта // *Фосфориты СССР.* – Л.: Изд. Геол. Ком., 1927.

131. Сазонов Н.Т. Новые данные о келловейских, оксфордакских и кимериджских аммонитах / Фауна мезозоя и кайнозоя Европейской части СССР и Средней Азии // Тр. ВНИГНИ. Вып. 44. – СПб: Недра, 1964.
132. Сазонов Н.Т. О некоторых малоизученных аммонитах из нижнего мела. БМОИП. Отд. геол. 1951. Т. 26 (5).
133. Сазонов Н.Т. Стратиграфия юрских и нижнемеловых отложений Русской платформы, Днепровско-Донецкой и Прикаспийской впадин. БМОИП. Отд. геол. 1953. Т. 28 (5).
134. Сазонов Н.Т. Юрская система. Юрский период // Геологическое строение центральных областей Русской платформы. – М.: Гостоптехиздат. 1957. – С. 156–176, 276–280.
135. Сазонова И.Г. Нижнемеловые отложения центральных областей Русской платформы // Мезозойские и третичные отложения центральных областей Русской платформы. – М.: Гостоптехиздат, 1958. – С. 31–184.
136. Сазонова И.Г. Унифицированная схема нижнемеловых отложений Русской платформы (проект) / Труды Всесоюзного совещания по уточнению унифицированной схемы стратиграфии мезозойских отложений Русской платформы. Труды ВНИГНИ. 1961. Вып. XXIX. Т. 3.
137. Сазонова И.Г., Сазонов Н.Т. Палеогеография Русской платформы в юрское и раннемеловое время // Труды ВНИГНИ – Л., 1967. – Вып. LXII. – 446 с.
138. Сазонова И.Г., Сазонов Н.Т. Схема стратиграфии нижнего мела Восточно-Европейской платформы (Русская суббореальная провинция) // Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол. 1991. 66. № 4. – С. 49–63.
139. Стратиграфический кодекс. Издание второе, дополненное. – СПб., 1992. – 120 с. – (Межвед. стратигр. ком.).
140. Стратиграфия СССР. Юрская система / Под ред. Д.В.Наливкина. – М.: Недра, 1972. – 528 с.
141. Страхов Н.М. Горючие сланцы зоны *Perisphinctes panderi* (Очерк литогии). БМОИП. Отд. геол. 1934. Т. XII (2).
142. Страхов Н.М. Основные типы литогенеза. – М.: Наука, 1960–1963. – Т. 1–3.
143. Суховерков В.Г., Кузнецов Г.Е., Боровский М.Я., Зорина С.О. Карлинский потенциально алмазоносный район Республики Татарстан: история развития, геологические предпосылки // Георесурсы. 2000. № 2. – С. 5–8.
144. Файзуллин Р.М., Дедков А.П., Горбунов С.А., Зорина С.О. Методы геологического картирования // Методическое руководство по поискам, оценке и разведке месторождений твердых нерудных полезных ископаемых Республики Татарстан. Часть 2. Методика поисков и оценки / Под ред. Ф.М.Хайретдинова, Р.М.Файзуллина. – Казань: Изд-во КГУ, 2000. – С. 44–48.
145. Филатова Н.И. Меловая эволюция континентальных окраин в контексте глобальных событий // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1998. Т. 6. № 2. – С. 3–17.
146. Харкив А.Д. Минералогические основы поисков алмазных месторождений. – М.: Недра, 1978. – 136 с.
147. Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А. и др. Палеомагнитология / Под ред. А.Н.Храмова. – Л.: Недра, 1982. – 312 с.
148. Чирва С.А. Детальные стратиграфические исследования при палеогеографических реконструкциях осадочных бассейнов // Методологические аспекты стратиграфических исследований в нефтегазоносных бассейнах. – Л.: Недра, 1989. – С. 23–30.
149. Шуменко С.И. Роль биогенного фактора в кремненакоплении // Происхождение и практическое использование кремнистых пород / Под ред. В.Н.Холодова, В.И.Седлецкого. – М.: Наука, 1987. – С. 121–127.
150. Ясонов П.Г., Бузов Б.В. Установка для термомагнитной чистки естественной остаточной намагниченности горных пород / Аппаратура, методика и результаты геофизических исследований. – Казань: Изд-во КГУ, 1979. – С. 111–116.

-
151. *Friedman G.M., Sanders J.E., Kopaska-Merkel D.C.* Principles of sedimentary deposits: stratigraphy and sedimentology. N.Y. Macmillan Pub. Co., 1992. – 717 p.
 152. *Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R.* Chronology of the fluctuation sea-levels since the Triassic // *Science*. 1987. Vol. 235. № 4794. – P. 1156–1167.
 153. *Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R.* Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and eustatic cycles // *Sea-level changes: an integrated approach* // *Society of Economist, Paleontologist and Mineralogist, Special Publication*. 1988. № 42. – P. 71–108.
 154. *International stratigraphic chart* / Ed. Remane J. et.al. International Commission on Stratigraphy. 1998.
 155. *Sloss L.L.* Sequences in the cratonic interior of North America // *Bull. Geol. Soc. Am.* 1963. Vol. 74. №2. – P. 93–114.
 156. *Vail P.R.* Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy interpretation procedure // *Bally A.W. (ed). Atlas of Seismic Stratigraphy. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Stud. Geol.* 1987. V. 27. № 1. – P. 1–10.

Уч. изд. л. 10,3. Тираж 100 экз.

Полиграфическая база ЦНИГРИ

117545, г. Москва, Варшавское шоссе, 129 «Б»

ISBN 5-85657-124-X

© Тр. Федерального государственного унитарного
предприятия «Центральный научно-исследовательский
институт геологии нерудных полезных ископаемых», 2005

© Зорина С.О., 2005

