

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

КАЗАНСКИЙ ФИЛИАЛ

ИЗВЕСТИЯ КАЗАНСКОГО ФИЛИАЛА АКАДЕМИИ НАУК СССР

Серия геологических наук

№ 4



ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

МОСКВА 1957

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

КАЗАНСКИЙ ФИЛИАЛ

ИЗВЕСТИЯ КАЗАНСКОГО ФИЛИАЛА АКАДЕМИИ НАУК СССР

Серия геологических наук

№ 4



ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

МОСКВА 1957

Г. Л. МИРОПОЛЬСКАЯ

КРАТКАЯ ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ
ЖИВЕТСКОГО ЯРУСА И ПАШИЙСКОЙ СВИТЫ НА ЮГО-ВОСТОКЕ
ТАТАРИИ

В настоящей статье излагаются результаты литологических исследований, проведенных рядом сотрудников Геологического института Казанского филиала АН СССР в течение последних пяти-шести лет. В первые годы изучения живетских и пашийских образований (1947—1950) на юго-востоке Татарии и в прилегающих к ней районах (у пос. Туймазы, Бавлы, сс. Ключевка, Крым-Сарай, Ивановка, Тукмак, Алтунино, пос. Шугурово, Боровка, Голюшурма) исследования производились с большой детальностью Е. Т. Герасимовой, Н. М. Ковязиным, В. Н. Логиновой, Г. Л. Миропольской, Ю. В. Сементовским и Л. Ф. Солонцовым. Задачи исследований сводились в первую очередь к выяснению структурно-текстурных особенностей пород, их компонентного состава, гранулометрической и химической характеристики пород¹, минералогического состава тяжелых и легких фракций. Термографические исследования Ю. В. Сементовского были направлены на выявление состава глинистых минералов в породах указанных отложений².

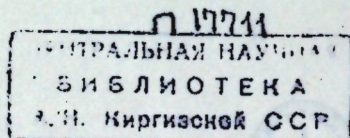
В последние три года (1951—1953) основное внимание было уделено детализации строения и выяснению литологических особенностей пашийской свиты на ограниченной территории юго-востока Татарии. За этот период было обработано (без иммерсионных исследований и с применением в небольшом количестве микроскопии) около 70 разрезов скважин. В этой большой работе по изучению отложений пашийской свиты принимала участие, кроме автора, Е. Т. Герасимова, в меньшей мере — А. С. Ильясова, отчасти — В. Н. Логинова и Л. Ф. Солонцов.

Одновременно с этой работой автор продолжает исследования и по более древним — живетским отложениям (15 скважин), уделяя внимание изучению различных по составу и времени образования минеральных выделений (Миропольский, Миропольская и Солонцов, 1951; Миропольский и Миропольская, 1951, 1952). Однако ограниченный выход керна из живетского яруса и нижней части разреза пашийских отложений затрудняет окончательное решение ряда вопросов по литологии, а также условия их образования и преобразования в более позднее время. Приведенные в статье выводы следует рассматривать как ориентировочные, требующие дальнейшей детализации при расширении региона исследования и решения общих закономерностей на большей территории.

¹ Гранулометрические и химические анализы производились сотрудниками химической лаборатории Института.

² Детальное изучение состава глинистых минералов в породах девона производил Н. В. Кирсанов (1955).

Ответственный редактор
проф. Л. М. МИРОПОЛЬСКИЙ



НИЖНЕЖИВЕТСКИЙ ПОДЪЯРУС

Среди девонских отложений, отмеченных на юго-востоке Татарии, наиболее древними являются образования нижнеживетского подъяруса, которые трансгрессивно налегают на эродированную поверхность пород кристаллического фундамента или, вернее, элювиальных продуктов его разрушения, выполняющих наиболее пониженные формы рельефа. Реже они ложатся на неровную поверхность разновозрастных отложений бавлинской свиты (пос. Туймазы, Бавлы, с. Боровка). Наличие размыва на грани с последними фиксируется, с одной стороны, обособлением грубозернистых образований (песчаников, гравелитов) в подошве нижнеживетских отложений, а с другой — присутствием галек кварцита в аргиллитах из основания подъяруса (с. Тукмак). На электрокаротажных диаграммах подошва нижнеживетских отложений устанавливается по основанию пачки с низким значением КС и частыми колебаниями положительного и преимущественно отрицательного порядка на кривой ПС.

В кровле нижнеживетских отложений в большинстве случаев обнаруживаются явные следы размыва. Это находит отражение в колебаниях мощности верхней пачки, а кроме того в наличии выделений гидроокислов железа в породах из кровли отложений (сс. Туймазы, Ивановка). Одновременно с этим в верхней части подъяруса отмечаются прослои шамозитовых оолитовых руд, гравелитов, а в породах — признаки, свидетельствующие о неустойчивом характере режима мелководного бассейна (знаки, ряби, следы перемывания и ползания каких-то животных, гиероглифы и др.). На электрокаротажных диаграммах кровля нижнеживетского подъяруса отбивается обычно по понижению омического сопротивления на кривой КС и возрастанию положительного значения ПС, отвечающих плотным глинистым разностям пород, залегающих в кровле подъяруса.

Нижнеживетские отложения представлены главным образом породами кластического ряда — гравелитами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами, переслаивающимися между собой и нередко постепенно переходящими друг в друга. В меньшей степени разрез подъяруса слагают карбонатные породы — известняки, нередко доломитизированные до перехода в доломит, иногда мергели. Подчиненное значение среди отмеченных пород имеют оолитовые шамозитовые руды, прослеживающиеся в виде довольно выдержанных горизонтов. В распределении указанных разностей пород устанавливается некоторая определенная приуроченность их к той или иной части разреза. Так, например, наиболее распространенные породы — песчаники — почти исключительно локализируются в нижней, наибольшей по мощности, части разреза. Аргиллиты и алевролиты, образуя среди песчаников в нижней части разреза маломощные прослои, пользуются преобладающим развитием в верхней части. На крайнем юго-востоке и юге Татарии прослои карбонатных пород разделяют алевролит-аргиллитовые разности верхней части разреза от песчаных образований нижней части. Прослои оолитовых шамозитовых руд приурочены к основанию нижнеживетских отложений, их средней и верхней частям. Подобная неоднородность литологического строения разреза нижнеживетского подъяруса с преобладанием тех или иных разностей пород обусловила, по аналогии с типовым разрезом у пос. Туймазы (Микрюков и Тимергазин, 1948; Тимергазин, 1948, 1950), выделение в разрезе двух литологических пачек: нижней — аргиллит-гравийно-песчаной (горизонт D_v) и верхней — карбонатно-алевролит-аргиллитовой (рис. 1 и 2).

Нижняя аргиллит-гравийно-песчаная пачка (горизонт D_v) в литологическом отношении довольно выдержана на юго-востоке Татарии

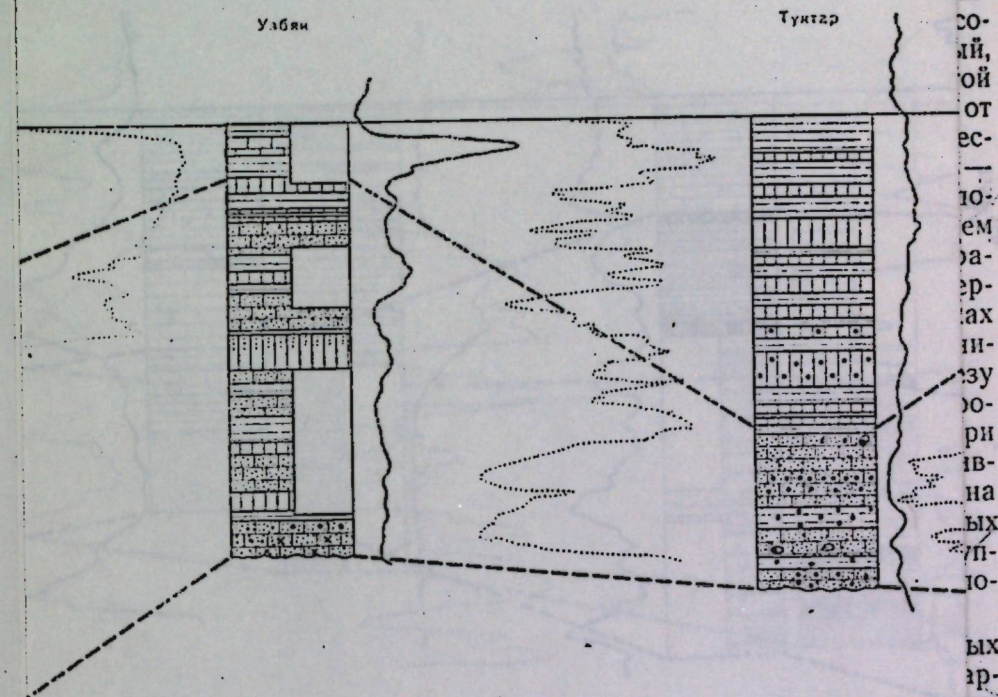


Схема сопоставления отложений нижнеживетского подъяруса

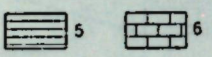
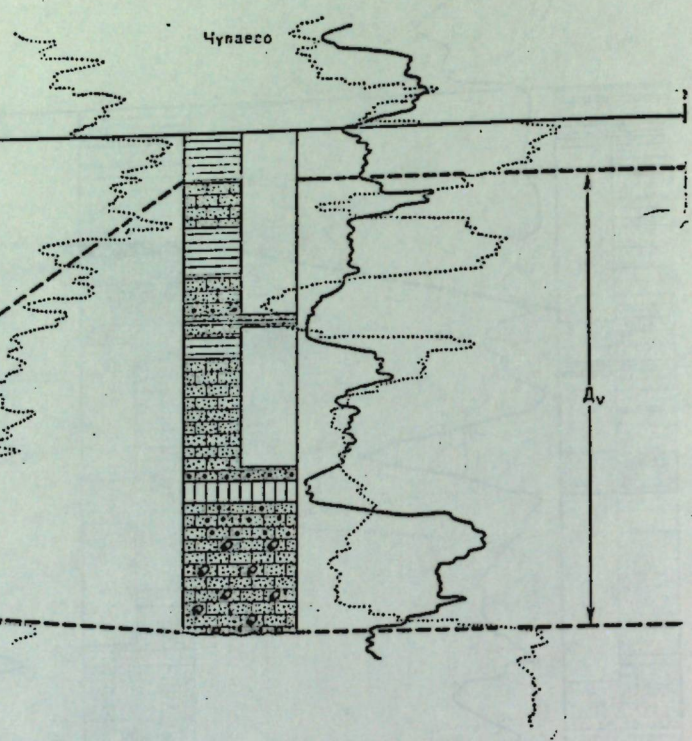
и гальками; 3 — алевролит песчаный; 4 — алевролит глинистый; 5 — аргиллит; 6 — известняк

их
ой.
ые
зе-
к
ин-
рс.
ий
ю-
уд.
ин-
со-
ий,
ой
от
ес-
ю-
ем
ра-
ер-
ах
ин-
ю-
ри
ив-
на
ых
п-
ю-

ых
ар-
га,
2,
та-
ых
у
ак-
ли.
и
ти
ые
ссе

бо
ся
ил-
ый
ст-
ом
со-
ла
м)

Сре
наибол
которь
криста
разруш
они ле
линско
границ
зернис
ветски
литах
диагра
основа
жител
В к
живаис
мощно
лов же
Однов
шамоз
тельств
(знаки
глифы
ского
ления
чающи
подъя
Низ
дами
аргилл
перехо
гают к
перехо
ченных
в виде
Вар
торая
Так, на
исключ
сти раз
ней ча
развити
слои ка
верхней
слои ос
ветских
ность
преобл
с типов
мергази
нижней
карбона
Ниж
литолог



и за ее пределами. Она складывается в основном песчаниками. Среди них обособляются две разности, обычно переслаивающиеся между собой. Наиболее развиты в разрезе нижней пачки разноразмерные пористые песчаники, реже — гравелиты. Вверх по разрезу эти песчаники (гравелиты) иногда сменяются мелкозернистыми разностями их и близкими к ним по составу песчаными алевролитами, обогащенными неотсортированным грубопесчаным материалом. Только у с. Исергапово, в районе пос. Бавлы, разрез нижней пачки несколько своеобразен. Здесь в основании пачки разноразмерные песчаники переслаиваются с прослоями органично-обломочных известняков и оолитовых кальцито-шамозитовых руд.

Разноразмерные пористые песчаники, прослоями, грубо- и мелкозернистые, как и песчаные алевролиты, всегда в том или ином количестве содержат рассеянный или скопляющийся по слоистости грубопесчаный, гравийный материал. Они характеризуются неравномерной зернистостью и слоистой текстурой. Величина зерен в них изменяется от 0,008 до 3—4 мм с преобладанием в гравелитах зерен от 1 до 3 мм, в песчаниках — от 0,3 до 0,5 мм, реже — от 0,15 до 0,3 мм, а в алевролитах — от 0,06 до 0,16 мм. Слоистая текстура в песчаниках обусловлена чередованием прослоев с различной крупностью зерен. Наряду с обособлением зерен меньшего размера (0,02—0,08 мм) в прослоях, в песчаниках и гравелитах отмечается заполнение ими пространства между крупными зернами. Однако роль алевролитовых, а также глинистых частиц в песчаниках незначительна. Их количество лишь несколько возрастает в мелкозернистых песчаниках и соответственно в алевролитах. Снизу вверх по разрезу нижней пачки в песчаниках выявляются некоторое улучшение отсортированности зерен обломочного материала, уменьшение крупности их при некоторых отклонениях, обязанных ритмически проявляющемуся привносу крупнопесчаных зерен, гравия. В направлении с севера и востока на юго-запад и юг наблюдается снижение участия гравелитов и гравийных песчаников в сложении разреза нижней пачки, уменьшение в целом крупности зерен, слагающих песчаники, и улучшение отсортированности обломочного материала.

Состав зерен обломочного материала в гравелитах, разноразмерных песчаниках и в песчаных алевролитах почти мономинеральный — кварцевый. Незначительную примесь в них составляют обломки кварцита, еще реже — зерна полевых шпатов и тяжелых минералов (см. табл. 2, стр. 46). Среди последних преобладают зерна ильменита — магнетита (вверху разреза — лейкоксена), реже — циркона, анатаза, измененных титансодержащих минералов, турмалина и листочки мусковита. Форма у зерен разной величины неодинаковая. Крупные зерна (>0,5 мм) характеризуются неправильной формой, нередко с извилистыми очертаниями. Среди более мелких фракций иногда наблюдаются изометрические и удлиненные зерна. Последние ориентированы параллельно слоистости или (в гравелитах и гравийных песчаниках) «обтекают» более крупные зерна. Окатанность зерен терригенного материала незначительная. Все зерна относятся к угловатым.

Рассматриваемые алевролиты, песчаники и гравелиты обычно слабо сцементированы. На долю цемента, в основном глинистого, приходится не более 5—10%. Глинистый гелевидный материал, отчасти раскристаллизованный в чешуйчатый агрегат, имеет главным образом каолининовый состав (рис. 3, обр. а, б, д). Он лишь частично выполняет поровые пространства. Илито-глинистый материал часто, особенно в Шугуровском районе, пропитан органическим веществом желто-бурого цвета сгусткового характера. Сидерит в цементации зерен обломочного материала почти не принимает участия. Изометрические зерна его (<0,03 мм) изредка частично заполняют поровые пространства или же рассеяны в

шая в краевых зонах, на контакте с вмещающей породой; 4) появление крупных следов скольжения вокруг желваков, по трещинам и в породе.

Выделения тонкозернистого кварца, обычные в первой разности песчаников, в глинистых песчаниках редки. Также не характерны здесь выделения — импрегнация галенита в сопровождении тонкозернистого кварца, сфалерита и халькопирита, наблюдаемые в прослое, обогащенном углистым детритом (с. Чупаево).

Глинистые алевролиты являются как бы переходной разностью между глинистыми песчаниками и аргиллитами, содержащими неотсортированные зерна обломочного материала. Для последних следует подчеркнуть свойственную им зеленовато-серую окраску разной интенсивности, редко охряно-кирпично-красную при обохривании гидроокислами железа (с. Боровка), отсутствие слоистости и плотное сложение. Основная масса в аргиллитах (40—70%) представлена зеленовато-серым белесоватым гелевидным веществом, в различной степени раскристаллизованным в чешуйчатый агрегат глинистых минералов, в основном каолинита, что доказывают термографические (рис. 3, е—л) и другие специальные исследования (Кирсанов, 1955). Наибольшая раскристаллизация глинистого материала прослеживается вокруг микротрещинок, менее заметная — вокруг зерен обломочного материала. Последний в аргиллитах составляет 30—48%. Размер зерен изменяется от 0,007 до 1—3 мм с преобладанием зерен 0,04—0,12 мм, реже — менее 0,04 или 0,15—0,4 мм. Зерна разного размера, большей частью рассеяны, реже группируются в участки или линзы. В подобных участках мелкие зерна (<0,05 мм) окружают крупные (>0,5 мм), иногда с признаками завихрения, особенно заметными на удлиненных зернах. Состав зерен обломочного материала близок к терригенным компонентам в глинистых разностях песчаников и алевролитов. В рассматриваемых аргиллитах также распространены диагенетические выделения пирита в виде рассеянных мелких стяжений и кристаллов (<0,03 мм), реже — скоплений микролинз. Отмечаются в них и более поздние выделения гидроокислов железа такого же типа, как в глинистых песчаниках у с. Боровка, но с халькопиритом в желваках. В редких случаях встречаются выделения в порах галенита (с. Исергапово) и сидерита в виде неясных сферолитов (с. Узбек). Сферолиты сидерита встречаются совместно с оолитами шамозита концентрически-волнистого строения, обычно деформированными.

Вторая, менее распространенная разность аргиллитов в основном каолинистового же состава (рис. 3, м—о) отмечается также только в нижней пачке, но лишь в верхней ее половине. Она характеризуется бурой окраской, обязанной, по видимому, изменению углистого детрита, многочисленных обугленных, изредка углефицированных растительных остатков. С первой разностью аргиллитов сближают их каолинистовый состав глинистых минералов, плотное сложение и многочисленный обломочный материал, скопляющийся здесь в тонкие прослойки и линзочки. Основная масса в бурых аргиллитах представлена гелевидным глинистым веществом желтовато-серого цвета, пропитанным в неодинаковой степени органическим веществом бурого цвета. Раскристаллизация гелевидного вещества иногда отмечается в местах скопления зерен обломочного материала. Последние в рассматриваемой гелевидной разности аргиллитов составляют 30—45%, участками — линзами — 65% породы. Величина зерен обломочного материала меньшая (от 0,006 до 1,5 мм), чем в первой разности, с преобладанием в основном алевритовых зерен (от 0,03 до 0,09 мм). Состав зерен, так же как и в описанных выше разностях пород, в основном кварцевый. Форма у зерен неправильная, однако отмечается

Выполнены и расшифрованы Ю. В. Сементовским.

у них несколько лучшая окатанность зерен до угловато-окатанных и окатанных в крупнопесчаной фракции. Кроме стяжений, кристаллов пирита, корочек его по многочисленным остаткам обугленных растений, никаких минеральных выделений в этой разности аргиллитов не отмечается.

Оолитовые шамозитовые руды в нижней пачке нижнеживетских отложений, по данным Л. М. Миропольского с соавторами (1946, 1950), образуют значительные (от 0,5 до нескольких метров) по мощности прослои в нижней части пачки и в кровле ее. По составу, морфологии и вторичным процессам, приуроченным к ним, они не одинаковы. Так, нижний прослой оолитовых кальцито-шамозитовых руд (с. Исергапово и Валеер Хутор) характеризуется зеленовато-темносерой, почти черной окраской, значительной пиритизацией и плотным сложением. Оолиты шамозита в них преобладают над цементирующей массой и зернами обломочного материала, составляя 40—60% породы. Однако распределяются оолиты неравномерно, то концентрируясь в сплошные массы, то рассеиваясь. Оолиты шамозита имеют концентрически-скорлуповатое и радиально-лучистое строение. Форма у них обычно овальная, удлиненная, изредка округлая. Размер оолитов варьирует от 0,6 до 1,2 мм. Для рассматриваемой разности свойственно замещение оолитов шамозита кальцитом, пиритом, изредка гидроокислами железа и сидеритом. Некоторые оолиты шамозита расплющены, деформированы, и части их иногда смещены по отношению друг к другу.

Цементирующая масса в кальцито-шамозитовых оолитовых рудах составляет 20—30% породы. По составу она неоднородна и представлена в отдельных участках глинистым материалом каолинистового состава с примесью гельшамозита, в других — кальцитом и, наконец, изредка — пиритом. Нередко наблюдается их переплетение с преобладанием одного из них. К этой цементирующей массе приурочены обломки неясных остатков фауны и многочисленные песчано-алевритовые зерна обломочного материала (25—35%). Терригенный материал нередко встречается и в оолитах шамозита. Одно или несколько зерен кварца часто располагаются и в центре оолитов. Форма у зерен неправильная, все они угловатые.

Другой прослой сидерито-шамозитовых оолитовых руд прослеживается в кровле нижней пачки, пос. Шугурово, Туймазы, сс. Исергапово, Октябрь Булак, Муслюмово, Урал, Ивановка). У с. Исергапово контактирует с карбонатными породами из верхней пачки неровный. Оолитовые руды имеют пятнистую, буровато-зеленую окраску благодаря неравномерному чередованию оолитов бурого цвета с вмещающей зеленоватой глинисто-сидеритовой массой породы. Последняя преобладает над оолитами, составляя около 50% породы. Представлена цементирующая масса мелкозернистым сидеритом, загрязненным неодинаково распределенным глинистым (каолинистовым по составу) материалом (5—15%). Кроме того, в цементе отмечаются зерна обломочного материала (5—15%), стяжения пирита и чешуйки шамозита. Зерна сидерита имеют размер 0,03—0,06 мм. Оолиты шамозита (около 30% породы) распределяются неравномерно. В более глинистых участках они обладают овальной эллипсоидальной формой, а в сидеритовых — округлой. Размер у них меньший, чем в первой разности (0,3—0,8 мм), строение же одинаковое — радиально-лучистое и концентрически-скорлуповатое. В оолитах отмечается часто значительное обохривание, иногда неодинаковое развитее концентров, присутствие в центре зерен кластического материала, или гелевидного глинистого сгустка.

Кроме вышеописанных разностей пород, в сложении нижней пачки принимает участие анкерит (0,10 м), отмеченный в подошве разреза у с. Алтунино. Он характеризуется темносерой окраской, массивным сло-

жением, крупнозернистой структурой в центральной части желвака — линзы и строением *сопе-in-сопе* в его поверхностном слое. Величина зерен в том и в другом случае варьирует от 0,5 до 1 мм. Форма у зерен неправильная, с извилистыми очертаниями. Изредка на фоне этой крупнозернистой массы наблюдаются реликты тонко- и мелкозернистого агрегата. По-видимому, при перекристаллизации последних и произошло оттеснение в края зерен глинистого материала параллельно-чешуйчатого строения, подчеркивающего зернистое строение. В создании структуры *сопе-in-сопе* имеет также большое значение концентрация глинистого материала по краям каждого, не всегда правильного усеченного конуса, входящего друг в друга. В поперечном разрезе через конусы устанавли-

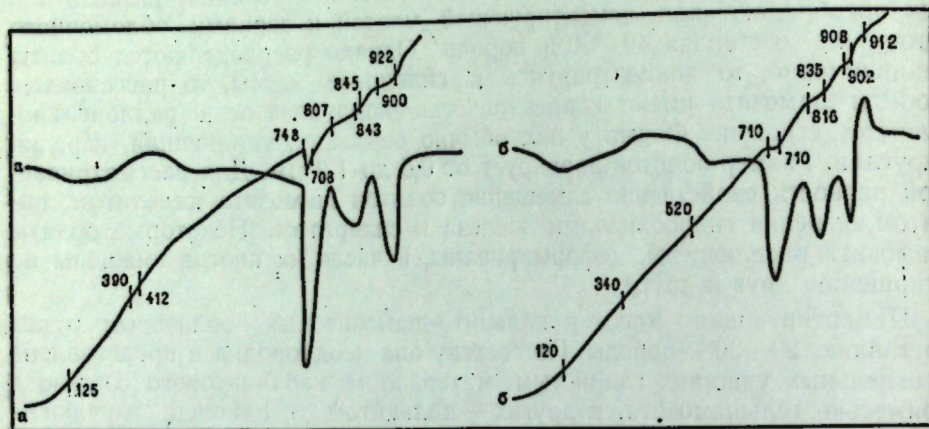


Рис. 4. Термограммы анкерита

вается концентрическое строение. В основании и вершине каждого из них наблюдается наибольшая концентрация глинистого материала вплоть до образования микролинз размером до 2—3 мм в диаметре. К глинистым промазкам и микролинзам приурочены многочисленные кристаллы, стяжения пирита (<0,03 мм, редко до 1 мм) и рассеянные мелкоалевритовые зерна кварца, реже магнетита. Химический анализ и термические исследования из наружного слоя желвака показали типичное для анкерита содержание свободных окислов (CaO — 21,9%, MgO — 7,8%, FeO — 10,8%, п. п. п. — 29,5%) и характерную дифференциальную кривую нагревания (рис. 4, а). Центральная часть желвака анкерита, имеющая крупнозернистое строение, уже не обнаруживает такой типичной термографической характеристики анкерита, сохраняя лишь общую ее конфигурацию (рис. 4, б).

Верхняя, карбонатно (алевролитов)-аргиллитовая пачка на территории юго-востока Татарии и в прилегающих областях характеризуется неоднородностью литологического строения как по разрезу, так и в пространстве (см. рис. 1 и 2). В сложении верхней пачки, начиная снизу вверх по разрезу, принимают участие прежде всего карбонатные породы — известняки, иногда чередующиеся с доломитами. Мощность карбонатных пород достигает 4—9 м у пос. Туймазы—Бавлы. Однако в направлении на север, запад и юг карбонатные породы, образующие электрореper «нижний известняк», расклиниваются на ряд маломощных слоев и замещаются частично или полностью мергелями, а затем и аргиллитами. Выше прослоев карбонатных пород, а на западе при их выклинивании во всем разрезе пачки развиты в основном аргиллиты с маломощными прослоями алевролитов и редко-мелкозернистых песчаников.

Мощность верхней пачки на изученной территории изменяется от

0 до 16 м. При этом она варьирует на коротких расстояниях, в целом возрастая с севера от с. Миннибаево на юг.

Известняки, реже доломиты залегают обычно непосредственно на алевролитово-песчаниковых породах нижней пачки, иногда с признаками размыва на границе с ними (с. Боровка). Реже известняки с размывом контактируют с сидерито-шамозитовыми рудами (с. Исергапово, пос. Шугурово). Как исключение прослой известняка (с. Исергапово) наблюдается почти в подошве нижнеживетских отложений (горизонт D_v).

Известняки обладают серой окраской разной интенсивности, в зависимости от глинистости и битумизации. Для них характерны органогенная — криноидная (Туймазы, Исергапово, Бавлы и др.), реже органогенно-обломочная (сс. Голышурма, Боровка) и участками — мелкозернистая структуры. Изредка в известняках присутствуют тонкие прослойки глинистых черных мергелей, переполненных остатками мелких раковин брахиопод. В органогенной разности известняков остатки фауны (50—70% породы) представлены в большинстве случаев члениками криноидей с малозаметной примесью створок раковин и их обломков. Первые из них сложены обычно монокристаллом кальцита, редко — крупнозернистым и пелитоморфным кальцитом. В органогенно-обломочных известняках остатки фауны составляют 20—30% породы. Окатанные удлиненные обломки створок раковин в них сложены волокнистым, пелитоморфным кальцитом. Остатки члеников криноидей в органогенно-обломочных известняках редки. Часть породы, вмещающая (цементирующая) остатки фауны, обычно слагается в обеих разностях мелкозернистым кальцитом с реликтами пелитоморфного или тонкозернистого. Форма зерен кальцита неправильная или изометрическая, размер изменяется от 0,02 до 0,04 мм. Мелкозернистый кальцит в большинстве случаев значительно обильнее гелевидным глинистым веществом (менее 5% породы). Последний наблюдается и в остатках фауны, а при перекристаллизации располагается вокруг них. Большая глинистость (19—25% породы) в известняках отмечается у с. Голышурма, пос. Шугурово, с. Боровка. Здесь гелевидный материал иногда скопляется в микропрослойки, в которых пропитан органическим веществом бурого цвета. Выделения последнего наблюдаются также в трещинах, порах и вокруг остатков фауны. К участкам с концентрацией органического вещества приурочены более поздние образования доломита в виде ромбоэдров размером 0,01—0,03 мм. В указанных известняках распространена перекристаллизация пелитоморфного и зернистого кальцита в крупнозернистый в основном в остатках фауны — члениках криноидей или полостях раковин брахиопод, пелеципод и др. Изредка перекристаллизация захватывает вмещающую их часть породы, образуя кальцит столбчато-лучистого строения и крупнозернистые агрегаты его. Вторичные выделения кальцита отмечаются в порах, трещинках и кавернах. Пирит в известняках встречается в виде диагенетических образований (стяжений, кристаллов), а также в виде более поздних выделений по стенкам трещинок и пор. Зерна обломочного материала составляют в известняках не более 1%.

Процесс доломитизации в органогенных известняках иногда приводит к возникновению доломита. Доломиты прослежены в районе пос. Бавлы. Чередясь с известняками, они слагают то нижнюю, то верхнюю часть маркирующего горизонта «нижний известняк». Доломит характеризуется реликтово-органогенной структурой, участками — разномзернистой, и темносерой окраской разной интенсивности. Обломки и остатки фауны, преимущественно членики криноидей, составляют в доломитах около 50—60% породы. Членики криноидей в большинстве случаев представлены ромбоэдром доломита (размером до 1,5 мм), возникшим за счет перекристаллизации, охватившей и окружающую массу породы. Иногда

Преимущественная роль в сложении верхней пачки принадлежит аргиллитам. Среди аргиллитов описываемой пачки устанавливаются три разновидности, каждая из которых характеризуется присущими ей особенностями и приуроченностью к определенным районам исследования. Морфологически и по составу глинистых минералов все они отличны от разностей, развитых в нижней, аргиллито-песчаниковой пачке. У пос. Туймазы, пос. Бавлы, сс. Исергапово, Крым-Сарай и др. распространены гелевидные аргиллиты, пропитанные органическим веществом бурого цвета, темносероокрашенные. Они содержат рассеянные песчано-пелитовые зерна обломочного материала и обычные для этой разности обломки и остатки мелкой фауны брахиопод. Раскристаллизация гелевидного глинистого материала в рассматриваемых аргиллитах еще меньшая, чем в разностях из нижней пачки. Однако если она и отмечается, то только вокруг зерен обломочного материала с образованием редких чешуек и — как исключение — чешуйчатых агрегатов. Как показали термографические исследования Ю. В. Сементовского (рис. 5, а), состав последних иной, чем в каолинитовых аргиллитах из нижней пачки. Глинистые минералы в этих аргиллитах представлены гидрослюдами, отчасти каолинитом. Подобное сочетание глинистых минералов в терригенной толще девона более нигде не отмечается. Роль зерен обломочного материала в аргиллитах из верхней пачки, а также крупность их меньше, чем в разностях из нижней пачки. Так, в рассматриваемых аргиллитах рассеянные зерна обломочного материала составляют всего 20—25% и лишь при концентрации их в участки 40—45%. Распространены обычно зерна размером 0,02—0,05 мм, а местами наряду с ними — зерна более 1 мм и 0,2—0,8 мм. Зерна обломочного материала представлены главным образом кварцем, но с большей примесью полевых шпатов (микроклина, плагиоклазов), анатаза и измененных титансодержащих минералов, чем в аргиллитах из нижней пачки. Форма у зерен часто неправильная или удлиненная, окатанность слабая. Преобладают зерна угловатые и даже отмечаются оскольчатые. В основной глинистой гелевидной массе породы, кроме зерен обломочного материала, рассеяны многочисленные изометрические зерна сидерита ($< 0,01$ мм или $< 0,03$ мм), обычные для отложений верхней пачки. Иногда, скопляясь, они образуют микролинзочки пелитоморфного или сферолитового строения. Отмечаются и более поздние выделения сидерита в виде микрокорочек по стенкам трещинок и пор. В рассматриваемых аргиллитах, так же как и в породах из нижней пачки, наблюдается пирит в виде кристаллов, стяжений, сферитов, импрегнирующих массу. породы, или при концентрации цементирующих зерен обломочного материала. Детрит обломков фауны, не отмеченный в аргиллитах из нижней пачки, представлен пелитоморфным кальцитом, а створки раковин — его волокнистой разностью. Полости раковин иногда выполнены мелкозернистым кальцитом.

10. Вторая разность аргиллитов чешуйчатого строения распространена в основном в юго-западных районах исследования (пос. Шугурово, сс. Алтунино, Боровка). Мало мощные прослои аргиллитов, чередуясь с вышеописанной разностью, отмечаются также и на юго-востоке (пос. Шугурово, сс. Алтунино, Боровка). Мощность прослоев аргиллитов колеблется от 0,5 до 1,0 м. В юго-западных районах исследования (пос. Шугурово, сс. Алтунино, Боровка) аргиллиты чередуются с прослоями известняков и доломитов. Мощность прослоев известняков и доломитов колеблется от 0,5 до 1,0 м. В юго-восточных районах исследования (пос. Шугурово, сс. Алтунино, Боровка) аргиллиты чередуются с прослоями известняков и доломитов. Мощность прослоев известняков и доломитов колеблется от 0,5 до 1,0 м.

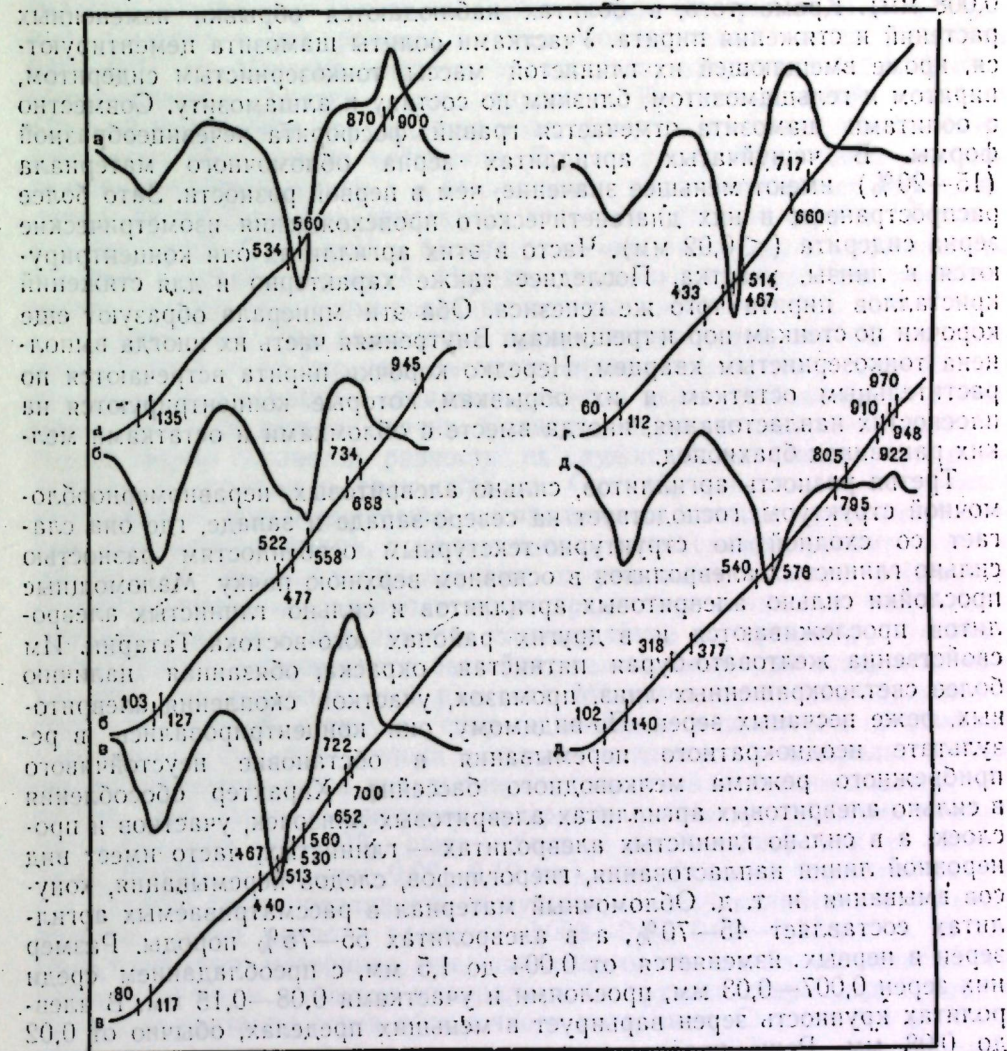


Рис. 5. Термограммы пород из отложений верхней пачки нижнеживецкого подъяруса

Бавлы, с. Крым-Сарай). Приурочены они к самой верхней части пачки, имеют зеленовато-серую окраску, листовую слоистость; к ним, в свою очередь, приурочены желваки, линзы сидерита и прослойки алевролита. Глинистый материал в аргиллитах почти полностью раскристаллизован в спутанно-, реже — параллельночешуйчатый агрегат глинистых минералов, которые, как показали термические исследования (рис. 5), в основном относятся к группе гидрослюд. Реликты нераскристаллизовавшейся глинистой массы в рассматриваемых аргиллитах редки. Иногда раскристаллизация телевидного вещества вокруг зерен обломочного материала приводит к образованию пизолитов, по-видимому алшамозита

(с. Боровка). Пизолиты концентрически-волокнутого строения образуют прослойки до 2—3 см. Они овальные, реже округлые. Размер их не превышает 0,25 мм. В оолитах-пизолитах шамозита наблюдается часто значительное обихивание по не всегда одинаково развитым концентрам. В центре их присутствуют более крупные зерна обломочного материала (0,12—0,27 мм), чем в глинистой части породы (0,01—0,08 мм, редко до 0,008 мм). Кроме того, в оолитах наблюдаются обрывки измененных растений и стяжения пирита. Участками оолиты шамозита цементируются, кроме вмещающей их глинистой массы, тонкозернистым сидеритом, пиритом и гельшамозитом, близким по составу к алшамозиту. Совместно с оолитами шамозита отмечается гравий фосфорита чечевицеобразной формы. В чешуйчатых аргиллитах зерна обломочного материала (15—20%) имеют меньшее значение, чем в первой разности. Зато более распространены в них диагенетического происхождения изометрические зерна сидерита (< 0,02 мм). Часто в этих аргиллитах они концентрируются в линзы, участка. Последнее также характерно и для стяжений кристаллов пирита того же генезиса. Оба эти минерала образуют еще корочки по стенкам пор и трещинкам. Внутренняя часть их иногда выполнена тонкозернистым кварцем. Нередко корочки пирита встречаются по растительным остаткам и их обрывкам, которые концентрируются на плоскостях напластования, иногда вместе с обломками и остатками мелких раковин брахиопод.

Третья разность аргиллитов, сильно алевроитовых, неравномернообломочной структуры, господствует на северо-западе и западе, где она слагает со сходной по структурно-текстурным особенностям разностью сильно глинистых алевролитов в основном верхнюю пачку. Маломощные прослойки сильно алевроитовых аргиллитов и сильно глинистых алевролитов прослеживаются и в других районах юго-востока Татарии. Им свойственна желтовато-бурая пятнистая окраска, обязанная наличию более светлоразнокрашенных линз, промазок, участков скопления алевроитовых, реже песчаных зерен. По-видимому, они концентрировались в результате неоднократного перемывания в обстановке неустойчивого прибрежного режима мелководного бассейна. Характер обособления в сильно алевроитовых аргиллитах алевроитовых линзочек, участков и прослоек, а в сильно глинистых алевролитах — глинистых, часто имеет вид неровной линии напластования, гироглифов, следов перемывания, конусов вымывания и т. д. Обломочный материал в рассматриваемых аргиллитах составляет 45—70%, а в алевролитах 55—75% породы. Размер зерен в первых изменяется от 0,004 до 1,5 мм, с преобладанием среди них зерен 0,007—0,03 мм, прослоями и участками 0,08—0,15 мм. В алевролитах крупность зерен варьирует в меньших пределах, обычно от 0,02 до 0,08 мм. Реже прослоями в них отмечаются зерна 0,005—0,02 и 0,08—0,27 мм. Представлены зерна обломочного материала преимущественно кварцем, в аргиллитах иногда с заметной примесью полевых шпатов (микроклина, кислых плагиоклазов) и незначительной — анатаза. Форма зерен в описываемых аргиллитах и алевролитах неправильная, реже удлиненная, призматическая, в последнем случае с ориентированным расположением их параллельно слоистости. Зерна в основном угловатые, а в песчаных прослойках — даже оскольчатые. Существенной составной частью обеих разностей пород являются пелитовые зерна (< 0,01 мм) кварца и чешуйки глинистых минералов, главным образом из группы гидрослюдов. И те и другие составляют в аргиллитах 45—55%, а в алевролитах — 35—45%.

Глинистый материал из группы гидрослюдов в сильно алевроитовых аргиллитах и сильно глинистых алевролитах имеет неодинаковое значение. В одних случаях он образует прихотливо расположенные прослойки,

участки и линзы с незначительной примесью в них зерен обломочного материала, в других — служит лишь в качестве цемента. Представлен глинистый материал желтовато-серым гелевидным веществом, интенсивно раскристаллизованным вокруг зерен обломочного материала. В большинстве случаев глинистый материал пропитан органическим веществом бурого цвета. Как и в чешуйчатой разности, в составе описываемых аргиллитов значительно участие сидерита (около 5%, редко до 25% породы). Сидерит в них рассеян в виде изометрических зерен размером 0,01—0,03 мм. Изредка сидерит представлен сферитами (< 0,05 мм), образующими цепочки или группы. Крупнозернистый сидерит (> 1—2 мм) иногда наблюдается в алевролитовых линзах, где цементирует зерна обломочного материала. Другим распространенным диагенетическим минералом, как и в большинстве ранее описанных пород, является пирит (сфериты, кристаллы, стяжения, псевдоморфозы по остаткам растений). Обычными в рассматриваемых разностях пород являются обрывки и остатки растений. Изредка отмечаются выделения тонкозернистого кварца и деформированные оолиты шамозита.

Сильно глинистые алевролиты представляют собой как бы переходную разность от только что описанных аргиллитов к песчано-глинистым алевролитам, имеющим в западных разрезах также немаловажное значение в сложении верхней пачки. Отличием песчано-глинистых алевролитов от сильно глинистой разности их служит более светлая, но также пятнистая, желтовато-серая окраска. Она обусловлена многократным чередованием преимущественно алевролитовых светлых прослоек, имеющих линзовидную форму, с маломощными глинистыми буровато-серыми промазками, прослойками, линзами и участками разных очертаний. В песчано-глинистых алевролитах распределение глинистых участков — промазок создает в большинстве случаев такие же признаки неустойчивости режима мелководного бассейна, наложенные при осадконакоплении, как и в вышеописанной разности. Массовое скопление обрывков и остатков растений, кутикулы, спор (в основном в глинистых промазках) характерно в большей степени для песчано-глинистых алевролитов. Они также характеризуются неравномернообломочной и неяснослойной текстурой. Роль зерен обломочного материала в песчано-глинистых алевролитах большая (80—90%, реже — больше или меньше), как и размер зерен (0,003—0,7, обычно 0,02—0,12 мм), чем в сильно глинистой разности. Однако отсортированность их худшая, с преобладанием в отдельных участках зерен разного размера (0,003—0,03, 0,06—0,15 мм и т. д.). Роль глинистого материала, представленного, как и в большинстве пород верхней пачки, в основном минералами из группы гидрослюдов, сводится лишь к цементации зерен обломочного материала. Сидерит же в глинистых алевролитах, наоборот, распространен (5—10%) и как примесь в глинистых промазках, и как самостоятельный компонент — цемент. В этих породах более многочисленны приуроченные к порам вторичные выделения сидерита, тонкозернистого кварца, пирита, халькопирита. Псевдоморфозы пирита обычны по остаткам растений.

Сильно песчаные алевролиты и мелкозернистые алевроитовые песчаники, связанные взаимопереходами, образуют в верхней пачке на юго-востоке Татарии (пос. Бавлы, с. Крым-Сарай) прослойки мощностью 20—30 см. Они отмечаются в основании терригенной толщи, вклинивающейся между разобшенными прослоями карбонатных пород репера «нижний известняк». Песчаные алевролиты и песчаники отличаются от разностей песчаников и алевролитов из нижней пачки морфологией, составом цементирующего материала и вторичными процессами, развитыми в них. Они обладают беловато-серой окраской, слоистой текстурой и пористым сложением. Песчаники и алевролиты характеризуются по

сравнению с ранее описанными разностями более равномернообломочной структурой, почти мономинеральным кварцевым составом, некоторой окатанностью в основном угловатых, неправильных по форме зерен. Цемент в рассматриваемых алевролитах и песчаниках имеет подчиненное значение (5—10%) и представлен тем же глинистым материалом, что и в описанных аргиллитах и алевролитах из верхней пачки. Иногда глинистый материал пропитан органическим веществом желто-бурого цвета. Участками, но чаще, чем в разностях из нижней пачки, зерна обломочного материала цементирует тонкозернистый или (при перекристаллизации его) крупнозернистый сидерит. Форма зерен в последнем случае неясно ромбоэдрическая. В прослоях песчаников и алевролитов распространены разных форм и размеров стяжения пирита, деформированные оолиты шамозита, псевдоморфозы пирита по ним и обрывкам растений, а также редкие выделения тонкозернистого кварца в порах, обычные в песчаниках из нижней пачки.

Из всего изложенного следует, что отложения нижнеживетского подъяруса по составу пород делятся на две отличные одна от другой пачки. Нижняя из них характеризуется выдержанностью литологического строения по разрезам и в пространстве, а также особым комплексом осадков. Последний не наблюдается в подстилающих и прикрывающих образованиях. Он представлен в основном породами грубозернистыми (гравелитами, песчаниками, реже алевролитами), кварцевыми по составу, слоистыми, большей частью пористыми и в настоящее время водоносными. В разрезе пачки они чередуются с плотными глинистыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами с неотсортированными зернами обломочного материала. В цементации их принимает участие главным образом каолинит. Среди процессов, отмеченных в породах, развиты перекристаллизация телевидного глинистого вещества в чешуйчатый агрегат, одновременные выделения пирита и более поздние образования тонкозернистого кварца, выделения органического вещества, гидроокислов железа, редко сидерита, халькопирита, сфалерита, галенита. Что касается верхней пачки, то по литологическому составу она не однородна и фацально не выдержана во времени и пространстве. В ней отмечается фацальное замещение известняков и доломитов (к северо-западу от пос. Бавлы — Туймазы) глинистыми разностями пород и даже местами выпадение их из разреза. Карбонатно (алевролитно)-аргиллитовый комплекс верхней пачки морфологически и по составу глинистого компонента отличен от осадков нижней пачки и близок, как увидим далее, к образованиям верхнеживетского подъяруса и отчасти пашийской свиты. В разрезе ее наблюдаются типы пород, не отмеченные в нижней пачке, а именно: реликтивно-органогенные доломиты; аргиллиты чешуйчатого строения, зеленоокрашенные; аргиллиты телевидные, почти черной окраски; сильно алевроитовые аргиллиты неравномернообломочной структуры; пятнистые, желтовато-бурые, в неодинаковой мере глинистые алевролиты, отличающиеся друг от друга иной количественной ролью зерен обломочного материала; шамозитовые оолитовые руды. Для отложений верхней пачки отличительными особенностями являются не однаковая, но все же большая роль глинистых разностей пород; большее значение глинистого материала в цементации терригенных зерен; сравнительно хорошая отсортированность последних; господство среди глинистых минералов, преимущественно гидрослюд, и развитие более обычных для пород этой пачки диагенетических, вторичных выделений сидерита, пирита, кальцита, доломита. Сфалерит и тонкозернистый кварц, распространенные в нижней пачке, здесь, наоборот, редки. Эта неоднородность в строении нижней, большей по мощности, и верхней пачек свидетельствует о неодинаковых условиях осадкообразования.

Наличие в породах на контакте нижней и верхней пачек признаков размыва, перемывания, неровной линии напластования, гиероглифов и нередко прослоев оолитовых руд свидетельствует, вероятно, о перерыве в осадконакоплении. Перерыв в некоторой степени подтверждает и иной литологический облик пород, слагающих разные пачки. В пользу возможности перерыва в осадкообразовании между обеими пачками, а следовательно и размыва между ними, говорят резкие колебания мощности, в особенности верхней пачки при выпадении из ее разреза прослоев карбонатных пород. Однако прямых доказательств размыва между нижней и верхней пачками при незначительном отборе керна из рассматриваемых отложений в настоящее время нет.

Отложения нижней аргиллитно-песчаниковой пачки (горизонт D_v) являются, по-видимому, образованиями более древними, чем нижнеживетские, вернее всего нижнедевонскими. Литологическая неоднородность обеих пачек, а следовательно, неодинаковые условия осадкообразования при накоплении их, и наличие размыва между ними выступают в пользу подобного высказывания. Однако отсутствие фаунистических данных из терригенных образований нижней пачки при наличии заведомо нижнеживетского комплекса фауны (Батанова, 1953) в подошве верхней пачки не дают никакого основания для окончательного решения этого вопроса. В то же время К. Р. Тимергазин (1950) уже сейчас синхронизирует горизонт D_v в Башкирии с такатинской свитой западного склона Урала, более древней, чем нижнеживетский подъярус.

Не останавливаясь на условиях осадкообразования в нижнеживетское время, рассмотрение которых будет дано ниже, перейдем к характеристике литологии верхнеживетского подъяруса, поскольку породы последнего по своим особенностям и составу близки к образованиям верхней пачки нижнеживетского подъяруса.

ВЕРХНЕЖИВЕТСКИЙ ПОДЪЯРУС

Породы верхнеживетского подъяруса трансгрессивно налегают на разновозрастные подстилающие образования нижнеживетских отложений, а в более северных районах — на выветрелые породы кристаллического фундамента. О размыве нижнеживетских осадков и перерыве в осадкообразовании на грани их с вышележащими наслоениями было уже сказано выше. Добавим только, что обособление в подошве верхнеживетских наслоений базальных песчаников нередко с гравийно-галечным материалом подчеркивает резкую перемену условий осадкообразования между указанными отложениями. Этим алевролитно-песчаниковым разностям пород, обычно водоносным, свойственны на электрокаротажных диаграммах отрицательная аномалия ПС и возрастание положительного значения КС. По подошве пачки пород с подобной электрокаротажной характеристикой проводится нижняя граница верхнеживетских отложений.

Верхняя граница верхнеживетского подъяруса в современной стратиграфической схеме характеризуется на электрокаротажных диаграммах падением сопротивления на кривой КС и возрастанием положительного значения ПС, отвечающих плотным глинистым разностям пород, развитым в кровле. Указанные аргиллиты из верхней части подъяруса имеют изменчивую мощность в результате фацального замещения их алевролитами и песчаниками пашийской свиты, также варьирующей мощности, но противоположного значения. На основании произведенных литологических исследований верхнеживетских и пашийских отложений автор (Мирополюская, 1954) пришел к выводу, что граница между живетскими и франскими образованиями проходит выше. В верхней части разреза

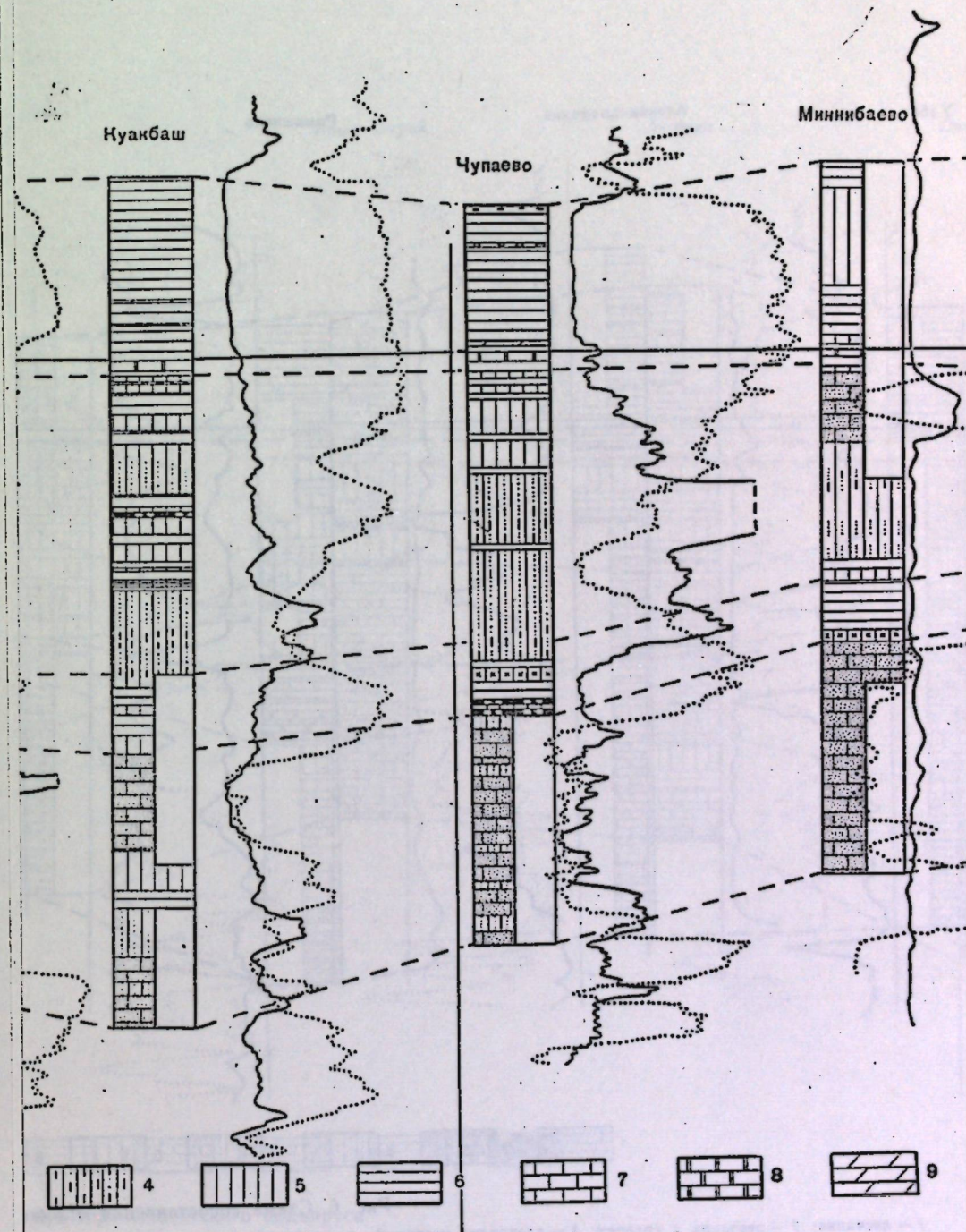
верхнеживетского подъяруса установлен лишь внутриформационный размыв. Об этом свидетельствует наличие среди аргиллитов прослоев гравелита у с. Боровка и единичных зерен гравия у сс. Чупаево, Ерыклы.

Слагают верхнеживетские отложения главным образом терригенные породы — песчаники, алевролиты, аргиллиты, переслаивающиеся между собой и нередко незаметно переходящие друг в друга. Среди них подчиненным распространением пользуются довольно выдержанные в пространстве прослои карбонатных пород — доломитов, известняков, мергелей, оолитовых сидерито-шамозитовых руд и, редко, гравелита. Приуроченность тех или иных разностей пород к разным частям разреза верхнеживетского подъяруса позволяет обособить среди них, как и в разрезе у пос. Туймазы (Микрюков и Тимергазин 1948; Тимергазин, 1948), четыре литологические пачки, начиная снизу: алевролитопесчаниковую (горизонт D_{IV}), алевролитопесчаниковую, песчанико-алевролитовую (горизонт D_{III}) и карбонатно-аргиллитовую.

Нижняя алевролитопесчаниковая пачка (горизонт D_{IV}) наиболее выдержана в пространстве (см. рис. 6—7). Она слагается преимущественно мелкозернистыми песчаниками беловато-серой окраски. В западных районах монолитная песчаниковая пачка расклинивается на два, редко три прослоя глинистыми алевролитами и алевролитовыми аргиллитами желтовато-бурого цвета. Как исключение наблюдается среди них прослой известняка в районе пос. Бавлы (с. Пот.-Тумбарла). Мощность рассматриваемой пачки меняется от 7 до 50 м вследствие залегания на неровной размытой поверхности подстилающих образований. Общее возрастание мощности происходит к югу.

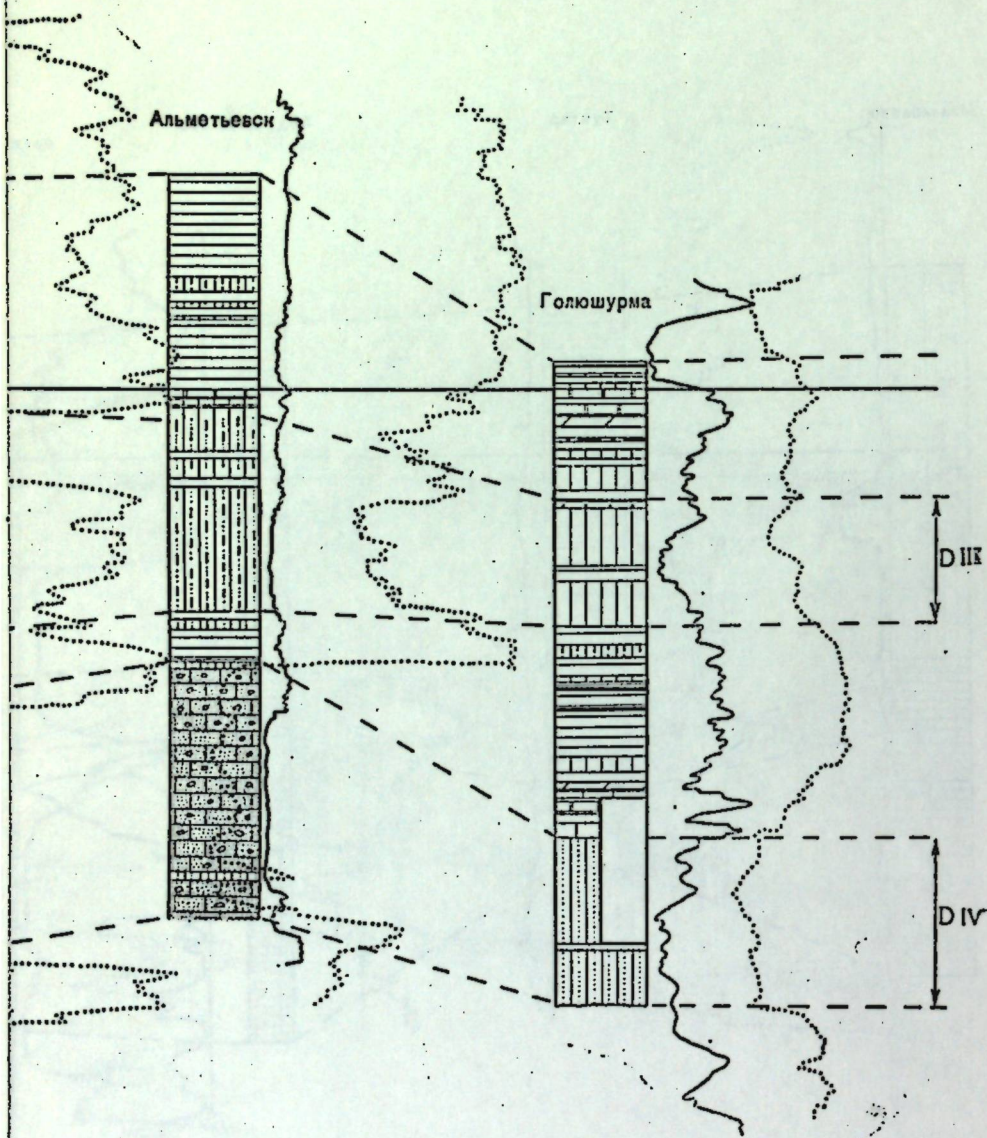
Указанные мелкозернистые песчаники являются обычно водоносными и изредка, в районе Туймазы — Бавлы, нефте-битуминозными. В юго-западном направлении от указанных пунктов песчаники постепенно обогащаются алевролитовыми зернами. В результате они становятся алевролитовыми, а затем или переходят в песчаные алевролиты или чередуются с ними. Песчаники, реже алевролиты, всегда содержат рассеянный или сконцентрированный на плоскостях наслоения крупнопесчаный и гравийный материал. Скопление последнего, нередко в маломощные прослои заметно возрастает к северо-западу от указанного района (Бавлы — Туймазы), особенно при налегании пород нижней пачки на элювий кристаллического фундамента. Близость последнего обуславливает чередование крупнопесчаных, гравелитовых прослоев с разно- и мелкозернистыми песчаниками и даже алевролитами, приобретающими господствующее значение в верхней части разреза пачки. Обломочный материал в песчаниках по составу преимущественно кварцевый, с примесью единичных зерен кварцита, полевых шпатов и тяжелых минералов (циркона, турмалина, анатаза, ильменита, мусковита и др.). Форма у зерен обломочного материала обычно неправильная, редко удлиненная или призматическая (с ориентировкой параллельно один другому), иногда изометрическая. Большей частью зерна угловатые, слабо окатанные и, редко, как бы корродированные. Размер зерен варьирует от 0,02 до 6 мм, преобладают частицы 0,12—0,2 мм или, в отдельных прослоях, 0,15—0,4 мм. Зерна иных размеров рассеяны среди указанных без видимой закономерности или скопляются в микропрослоях. При этом снизу вверх по разрезу нижней пачки устанавливаются при ритмическом обогащении крупнопесчаными и гравийными зернами отдельных прослоев общее уменьшение крупности зерен обломочного материала, улучшение его отсортированности и появление окатанности. То же самое отмечается и в направлении с севера на юг.

Песчаники в нижней пачке характеризуются высокой пористостью (20—25% по площади в шлифах), создающей благоприятные условия



ления отложений верхнеживетского подъяруса

4 — аргиллит; 5 — алевролит глинистый; 6 — аргиллит; 7 — известняк; 8 — доломит; 9 — мергель; 10 — шамозитовая, оолитовая руда.



для циркуляции вод, а при некоторых обстоятельствах — и нефти. На долю цемента в них приходится не более 5—10% породы. По составу он глинистый (группа гидрослюды), слабо раскристаллизованный в чешуйчатый агрегат, изредка сидеритовый — тонкозернистый, редко крупнозернистый. Из вторичных выделений в них отмечаются тонкозернистый кварц, реже нефть (битум), сидерит и пирит. Многочисленные углистые, углефицированные остатки и обрывки растений располагаются в песчаниках в основном по слоистости.

Алевролит-аргиллитовая пачка представлена чаще всего сильно алевритовыми и сидерито-алевритовыми аргиллитами желтовато- и зеленовато-бурой окраски. Иногда они чередуются с глинистыми алевролитами и сидерито-шамозитовыми оолитовыми рудами. Последние образуют иногда несколько прослоев. Мощность пачки подтверждена значительным колебанием (от 0 до 14,6 м). Она выклинивается на юге (с. Боровка) в результате фациального замещения разреза ее песчаными разностями алевролитов и песчаниками (рис. 6—7).

Наибольшим распространением в алевролит-аргиллитовой пачке пользуются сильно алевритовые аргиллиты обломочной структуры, близкие к аргиллитам того же строения из верхней пачки нижнеживетского подъяруса. Они характеризуются желтовато-бурой, пятнистой окраской, обломочной структурой и неясно слоистой текстурой, благодаря прихотливому чередованию существенно глинистых и алевритовых участков, линз, прослоев. Поверхность контакта между ними, как правило, неровная, не всегда четкая. В них отмечаются конусы вымывания, трещинки высыхания, следы ползания каких-то животных, знаки ряби, течений, гиероглифы и другие признаки неустойчивого режима мелководного бассейна. Основная масса породы представлена глинистыми частицами ($< 0,01$ мм), среди которых значительное распространение имеют зерна обломочного пелитового материала — кварца размером 0,01—0,006 мм. Наряду с ними заметное, но неоднозначное участие в составе аргиллитов принимают алеврито-песчаные зерна. Их размер варьирует от 0,01 мм до 0,8 мм, обычно — от 0,08 до 0,18 мм с общим возрастанием к северо-западу. Чешуйки глинистых минералов в рассматриваемых аргиллитах выполняют в большинстве случаев лишь функцию цемента. Представлен глинистый материал спутанно — реже параллельночешуйчатым агрегатом минералов из группы гидрослюды с незначительными реликтами гелевидной нераскристаллизовавшейся массы. Глинистый материал большей частью импрегнирован изометрическими зернами сидерита ($< 0,02$ мм), которые, концентрируясь, образуют участки и линзы. К трещинкам и порам в последних часто приурочены вторичные выделения сидерита, кварца, пирита, изредка сфалерита и халькопирита. Кроме того, глинистый материал всегда в той или иной мере пропитан органическим веществом желто-бурого цвета. В аргиллитах присутствуют многочисленные кристаллы, сферические и неправильные стяжения пирита ($< 0,03$ мм); изредка наблюдаются его импрегнации в алевритовых участках или корочки по обугленным растительным остаткам. Последние, как пленки синие-зеленых водорослей и обрывки кутикулы, локализируются на плоскостях наложения. Иногда в аргиллитах также наблюдаются обрывки оолитов шамозита, отпечатки и остатки раковин *Lingula* sp., гальки и гравий кварца (с. Голюшурма, г. Альметьевск).

В сложении алевролит-аргиллитовой пачки заметное участие принимают сидерито-алевритовые аргиллиты. Они свойственны только отложениям верхнеживетского подъяруса. Эта разность аргиллитов окрашена в желтовато-бурый цвет, но с зеленоватым оттенком. Сидерито-алевритовые аргиллиты обладают тонкочешуйчатой структурой и неясно слоистой текстурой. Основная масса в них складывается чаще параллельночешуй-

чатым, лишь в небольших участках — спутанночешуйчатым агрегатом минералов группы гидрослюд, шамозита и др. Распределяется глинистый материал, как и в первой разности, неоднозначно, составляя то 70—90, то 20—40%, обычно же 50—70% породы. Во втором случае глинистый материал уступает место или сидериту или чаще зернам кварца с примесью единичных зерен других минералов. Зерна обломочного материала в рассматриваемых аргиллитах менее распространены, чем в предыдущей разности. Они большей частью рассеяны (15—30% породы), реже — сконцентрированы в участки (40—70% породы). Размер зерен изменяется обычно от 0,03 до 0,06 мм, а варьирует от 0,008 до 0,3 мм. Существенной составной частью рассматриваемых аргиллитов является сидерит. Он главным образом рассеян в глинистой массе породы в виде изометрических зерен ($< 0,03$ мм). Нередко зерна сидерита, концентрируясь, образуют линзочки — желваки — стяжения. К ним в большинстве случаев приурочены отдельные или иногда сгруппированные голубовато-серые округлые оолиты шамозита. В глинистых прослойках наблюдаются чечевицеобразные черные оолиты шамозита. В алевроитовых участках тонкозернистый сидерит в основном является цементом. Повсеместно в этих аргиллитах наблюдаются стяжения, сфериты и желвачки пирита, иногда корочки его по редким остаткам обугленных растений. Реже отмечаются вторичные выделения пирита, сидерита, кварца и сфалерита. Сидерито-шамозитовые оолитовые руды образуют среди указанных аргиллитов маломощные прослои. Оолиты в них черные чечевицеобразные. Большинство их расплющено, деформировано, изогнуто. Цементируются черные оолиты шамозита гелевидным веществом, незначительно раскристаллизованным, с примесью чешуек шамозита. В глинистом материале рассеяны, кроме того, изометрические зерна сидерита ($< 0,02$ мм), зерна кварца, тяжелых минералов и стяжения пирита. Другие оолиты шамозита эллипсоидальные, голубоватые, концентрирующиеся в линзах — участках сидерита, нередко с поверхности корродированы и замещены пиритом, чаще сидеритом, редко кварцем. Цементируются они тонкозернистым сидеритом. Последний содержит примесь глинистого материала, чешуек шамозита, зерна кварца, рудных минералов и других. По трещинкам и порам в стяжениях сидерита концентрируются вторичные выделения (сидерита, пирита, кварца, сфалерита, халькопирита, галенита).

Песчанико-алевролитовая пачка (горизонт Д_{III}) отличается невыдержанностью литологического строения (см. рис. 6—7). Так, например, в приподнятых частях девонских структур в районе пос. Туймазы — Бавлы горизонт Д_{III} складывается мелкозернистыми песчаниками, нередко алевроитовыми или песчаными алевролитами беловато-серой окраски, бурыми при нефтенасыщении, образующими обычно один слой небольшой мощности (2—3,6 м). На склонах поднятий песчаники и песчаные алевролиты замещаются глинисто-песчаными и глинистыми алевролитами желтовато-бурой окраски. Разобщены прослои глинистых разностей алевролитов аргиллитами, в основном сильно алевроитовыми, редко сидерито-алевроитовыми. Среди последних отмечаются прослои сидерито-шамозитовых руд. Подобное строение горизонта Д_{III} господствует в западных и северо-западных районах. Лишь в пониженных участках девонских структур здесь иногда развиты песчаные алевролиты, обычно водоносные, иногда и нефтеносные. Они образуют преимущественно два или три прослоя мощностью от 2 до 5 м каждый. Разобщены песчано-алевролитовые прослои друг от друга аргиллитовыми перемычками мощностью, также превышающей 2—3 м. Каждый из этих песчано-алевролитовых прослоев является не выдержанным в пространстве как по литологическому составу, так и по мощности. Иногда два верхних или два нижних из них объединя-

ются, составляя единое целое, или, наоборот, выклиниваются при замещении песчаников и песчаных алевролитов в разной степени глинистыми алевролитами и аргиллитами.

Мощность пачки (горизонта Д_{III}) увеличивается от района Туймазы — Бавлы к западу до 16,6—24,4 м в районе пос. Шугурово и особенно к юго-западу.

Характерными особенностями песчаников из горизонта Д_{III} по сравнению с песчаниками из горизонта Д_{IV} являются мелкозернистая структура, лучшая отсортированность зерен обломочного материала и их окатанность, повышенная роль выделений сидерита и соответственно уплотнение — ухудшение пористости. В основном же указанную пачку составляют алевролиты, в разной степени песчаные и глинистые. Среди них обособляются три разности. Одна из них, песчаная, близка по составу зерен обломочного материала и цемента к песчаникам. Песчаные алевролиты замещают песчаники в наиболее западных районах. В меньшей мере они отмечаются в верхней части разреза нижней алевролитопесчанниковой пачки (горизонт Д_{IV}). Песчаные алевролиты, подобно песчаникам, характеризуются беловато-серой окраской, неясной слоистостью, пористостью, водоносностью, реже нефтеносностью. Для них свойственна равномернообломочная структура, в основном кварцевый состав зерен с примесью единичных полевых шпатов и более распространенных, чем в песчаниках, тяжелых минералов. Форма зерен неправильная, а степень окатанности их незначительная. Размер зерен обломочного материала колеблется в основном в небольших пределах — 0,08—0,12, реже — 0,02—0,5 мм. По сравнению с песчаными алевролитами из нижней пачки в рассматриваемом горизонте Д_{III} для них выявляется лучшая отсортированность зерен, меньшая крупность их и большая глинистость. Преобладающее значение в цементации зерен обломочного материала принадлежит глинистому материалу того же состава, что в песчаниках и аргиллитах. Иногда глинистый материал пятнами пропитан органическим веществом бурого цвета или импрегнирован изометрическими зернами сидерита ($< 0,02$ мм). Участками цементом является сидерит, еще реже пирит. В песчаных алевролитах наблюдаются вторичные выделения пирита, кварца, редко сидерита, приуроченные к порам или остаткам растений.

Песчаники и песчаные алевролиты горизонта Д_{III} нередко замещаются глинистой или песчано-глинистой разностью алевролитов того же типа, что и в верхней пачке нижнеживетского подъяруса. Небольшие прослойки их отмечаются в разрезе верхнеживетского подъяруса во всех пачках. Песчано-глинистые алевролиты характеризуются желтовато-серой пятнистой окраской. Они обладают неодинаковой пористостью и крепостью, вызванной участками выделениями сидерита или, реже, пирита. Песчано-глинистые алевролиты имеют неравномернообломочную структуру и неясно слоистую текстуру. Последняя обязана концентрации глинистого материала в виде неровных промазок, линзочек, конусов вымывания по трещинкам высыхания, гниероглифам, свидетельствующим о неустойчивости режима мелководного бассейна. Зерна обломочного материала в песчано-глинистых алевролитах составляют 60—75% породы. Размер же их варьирует от 0,008 до 0,6 мм с преимущественным господством зерен от 0,06 до 0,12 мм или участками — от 0,02 до 0,06 мм. Часто зерна последних двух размеров, а также более мелкие или крупные локализируются в микропрослоях, линзочках с нечеткими контурами. Состав зерен обломочного материала и их форма подобны терригенным компонентам в песчаниках и песчаных алевролитах. Однако окатанность зерен значительно слабее. Цементируются зерна обломочного материала или чешуйчатым агрегатом минералов из группы гидрослюд или тонкозернистым

сидеритом. Значение того и другого цемента в песчано-глинистых алевролитах большее, чем в ранее описанных разностях, но распределение его неоднородно — с преобладанием то одного, то другого (чаще глинистого) компонента. Иногда в цементации зерен принимает участие пирит. Обычно же он, как и мелкие изометрические зерна сидерита, импрегнирует глинистые участки. В многочисленных обугленных и углефицированных растительных остатках и их обрывках отмечаются выделения тонкозернистого кварца, редко — сфалерита и халькопирита. Подобные выделения более редки в трещинках, порах.

Сильно глинистые алевролиты близки по структурно-текстурным признакам к сильно алевроитовым аргиллитам, описанным выше. Обе эти разности слагают нередко глинистые перемиčky между песчаниковыми прослоями в западных районах, а в более восточных — разрез алевролит-аргиллитовой пачки. Кроме того, они устанавливаются в кровле карбонатно-аргиллитовой пачки, когда вышележащий горизонт Д_{II} из пашийской свиты выражен не в песчаниковой фации, а слагается в разной степени глинистыми алевролитами и аргиллитами.

Сильно глинистым алевролитам свойственна буровато-серая, пятнистая окраска, обязанная присутствию участков и линз светлоокрашенных алевролитов. Неравномернообломочная структура рассматриваемых алевролитов и неясная слоистая текстура обязаны обособлению зерен разного размера (0,009—0,03; 0,08—0,12; чаще 0,03—0,08 мм) в прослойках, чередующиеся между собой. Это чередование, как и в песчано-глинистых алевролитах, обусловило возникновение многочисленных признаков неустойчивого режима, наложенных при осадконакоплении (гнероглифы, конусы вмывания, трещинки высыхания, извилистые ходы ползания животных и т. д.). Одновременно с этим в сильно глинистых алевролитах подмечаются меньшая крупность зерен обломочного материала, чем в первых разностях, и более равномерная значительная глинистость. При этом раскристаллизация глинистых минералов в чешуйчатый агрегат увеличивается соответственно возрастанию его роли от первой разности алевролитов к рассматриваемой. Также заметно значение тонкозернистого сидеритового и пиритового цемента. Наряду с диагенетическими образованиями встречаются более поздние их выделения по трещинкам, порам, оолитам шамозита. Эти образования часто наблюдаются совместно с кварцем. В трещинках кварц сопровождается сфалеритом и халькопиритом. Изредка устанавливаются ромбоэдри сидерита и оолиты его концентрически-скорлуповатого строения. Очень распространены растительные остатки и обрывки кутикулы.

Карбонатно-аргиллитовая пачка слагается неоднородным комплексом осадков (рис. 6—7). В основании ее обычно устанавливаются прослои карбонатных пород (электрореper «средний известняк»), которые к юго-западу от пос. Бавлы часто расклиниваются на ряд прослоев толщей терригенных осадков с закономерной сменой в ней крупнозернистых пород (песчаников) все более тонкозернистыми и глинистыми. При этом известняки в нижней части (прослойке) замещаются на юго-западе мергелями, а на северо-западе — аргиллитами параллельночешуйчатой структуры, обычно несколько известковистыми, темносерой окраски. Верхняя часть (слой) известняков к северо-западу сменяется все более крупнозернистыми доломитами. Выше карбонатных пород, как правило, залегают аргиллиты параллельно, а затем — спутанночешуйчатой структуры. Первые из них темно-серые, вторые — зеленоокрашенные, редко шоколадно-коричневые (с. Боровка). Среди последних на юго-западе наблюдаются прослойки алшамозитовых руд, гравелитов, чаще же в кровле — сильно глинистых алевролитов и алевроитовых аргиллитов, описанных выше. Мощность карбонатно-аргиллитовой пачки возрастает в целом с севера на юг

и с востока на юго-запад от 8,4 до 43 м (см. рис. 6—7). При этом мощность ее колеблется на коротких расстояниях. Подобное явление объясняется главным образом фациальным замещением аргиллитов из рассматриваемой пачки вышележащими алевролит-песчаниковыми образованиями, относимыми в современной стратиграфической схеме к пашийской свите.

Аргиллиты в верхнеживетских отложениях наравне с песчаниками и алевролитами пользуются широким распространением. Однако слагают они преимущественно верхнюю, карбонатно-аргиллитовую пачку. Среди аргиллитов из рассматриваемой пачки преобладают разности зеленоватой, редко — шоколадноокрашенные спутанночешуйчатого строения и тонкослоистого сложения. Подобные разности аргиллитов отмечались в верхней пачке из нижнеживетских отложений. Залегают они обычно выше карбонатных прослоев маркирующего горизонта «средний известняк». Повышенное участие их в сложении разреза пачки наблюдается у с. Боровка. У с. Голышурма подобные аргиллиты встречаются не только в верхней пачке, но и в алевролит-аргиллитовой. Слагает их спутанночешуйчатый агрегат глинистых минералов из группы гидрослюдов с реликтами нераскристаллизовавшейся глинистой массы, имеющей переменное значение. Раскристаллизация последней более интенсивна вокруг зерен обломочного материала, концентрирующихся иногда в микропрослоях, промазки, линзы. Размер зерен обломочного материала изменяется в небольших пределах — от 0,006 до 0,07 мм, чаще — от 0,008 до 0,02 мм. Снизу вверх по разрезу пачки, вследствие увеличения роли алевролитовых прослоев и линз в аргиллитах происходит обогащение зернами обломочного материала. Зерна обломочного материала в аргиллитах представлены в основном кварцем с примесью редких тяжелых минералов. Среди последних наиболее распространены ильменит-лейкоксен, циркон, анатаз, турмалин. Форма зерен, как правило, неправильная. Единичные удлиненные зерна и чешуйки слюды располагаются по слоистости и параллельно ей. Зерна обычно не обнаруживают следов окатанности.

Еще более неоднозначно значение сидерита в составе спутанночешуйчатых аргиллитов. Сидерит отмечается в них в виде рассеянных изометрических зерен (< 0,02 мм), часто образующих при скоплении желваки, линзы и прослои. К трещинкам и порам в прослоях, особенно в верхней части пачки, приурочены вторичные выделения сидерита, тонкозернистого кварца, пирита, сфалерита и халькопирита. В стяжениях сидерита устанавливаются изредка оолиты шамозита (пос. Туймазы, сс. Алтунино, Тукмак, Боровка), редкий гравий (прослойки), в основном фосфоритового состава (сс. Чупаево, Ерыклы, Боровка). Кроме сидерита и терригенных зерен, основную массу породы довольно равномерно, лишь изредка локализуясь по слоистости, пронизывают кристаллы, сфериты и стяжения пирита. Обрывки и споры растений также распространены в рассматриваемых аргиллитах.

Аргиллиты параллельночешуйчатого строения и микрослоистой текстуры прослеживаются только в рассматриваемой пачке, обычно над прослоями карбонатных пород, реже — под ними. В западных разрезах указанные аргиллиты тонко переслаиваются с мергелями и известняками. Они характеризуются темно-серой окраской, часто переходящей в черную, раковистым изломом, тонкой слоистостью, присущей только им хрупкостью, а также сохранностью многочисленных отпечатков на плоскостях наложения и остатков мелкой фауны брахиопод, пелеципод и других форм. Глинистый параллельночешуйчатого строения материал (группа гидрослюдов) пропитан в рассматриваемых аргиллитах органическим веществом желто-бурого цвета. Участки с реликтами гелевидного глинистого материала напоминают гелевидные разности аргиллитов из верхней

пачки нижнеживетского подъяруса. Роль зерен обломочного материала в них по сравнению с предыдущей разностью аргиллитов менее значительна (5—10% породы, редко до 30%). Значение и крупность зерен (0,02—0,07 мм, редко от 0,008 до 0,3 мм) в этих аргиллитах возрастает к западу и северо-западу. Состав, форма и степень окатанности зерен обломочного материала подобны терригенным компонентам в первой разности аргиллитов. В многочисленных остатках створок раковин, сложенных кальцитом волокнистой структуры, полости выполнены мелкозернистым агрегатом его. Иногда они импрегнированы пиритом, большей частью скопляющимся по слоистости.

Мергели образуют среди параллельночешуйчатых аргиллитов мало-мощные прослойки и наблюдаются как выше маркирующего репера «средний известняк», так и под ним. Обычно они окаймляют прослой известняков (доломитов), отчасти замещают их на юго-западе и западе, нередко образуя среди них маломощные прослой. Среди мергелей отмечаются две разности. Одна из них характеризуется более повышенным содержанием органического вещества, большей глинистостью и черной окраской, а другая — значительной известковистостью и зеленовато-серым цветом. Мергели первого и второго типа являются переходными разностями от аргиллитов параллельночешуйчатой структуры к известнякам, которые они обычно замещают на юго-западе. Мергелям свойственна тонкая слоистость, хрупкость и смолистый блеск у глинистых разностей. К плоскостям наложения в них приурочено скопление остатков и обломков раковин брахиопод, пелеципод, гастропод и др. Глинистые мергели характеризуются гелевидной, реже — чешуйчатой структурой, обязанной неодинаковой раскристаллизации гелевидного материала в параллельно- или спутанночешуйчатый агрегат минералов группы гидрослюд. Пелитоморфный кальцит в них импрегнирует в той или иной степени глинистую массу породы. В известковистых мергелях он играет главную роль. Реже, участками, отмечается преобладание в них тонко- и мелкозернистого кальцита. Форма зерен кальцита обычно изометрическая. Размер их не превышает 0,02 мм. Гелевидное глинистое вещество в известковистых мергелях является примесью. Оно распределяется то равномерно, то концентрируется в микропрослой. Несущественной частью породы (обычно менее 10%) в них являются рассеянные зерна кварца, редко ильменита-лейкоксена, циркона и других минералов тяжелых фракций. Обе разности мергелей, особенно глинистая, довольно равномерно пропитаны органическим веществом желтого цвета. Выделения его в трещинках и порах имеют сгустковый характер. Среди вторичных процессов в мергелях по остаткам раковин распространены выделения мелкозернистого или радиально-лучистого кальцита и ромбоэдри доломита (< 0,4 мм). Следствием перекристаллизации, возможно, является структура $\text{сопé} - \text{ip} - \text{сопé}$, наблюдаемая в известняковом прослое (1—2 см) среди мергелей в районе с. Галкино. В продольном разрезе конусовидно расположенные участки мелкозернистого кальцита входят один в другой. Поперечный разрез через конусы обнаруживает не всегда четко выраженное концентрически-скорлуповатое строение, в котором мелкие кольца — сферы — вписаны один в другой. Устанавливается конусовидное строение в известняке по скоплению на грани каждого конуса глинистого гелевидного или тонкочешуйчатого материала.

Наибольшим распространением среди карбонатных пород на юге изученной территории пользуются известняки. Иногда они прослеживаются в нижней алевролитно-песчанниковой пачке (горизонт D_{IV} у с. Пот.-Тумбарла, с. Ст. Зай и др.). Известняки характеризуются шламмово-органогенной, изредка, участками и прослоями, мелкозернистой структурами. Они обычно сероокрашенные, иногда вследствие битумиза-

ции желтоватые, пористые или мелкозернистые. В известняках отмечаются многочисленные остатки раковин, членников криноидей и других неясных обломков фауны (до 30—45% породы, реже, участками, до 10—25%). В остатках фауны почти всегда отмечается перекристаллизация кальцита в более крупнозернистый агрегат, особенно в членниках криноидей. Основная масса породы в мелкозернистых известняках и цементирующая часть в шламмово-органогенных известняках представлена мелкозернистым кальцитом. Реже отмечаются участки пелитоморфного, тонко- или крупнозернистого строения. Первые две разности кальцита являются реликтами первичной природы известняков, последняя — результатом перекристаллизации. Размер зерен кальцита соответственно изменяется от 0,005 до 2 мм с преимущественным господством зерен от 0,01 до 0,03 мм. Форма зерен кальцита близка к изометрической; в крупных индивидуумах зерна имеют извилистые или прямолинейные контуры. Основная масса в известняках всегда обильна гелевидно-глинистым материалом, не действующим на поляризационный свет (< 5%). Обильвание наиболее интенсивно проявляется в нижних прослоях (растворимый остаток около 16%). В остатках фауны гелевидный глинистый материал подчеркивает их внутреннее строение или контуры, утраченные при перекристаллизации. Постоянно присутствуют в известняках рассеянные зерна кварца, реже — других минералов (< 1%). В известняках, как и в других породах, распространен диагенетический пирит в виде зерен, кристаллов, стяжений-сферитов, нередко сконцентрированных в колонии, микродрузы, или импрегнирующий остатки фауны. Менее обычны, чем в мергелях, выделения пирита в микротрещинах, реже в порах и вокруг остатков фауны. В битумизированных участках обычно рассеяны ромбоэдри доломита (< 0,03 мм). Они редко отмечаются и в основной мелкозернистой массе известняков. Известняки в той или иной степени доломитизированы. Наибольшая доломитизация известняков прослеживается в верхней части прослоев электрорепера «средний известняк». Доломитизация их, лишь незначительно распространенная на крайнем юго-востоке (пос. Бавлы — Туймазы), к северо-западу захватывает весь комплекс карбонатных пород репера «средний известняк». Доломиты обладают зернистой структурой, к западу все более крупнозернистой, и буроватой окраской вследствие битумизации. Тонкозернистую разность их составляют зерна доломита изометрической формы (0,007—0,009 мм), в значительной степени обильные гелевидным глинистым веществом. В средне- и крупнозернистых доломитах основная масса складывается зернами размером от 0,3 до 1,2 мм, чаще — 0,3—0,5 мм. Зерна обычно имеют форму неясных многогранников, редко ромбоэдров (< 0,2 мм). Участками в них наблюдаются реликты мелкозернистого доломита (< 0,05 мм). Гелевидное глинистое вещество и рассеянный тонкообломочный материал, отмечаемые в тонкозернистых доломитах, в крупно- и среднезернистых разностях почти не устанавливаются. Среди вторичных процессов распространены перекристаллизация тонкозернистого доломита в более крупнозернистый и вторичные выделения доломита в трещинках, порах, редко в неясных остатках фауны. Выделения органического вещества — битума — приурочиваются в доломитах к пористым участкам. Часты в доломитах корочки пирита по стенкам пор и каверн. Изредка наблюдаются выделения в порах тонкозернистого кварца, а как исключение — кристаллов халькопирита на друзах кальцита в кавернах.

Природа оолитовых шамозитовых руд в рассматриваемой пачке несколько иная, чем в нижележащем разрезе подъяруса. Они образуют здесь два маломощных прослоя среди аргиллитов спутанночешуйчатого строения. Один из них устанавливается под верхним прослоем карбонат-

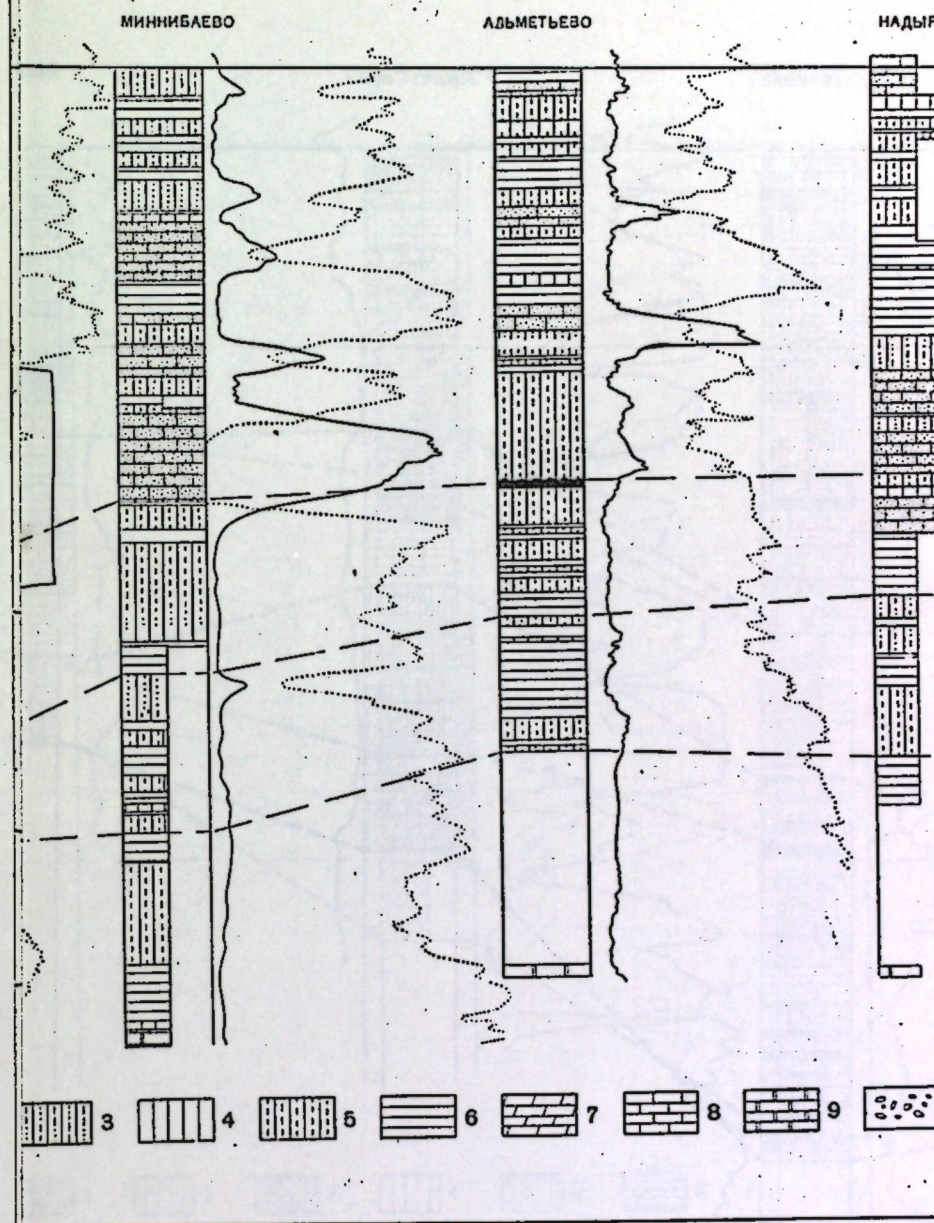
ных пород при расклинивании их терригенным комплексом осадков (пос. Шугурово, сс. Тукмак, Боровка), а другой — выше их, обычно в верхней части пачки (сс. Туймазы, Исергапово, Боровка). Оолиты шамозита образуют здесь еще менее маломощные, чем в нижних пачках (до 1 см), скопления или же наблюдаются рассеянно. Размер их не превышает 0,8 мм, форма большей частью чечевицеобразная, а строение радиально-лучистое. Цементируются оолиты глинистым материалом того же строения и состава, что и в описанных выше чешуйчатых аргиллитах, только с примесью чешуек шамозита. Свойственные аргиллитам особенности и вторичные выделения сопровождают и прослои с оолитовым строением.

Гравелит и одиночный рассеянный гравий прослежены так же, как и в нижеживетском подъярусе, в зеленовато-серых чешуйчатого строения аргиллитах, господствующих в верхней части разреза верхнеживетского подъяруса. Скопления гравия приурочены к сидеритовым участкам среди аргиллитов. Размер гравия в основном фосфоритового состава изменяется от 1—2 до 7—8 мм, чаще от 2 до 4 мм. Крупный гравий и гальки часто рассечены контракционными микротрещинками, расходящимися от центра или концентрически расположенными. В этих трещинках отмечаются вторичные выделения тонкозернистого сидерита и пирита. Одновременно с гравием в значительном количестве встречаются полуокатанные обломки раковин, ребристые иголки какой-то фауны, членики криноидей, сложенные отчасти фосфоритом, отчасти или пиритом, или сидеритом, или кварцем. Цементирующая масса в гравелитах сложена тонко- и мелкозернистым сидеритом. В глинистых участках цементом является спутанночешуйчатый глинистый материал, пронизанный изометрическими зернами сидерита.

При анализе литологического строения описанных выше пачек устанавливается ритмичность осадконакопления в разрезе верхнеживетского подъяруса, выражающаяся в двукратной смене алевролитопесчаных пород все более тонкозернистыми и глинистыми. Наряду с наличием двух крупных ритмов в осадкообразовании верхнеживетского подъяруса наблюдается ритмичность и меньшего масштаба. Она приурочена в основном к карбонатно-аргиллитовой пачке и является, по всей вероятности, отражением пульсационных колебательных движений, не одинаковых по силе. Ритмичность такого масштаба проявляется в юго-западных районах, обычно в двукратном расклинивании карбонатных пород на прослой, разобщенные терригенными образованиями с последовательной сменой в них песчано-алевритовых пород все более тонкозернистыми и глинистыми в кровле с оолитами шамозита и карбонатными породами, венчающими ритм. Ритмичность такого же характера, а возможно даже меньшего по амплитуде прослеживается и в песчано-алевритовой пачке (горизонт Д_{III}) на северо-западе изученной территории. Здесь, как отмечалось, алевролитопесчаные породы неоднократно (до трех) сменяются алевролитопесчаниковыми. Однако эта последовательность иногда нарушается в связи с неодинаковой интенсивностью колебательных пульсационных движений на коротких расстояниях.

Отложения верхнеживетского подъяруса по литологическому составу — характеру пород — сходны с образованиями из верхней пачки нижеживетского подъяруса. Наряду со сходством между ними в каждом из указанных разделов наблюдаются различия пород, не устанавливаемые в другом. Так, например, характерными различиями пород для верхнеживетского подъяруса служат зеленовато-бурые сидерито-алевритовые аргиллиты и аргиллиты параллельночешуйчатого строения темно-серой окраски.

Образования верхнеживетского подъяруса литологически сходны и с



агиллит; 7 — мергель; 8 — известняк; 9 — доломит;

выра-
фиче-
строе-
ком-

грати-
анико-
твуют
с (см.
пород
льного
ности-
м слу-
образо-
вствуя,
верхне-
олиты
аница
пород
вских
риалу
свиде-
и кар-
ктама,
брек-
о мере
о, Чу-
ковод-
глифы

отся в
и, ар-
реход-
рослой
мерге-
осад-
х или
песча-
ллито-

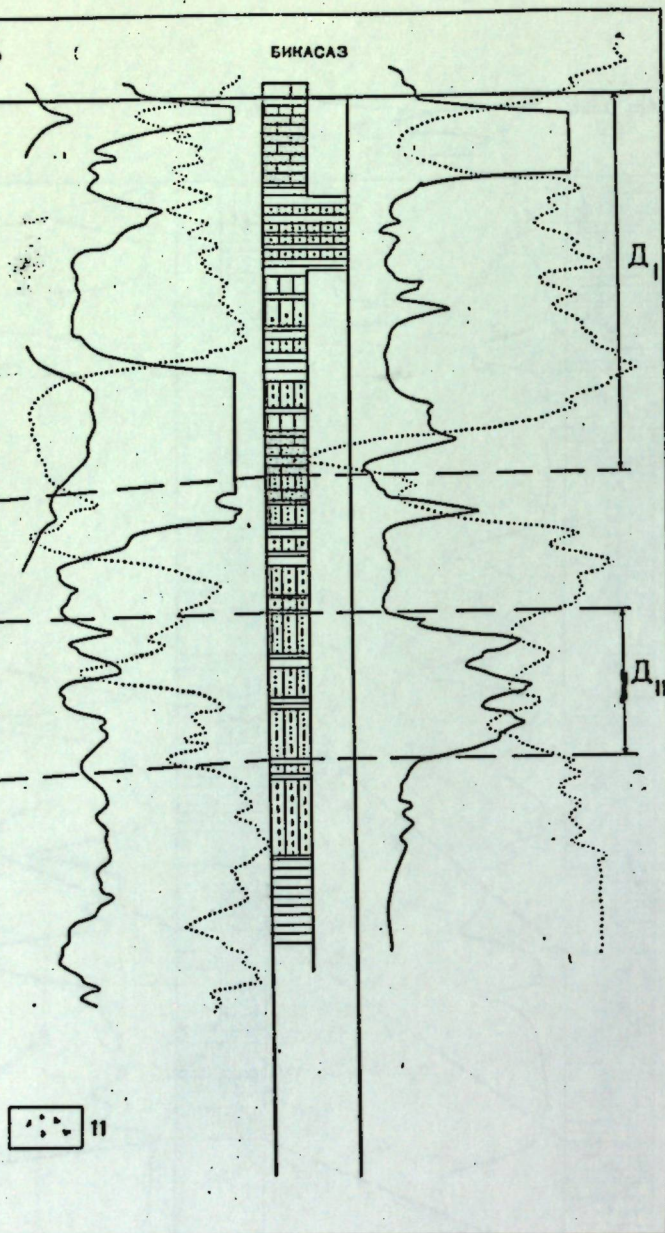
никами
ее про-
стыми
олиты
аргил-
живет-
олито-
оломи-
встре-
елению
состав
е мощ-

ных пор
(пос. Ш
в верхне
шамозито
(до 1 см
вышает
радиальн
же строе
только с
ности и
строение

Гравел
в нижне
аргиллит
подъярус
аргиллит
ся от 1—
часто рас
центра и
чаются в
ременно
ные обло
криноиде
сидерито
тонко- и
является
метричес

При а
навливае
подъярус
пород все
крупных
блюдае
ном к ка
отражени
силе. Рит
обычно в
общенны
них песча
в кровле
ритм. Рит
амплитуд
Д_{III}) на с
ролито-п
лито-арг
в связи с
движений

Отлож
характер
ветского
занных р
другом. Т
ветского
гиллиты
окраски.
Образ



отложениями нижней части разреза пашийской свиты. Сходство это выражается не только в морфологической близости пород этих стратиграфических единиц, но также, как увидим далее, в структурно-текстурном строении пород, однообразии состава обломочного материала, глинистых компонентов, вторичных процессов и т. д.

ПАШИЙСКАЯ СВИТА

Нижняя граница отложений пашийской свиты в современной стратиграфической схеме отбивается по подошве пачки алевролито-песчаниковых пород, которым на электрокаротажных диаграммах соответствуют высокое сопротивление на кривой КС и отрицательное значение ПС (см. рис. 8—9). Однако подобная электрокаротажная характеристика пород из подошвы пашийской свиты нередко плохо выражена из-за фациального замещения пористых алевролито-песчаниковых пород плотными разностями аргиллитов и алевролитов. Имеющийся керновый материал в этом случае также не дает ясного представления о четкой границе между образованиями верхнеживетского подъяруса и пашийской свиты, свидетельствуя, скорее всего, о постепенном переходе аргиллитов из кровли верхнеживетского подъяруса в алевроитовые аргиллиты и глинистые алевролиты путем обогащения их зернами обломочного материала. Верхняя граница пашийской свиты проводится по подошве прослоев карбонатных пород (электрореper «верхний известняк»), залегающих в основании кыновских наслоений. Между указанными образованиями по керновому материалу устанавливается локальный перерыв в осадконакоплении. Об этом свидетельствуют присутствие гравия в подошве кыновских отложений среди карбонатных пород — известняков и мергелей (сс. Юлдуз, Нижняя Мактама, Миннибаево, Нижние Чершелы, Абдрахманово), а также наличие брекчиевидных разностей мергелей. Высказанное положение в какой-то мере подтверждают скопления гравия (сс. Исергапово, Кама-Исмагилово, Чупаево, Мальбагуш) и ясные признаки неустойчивого режима мелководного бассейна (трещинки высыхания, знаки ряби, течений, гиероглифы и т. п.) в породах конца пашийского времени.

Отложения пашийской свиты на указанной территории слагаются в главной массе терригенными породами — песчаниками, алевролитами, аргиллитами, переслаивающимися между собой и образующими переходные разности. Подчиненное распространение среди них имеют прослои гравелитов, брекчий, карбонатных пород (известняков, доломитов, мергелей) и оолитовых сидерито-шамозитовых руд. Указанный комплекс осадков объединяется по разрезам в зависимости от преобладания тех или иных пород в три литологические пачки: нижнюю — алевролито-песчаниковую (горизонт Д_{II}), среднюю — алевролито (песчанико)-аргиллитовую и верхнюю — алевролито-песчаниковую (горизонт Д_I).

Нижняя пачка на юго-востоке Татарии чаще слагается песчаниками и песчаными алевролитами, образующими два, реже три или более прослоев, отделенных один от другого небольшими по мощности глинистыми перемычками (см. рис. 8—9). Нередко песчаники и песчаные алевролиты замещаются глинистыми разностями алевролитов и алевроитовыми аргиллитами желтовато-бурой окраски той же природы, что и в верхнеживетских отложениях. На юго-западе (сс. Ивановка, Боровка) в алевролито-песчаниковых образованиях нижней пачки наблюдаются прослои доломита, мергеля и аргиллитов чешуйчатого строения. Среди последних встречена фауна гоннатитов верхнеживетского возраста (по определению Г. П. Батановой). Мощность нижней пачки, как и литологический состав ее, меняется на коротких расстояниях — от 2 до 20 м. Увеличение мощ-

ности ее (>10 м) происходит в большинстве случаев за счет фациального замещения аргиллитов из подстилающих образований верхнеживетского подъяруса и реже (в восточных разрезах) — перекрывающих наслоений вышележащей пачки. Возникшая в результате этого мощная пачка песчаников протягивается обычно с северо-востока на юго-запад в виде линзы.

Преимущественным развитием в сложении указанной пачки пользуются мелкозернистые песчаники равномернообломочной структуры и изредка слоистой текстуры. Они характеризуются серовато-белой окраской, пористостью, связанной с ней водоносностью и нефтенасыщением. По облику они подобны песчаникам из верхнеживетских отложений. Обломочный материал в них составляет 80—95%, и только в уплотненных участках в результате перегруппировки зерен при тектонических воздействиях он превышает 95%. Зерна обломочного материала представлены почти исключительно кварцем. Незначительную примесь составляют зерна полевых шпатов и тяжелых минералов (циркона, ильменит-лейкоксена, измененных титаносодержащих минералов, анатаза, турмалина и др.). Форма у зерен неправильная, изредка удлиненная, призматическая, изометрическая. Все зерна, в отличие от обломков в песчаниках из верхнеживетских отложений, в той или иной степени окатаны (от угловатых до полуокатанных). Размер зерен в песчаниках изменяется обычно в узких пределах — от 0,12 до 0,23 или реже — от 0,08 до 0,18 мм. Более мелкие зерна (до 0,008 мм) и крупные (до 0,32 мм) составляют в песчаниках незначительную примесь. В большинстве случаев песчаники равномернозернистые и, как правило, мелкозернистые, реже в той или иной степени алевроитовые. При этом ухудшение отсортированности зерен обломочного материала в песчаниках и укрупнение размеров их прослеживается в направлении с востока на северо-запад и отчасти на юго-запад.

Распределение зерен в песчаниках неплотное. Поровые пространства заполняют нередко частично или полностью нефть, органическое вещество бурого цвета или, реже, тонкошелушчатый агрегат глинистых минералов из группы гидрослюдов. Иногда глинистый материал образует в песчаниках микро- и макропромазки, прослойки, обуславливая слоистую текстуру. В этих прослойках глинистый материал всегда пропитан каким-то органическим веществом бурого цвета, пронизан кристаллами, сферитами, стяжениями пирита и содержит многочисленные обрывки и остатки измененных растений. У с. Тукмак окатанные остатки растений в виде гравия (до 5 мм) прослеживаются в кровле нижней пачки. Локально зерна обломочного материала цементируются тонко- и мелкозернистым сидеритом, а в районе пос. Бавлы — и кальцитом. В песчаниках отмечаются немногочисленные более поздние выделения в порах крупнозернистого сидерита, скрытокристаллического пирита, в кровле пачки — тонкозернистого кварца.

Близкими к песчаникам по составу обломочного материала и характеру цемента являются песчаные алевролиты. Они часто замещают описанные выше песчаники и нередко постепенно переходят в них. Зерна обломочного материала в песчаных алевролитах составляют 80—90%. Размер их варьирует обычно от 0,08 до 0,17, реже — от 0,05 до 0,12 мм или от 0,03 до 0,11 мм. Песчаным алевролитам свойственна пористость в пределах 10—20%. Отличаются они от песчаников только большим количеством цемента (5—10%), преимущественно глинистого, к которому приурочены не только стяжения-кристаллы пирита, выделения нефти, органического вещества, обрывки растений, но и рассеянные изометрические зерна сидерита ($<0,02$ мм).

Для доломита, встреченного в нижней пачке, характерны разномасштабная структура и бурый цвет вследствие битумизации. Размер зерен до-

ломита изменяется от 0,06 до 0,8 мм с преобладанием среди них зерен размером 0,2—0,6 мм. В более крупных зернах прослеживаются реликты тонкозернистого доломита, реже — кальцита. Форма зерен доломита неправильная. Между ними наблюдается скопление гелевидного глинистого вещества в виде каемки, реже — органического вещества бурого цвета и мельчайших сферитов пирита или кристаллов его. На фоне крупнозернистого доломита иногда отмечаются участки расплывчатых очертаний, обильные гелевидным веществом, по-видимому, перекристаллизованные остатки фауны. Изредка в перекристаллизованных участках доломита (с. Ивановка) поры выполнены сфалеритом совместно с пиритом и тонкозернистым кварцем.

Характеристика других разностей пород, отмеченных в нижней, алевролитопесчанниковой пачке, приводится ниже, при описании вышележащей алевролитопесчанниковой пачки, в разрезе которой они более распространены.

Средняя, алевролитопесчанниковая пачка, как правило, подразделяется на две части: нижнюю — преимущественно аргиллитовую и верхнюю — в основном алевролитовую (см. рис. 8—9). Первую из них составляют чаще всего тонкослоистые, зеленовато-сероокрашенные аргиллиты шелушчатой структуры. Среди них наблюдаются маломощные прослои глинистых и углистых алевролитов, гравелитов и оолитовых сидеритопесчанниковых руд. Мощность ее сокращается в западном и северо-западном направлениях.

Верхняя, алевролитовая часть разреза пачки имеет невыдержанную мощность и неоднородное литологическое строение. Мощность ее сокращается в юго-западном направлении. У пос. Шугурово и сс. Алтунино и Боровка она не констатируется, по-видимому, вследствие размыва. Представлена алевролитовая часть разреза переслаивающимися между собой алевролитовыми аргиллитами и глинистыми разностями алевролитов желтовато-бурых окрасок, сходными с разностями из верхнеживетского подъяруса. Среди них в верхней части средней пачки отмечаются прослои гравелита и оолитовых сидеритопесчанниковых руд с выщелоченными оолитами шамозита. Последние являются маркирующим горизонтом в этой части разреза. Здесь же в породах отмечаются следы перемывания, трещинки высыхания, знаки ряби, течений, гиероглифы и другие признаки неустойчивого режима мелководного бассейна. Одновременно устанавливаются многочисленные вторичные выделения сидерита, пирита, кварца, сфалерита, халькопирита и галенита.

На большей части территории юго-востока Татарии, особенно в западных районах, наблюдается замещение верхней, алевролитовой части пачки в основном песчаниками, реже песчаными алевролитами¹. Изредка они непосредственно переходят в вышележащие алевролитопесчанниковые образования верхней пачки (см. рис. 8—9).

На юге Татарии (пос. Бавлы — с. Алтунино) и в прилегающих районах (пос. Туймазы, с. Боровка) между литологически неоднородными частями разреза средней пачки прослеживаются прослои карбонатных пород (рис. 8), которые в районе пос. Туймазы и Бавлы, по данным К. Р. Тимергазина (1950), содержат фауну живетского возраста. В районах, расположенных севернее, прослои карбонатных пород обычно отсутствуют.

Мощность средней пачки довольно постоянная, с обычными колебаниями в пределах 10—18 м. Лишь изредка, преимущественно на Азна-

¹ Ниже, при характеристике горизонта D_1 , песчаники из средней пачки рассматриваются нами как прослой D , включенный в состав горизонта D_1 для практических целей.

каевской площади, мощность ее сокращается до 2—8 м или, наоборот, у пос. Бавлы возрастает до 18—22,5 м.

Основная масса аргиллитов, отмечаемых в пашийской свите, приурочена к описываемой пачке. Здесь установлены две разности их. Одна из них — аргиллиты чешуйчатого строения — локализуется в нижней части разреза пачки. Маломощные прослои их отмечаются изредка в нижней и верхней пачках. Аргиллиты чешуйчатого строения по своим свойствам близки к чешуйчатым разностям аргиллитов из нижнеживетского (верхняя пачка) и верхнеживетского подъярусов. Подобно им, аргиллиты имеют зеленовато-серую окраску разной интенсивности, тонкую (листоватую) слоистость, раковистый излом, следы скольжения; наблюдаются также многочисленные отпечатки, остатки и обломки раковинок брахиопод, прослойки и линзы серовато-белого алевролита и стяжения сидерита разных размеров.

Основная масса в них складывается тонкочешуйчатым агрегатом минералов из группы гидрослюд, имеющих параллельное и участками спутанночешуйчатое сложение. Количество реликтов нераскристаллизовавшегося гелевидного вещества меньше, чем в прослоях подобных же аргиллитов из подстилающих живетских отложений. Зерна обломочного материала в аргиллитах также обычно рассеяны и составляют не более 5—15%. Размер их изменяется от 0,01 до 0,04 мм, реже — от 0,008 до 0,2 мм при концентрации зерен большего или меньшего размера в линзочки и прослойки. Роль зерен алевролитового размера увеличивается в аргиллитах на северо-западе и снизу вверх по разрезу пачки. Зерна обломочного материала представлены кварцем, редко — полевыми шпатами, листочками мусковита, тяжелыми минералами (цирконом, ильменит-лейкоксеном, измененными титаносодержащими минералами, анатазом, турмалином, рутилом, титанитом и другими, более редкими минералами). Существенной примесью и иногда составной частью чешуйчатых аргиллитов, как и в живетском ярусе, является сидерит. Изометрические зерна его (< 0,02 мм) равномерно рассеяны в породе или же при концентрации образуют желваки тонко- и, реже, мелкозернистого строения. Иногда форма зерен сидерита в желваках-линзах имеет вид ооидов с гелевидным сгустком в центре. К стяжениям-линзам сидерита в рассматриваемой пачке приурочены единичные оолиты шамозита и скопления гравия, обычно рассеянного в самих аргиллитах. Здесь же в них часто устанавливаются выделения пирита по стенкам трещинок и пор, а в полостях их — тонкозернистого кварца и сидерита часто в сопровождении халькопирита, сфалерита, редко — галенита. Распространены в аргиллитах кристаллы-стяжения пирита, реже — псевдоморфозы его по остаткам растений или иногда раковинкам брахиопод.

Другая разность аргиллитов — сильно алевролитовых, неравномерно-обломочной структуры и неяснослоистой текстуры — складывается в основном верхнюю часть разреза пачки совместно со сходной по структурно-текстурным особенностям разностью сильно глинистых алевролитов. По своей литологической характеристике эти аргиллиты и алевролиты очень близки между собой и подобны таким же разностям сильно алевролитовых аргиллитов и сильно глинистых алевролитов из нижнеживетского (верхняя пачка) и верхнеживетского подъярусов. Маломощные прослойки их прослеживаются иногда в разрезах нижней и верхней пачек пашийской свиты. Аргиллиты и глинистые алевролиты пятнистоокрашены в желтовато-бурый цвет благодаря скоплению зерен обломочного материала в виде линзочек и неправильных участков. В них, как и в сходных с ними разностях из живетского яруса, устанавливаются те же признаки, свидетельствующие о неустойчивом режиме мелководного бассейна (трещинки высыхания, гиероглифы и пр.), только более резко выраженные.

Соотношение между зернами обломочного и глинистого материала в аргиллитах и глинистых алевролитах приблизительно одинаковое, обычно с небольшим преобладанием зерен обломочного материала (в аргиллитах 45—60%, а в алевролитах — 55—75%). Однако распределение зерен обломочного материала неравномерное благодаря чередованию участков-прослоев существенно глинистых (15—25%) и преимущественно песчано-алевритовых (80—90%). Размер зерен обломочного материала в обеих разностях пород изменяется от 0,005 до 0,55 мм. Преимущественным развитием в аргиллитах пользуются зерна размером 0,008—0,07 мм, реже — в прослойках-участках — 0,04—0,16 мм, а в алевролитах 0,02—0,08 мм. Примесь песчаных зерен (> 0,10 мм) в обеих разностях очень незначительна (до 5%, редко до 25%). Для алевролитов характерна приблизительно одинаковая концентрация мелко- и крупноалевритовых фракций. Отсортированность зерен обломочного материала ухудшается в обеих разностях снизу вверх по разрезу пачки, а также в направлении с севера на юг. Состав, форма и окатанность зерен мало чем отличаются от терригенных компонентов в описанных выше аргиллитах чешуйчатого строения. Цементируются зерна обломочного материала в алевролитах почти исключительно спутанночешуйчатым агрегатом минералов из группы гидрослюд. Для глинистых участков в алевролитах и аргиллитах часто свойственны реликты нераскристаллизовавшейся гелевидной массы. Глинистый материал в обеих разностях пород нередко неравномерно пропитан органическим веществом бурого цвета, пронизан изометрическими зернами сидерита (< 0,02 мм), сферитами, кристаллами (< 0,02) и стяжениями (0,04—0,08 мм) пирита. Кроме того, к ним приурочены многочисленные обрывки и остатки обугленных, реже — углефицированных растений, кутикулы, спор. Остатки обугленных растений нередко покрыты корочками пирита, а внутри содержат выделения тонкозернистого кварца, иногда сфалерита и халькопирита. Эта же группа минералов, как и галенит, отмечается в стяжениях, желваках сидерита, нередких в рассматриваемых аргиллитах и алевролитах. В них же отмечаются единичные оолиты шамозита. В алевролитовых участках-линзах обычны импрегнация сидерита, реже пирита. Изредка на плоскостях напластования наблюдаются обломки мелких раковинок брахиопод или же гравий фосфорита (в кровле пачки).

Характерной разностью для верхней части разреза средней алевролит-аргиллитовой пачки являются глинистые алевролиты, морфологически сходные с подобными им песчано-глинистыми алевролитами из верхнеживетских отложений. В отличие от выше рассмотренных алевролитов, они обладают желтоватой окраской, наличием многочисленных буроокрашенных глинистых неровных прожилок, прослоек, ходов ползания каких-то животных, участков, придающих породе резко выраженную пятнистость. Глинистые алевролиты довольно плотные. Они характеризуются неравномерно-обломочной структурой, неяснослоистой текстурой и почти отсутствием нефтенасыщения. Зерна обломочного материала в них составляют основную массу породы — около 70—85%. Особенностью рассматриваемых алевролитов является слабая отсортированность зерен обломочного материала. Размер зерен изменяется от 0,006 до 0,6 мм. В основном же среди них преобладают зерна размером от 0,03 до 0,13 мм. Соотношение крупно- и мелкоалевритовой фракций в них изменчиво с преобладанием то тех, то других. Обычно же первые составляют 20—40% с колебаниями от 1 до 75%, а мелкоалевритовые — 10—35%, изменяясь от 6 до 60%. Песчаные и пелитовые зерна имеют подчиненное значение (около 1—5%, редко больше). Цементируются зерна обломочного материала в глинистых алевролитах гелевидным веществом того же состава, что и в описанных выше аргиллитах и алевролитах. Только роль

глинистого материала в них меньшая, как и раскристаллизация его в чешуйчатый агрегат. Выполняет глинистый материал поровые пространства довольно равномерно и большей частью нацело. Нередко он концентрируется в прослойки, группы микролинзочек с подчиненным значением в них зерен обломочного материала. Глинистый материал в рассматриваемой разности, в отличие от сильно глинистых алевролитов, очень редко сопровождается выделениями органического вещества, в значительно меньшей степени импрегнируется изометрическими зернами сидерита, стяжениями, сферитами, кристаллами пирита. Глинистые алевролиты содержат также меньшее количество обрывков и остатков растений. В них отсутствуют желваки и линзочки сидерита, вторичные выделения его в виде ромбоэдров и крупнозернистых агрегатов в порах. Зато нередко наблюдаются в глинистых алевролитах, особенно из кровли алевролитов-аргиллитовой пачки, выделения в порах тонкозернистого кварца, изредка по фауне совместно со сфалеритом, халькопиритом. В кровле же пачки, как и в сильно глинистых алевролитах, иногда устанавливаются единичные оолиты шамозита, редкий гравий из сидерита, аргиллитов, фосфорита и обугленных растений.

Мелкозернистые песчаники или песчаные алевролиты, замещающие часто нацело или отчасти верхнюю часть разреза пачки, подобны описанным выше разностям из нижней алевролитово-песчаниковой пачки. Отличие их заключается лишь в частых выделениях крупнозернистого сидерита, тонкозернистого кварца, в наличии распространенных обрывков растений и глинистых бурых промазков.

Известняки, отмеченные в средней части рассматриваемой пачки на юге Татарии и за ее пределами, переслаиваются здесь изредка с мергелями и еще реже с доломитами. Доломитизированные известняки отмечаются и в вышележащей пачке (горизонт Д₁). Известняки обладают обычно темно-серой, почти черной окраской в результате повышенной глинистости и отчасти значительной пропитанности органическим веществом бурого цвета. В большинстве случаев они содержат многочисленную фауну брахиопод, члеников криноидей, стилиолиин и других неясных остатков. Для них свойственна зернистая или участками и прослойками органогенно-обломочная структура. В первом случае обломки и остатки часто неясной фауны составляют в известняках 10—20% породы, а в последнем — 40—60%. Створки раковин в них выполнены волокнистым кальцитом, членики криноидей и стилиолины — крупнозернистым, реже — пелитоморфным, а другие неясные остатки фауны в разной степени зернистым кальцитом. Основная масса в зернистых и цементирующая — в органогенно-обломочных известняках представлена мелко- и, реже, среднезернистым кальцитом, с реликтами местами пелитоморфной и тонкозернистой его разности. Вся масса породы в известняках обычно обильна гелевидным веществом в большей мере, чем в известняках живетского яруса. Этим отчасти объясняется их повышенная глинистость (20—25%). Наблюдающиеся в известняках глинистые промазки и прослойки черного цвета сложены тонкочешуйчатым агрегатом глинистых минералов, пронизанным зернами кальцита (< 0,002 мм). В глинистых промазках и вокруг них часто наблюдается перекристаллизация кальцита в более крупнозернистый агрегат. Крупные удлиненные зерна кальцита ориентированы в этом случае перпендикулярно глинистым промазкам. Перекристаллизация наблюдается участками в основной массе породы, в остатках фауны, в трещинках и порах. К порам нередко приурочены выделения какого-то органического вещества бурого цвета, а внутри их — мелких рассеянных ромбоэдров доломита (< 0,05 мм). Стяжения и кристаллы пирита распространены во всей массе породы. Иногда пирит импрегнирует членики криноидей или дру-

гие остатки фауны. На долю рассеянных зерен кварца и неопределимых зерен в известняках приходится не более 2—3% породы.

Описанные известняки благодаря концентрации глинистых промазков изредка переходят в мергели или образуют с ними тонкое переслаивание. Мергели прослеживаются иногда в песчаниковых образованиях горизонта Д₁₁ (с. Боровка) или в верхней пачке, чаще между двумя верхними песчаниковыми прослойками. Морфологически они сходны с известняками, обладая темносерой окраской. Основная масса в мергелях сложена тонкозернистым кальцитом с округлой формой зерен и размером их 0,006—0,012 мм. Тонкозернистый кальцит в них пронизан гелевидным глинистым веществом с обособлением его иногда в микропрослойки. В последних гелевидный глинистый материал в той или иной степени раскристаллизован. Кроме того, тонкозернистый кальцит пропитан органическим веществом бурого цвета и содержит остатки фауны и зерна обломочного материала, преимущественно мелкоалевритового размера.

Доломиты в рассматриваемой пачке, прослеживаясь совместно с известняками, слагают верхнюю часть карбонатных прослоев (с. Туймазы). Они, в отличие от доломитов, отмеченных среди аргиллитов в нижней пачке (горизонт Д₁₁), характеризуются темносерой окраской и шламмово-органогенной структурой. Обломки раковин и неясные остатки фауны составляют в них около 30—50% породы. Слагаются они обычно мелкозернистым доломитом и лишь в крупных остатках фауны при перекристаллизации — крупнозернистым.

Основная цементирующая масса в них представлена мелкозернистым доломитом, значительно обильным глинистым гелевидным веществом. Из минеральных выделений и вторичных процессов в доломитах устанавливаются: доломитизация кальцита с переходом в доломит, перекристаллизация последнего в крупнозернистый агрегат, выделения крупнозернистого доломита и органического вещества бурого цвета в трещинках и полостях раковин.

Гравелиты и рассеянный гравий встречаются или в нижней части разреза пачки или в кровле ее. Гравелиты из нижней части пачки наблюдаются обычно среди зеленовато-серых чешуйчатого строения аргиллитов (сс. Крым-Сарай, Верхний Акташ, Урсала, Биш-Мунча, Юлдуз, Абдраманово, Миннибаево, Туктар, Чупаево, Зай-Каратай, Васильевка, Карабаш, Узбек, пос. Александровский, Сергеевка, Ст. Зай, Ромашкино, Тукмак, Ерыклы, Боровка). Прослойки гравелита в этих аргиллитах совпадают почти всегда со стяжениями или прослойками сидерита. Основную массу в гравелитах составляет сидерит тонко- или мелкозернистого строения с зернами величиной 0,005—0,01 мм в первом случае и 0,03—0,17 мм — во втором. Форма зерен сидерита обычно изометрическая, а в крупных зернах (> 0,10 мм) неправильная, редко неясноромбоэдрическая. Иногда в зернах сидерита наблюдается микроразностное строение. В большинстве случаев зерна сидерита разобраны чешуйками глинистых минералов той же природы, что и вмещающие их аргиллиты. Количественное соотношение между глинистым материалом и сидеритом в гравелитах разнообразно. Первый из них составляет 20—40%, а последний — 20—75%. Гравий, концентрируясь в центральной части линз участков сидерита, к периферии их и особенно во вмещающей массе аргиллитов наблюдается рассеянно. Размер гравия не превышает 4—8 мм. Окраска, форма и размер его неодинаковы. Форма у черного гравия округлая, овальная, удлиненная, у сероокрашенного, обычно большего по размерам (до 1—2 мм), — плоская, округлая. И тот и другой гравий представлены яркожелтым изотропным веществом, состав которого, по данным табл. 1, в основном фосфоритовый. В сероокрашенном гравии наблюдается нередко в разной степени замещение фосфорита тон-

№ образца	Место взятия (сечение)	Интервалы глубины, м		Краткая характеристика породы — гравия	Содержание на сухую породу, %								П.п.л. при 105°С
		от	до		SiO ₂	R ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	P ₂ O ₅		
66	Юдуз	1674,80	1675,80	Черный . . .	8,54	8,33	3,43	4,90	4,07	42,71	—	33,61	1,53
66	"	1674,80	1675,80	Серый	9,36	13,69	4,45	9,24	7,96	57,06	—	27,95	1,34
1110	Узбек	1638,60	1639,00	Черный . . .	8,99	8,81	2,28	6,53	4,17	42,77	—	34,35	1,47
1110	"	1638,60	1639,00	Серый	9,16	9,09	3,63	5,46	3,58	43,69	0,24	33,32	1,93
1322	Александровский	1658,00	1658,80	Черный . . .	14,83	8,12	2,39	5,73	5,12	42,09	0,24	28,26	1,66
1322	"	1658,00	1658,80	Серый	8,74	4,86	2,62	2,24	1,61	42,05	—	30,46	1,43
66	Сергеевка . .	1716,70	1777,40	Черный и серый	15,42	7,11	4,03	3,08	2,69	40,04	0,28	27,80	1,56

козернистым сидеритом по радиально расходящимся от центра и концентрическим трещинкам. Иногда устанавливаются только реликты фосфорита по периферии гравийных зерен. Наряду с гравием фосфорита отмечаются окатанные галечки, реже — гравий другого состава: тонкозернистого сидерита, исключительно редко аргиллитов, алевролитов. Иногда совместно с гравием встречаются окатанные остатки брахиопод, зубы рыб и другой неясной фауны. Последние представлены волокнистым или пелитоморфным кальцитом, нередко отчасти замещенным тонкозернистым сидеритом. В основной тонкозернистой массе сидерита неравномерно рассеяны или сконцентрированы зерна обломочного материала, по размерам более крупные (0,06—0,17 мм), чем во вмещающих гравелит аргиллитах. Кроме того, в гравелитах распространены многочисленные корочки пирита по остаткам фауны и обрывкам растений, вторичные выделения тонкозернистого кварца в порах, трещинках, фауне и гравии. Изредка в трещинках устанавливаются выделения халькопирита, сфалерита, галенита.

Рассеянный гравий прослеживается преимущественно в верхней части разреза алевролитов-аргиллитовой пачки и в кровле ее среди сильно алевролитовых аргиллитов или в разной степени глинистых алевролитов (пос. Бавлы, г. Альметьск, сс. Кульшарипово, Чупае-

во по двум скважинам, Миннибаево, Абдрахманово, Ромашкино, Ивановка). Состав, форма и размер гравия в них подобны описанным выше.

Наконец в верхней части разреза пачки рассеянный гравий наблюдается в оолитовых сидерито-шамозитовых рудах, образующих иногда несколько прослоев.

По структурно-текстурным признакам и составу оолитовые руды представлены неоднозначно. Одна разность их (сс. Крым-Сарай, Урсала, Биш-Мунча, Н. Мактама, Туктар, Чупаево, Зай-Каратай, ст. Суркино), прослеживаясь в верхней алевролитовой и реже нижней аргиллитовой частях разреза пачки, отличается от всех других разностей оолитовых руд, наблюдаемых в терригенной толще отложений девона и является маркирующим горизонтом для средней пачки пашийской свиты в современной стратиграфической схеме. Указанные руды окрашены в желтовато-бурый, пятнами светлоглубоватый цвет. Оолиты в них носят землистый характер. В большинстве случаев оолиты отчасти выщелочены или замещены крупнозернистым сидеритом, тонкозернистым кварцем, редко — пиритом и даже сфалеритом. В рассматриваемых оолитовых сидерито-шамозитовых рудах обособляются три составляющих компонента: сидерит, оолиты шамозита и зерна обломочного материала. Тонкозернистый сидерит в них образует сплошные зернистые агрегаты (50—75% породы) или же содержит примесь глинистого тонкошугачатого материала (10—20% породы). Оолиты шамозита составляют в породе 10—30%. Они имеют овальную форму, размер от 0,2 до 0,8 мм. Слагаются оолиты, если они не выщелочены, в центре гельшамозитом, а в периферии — концентрически-скорлуповатым и отчасти лучистым шамозитом. Зерна кластического материала, распределяясь очень неравномерно как в сидерите, так и оолитах, составляют в рудах 5—50% породы. Размер зерен варьирует от 0,008 до 0,30 мм, чаще в пределах 0,03—0,12 мм. Редко в них наблюдаются обрывки растений, кутикулы, обломки раковин брахиопод, сложенные волокнистым, а в полостях мелкозернистым кальцитом, и редкий гравий фосфорита. Среди встречаемых выделений устанавливаются в трещинках и порах сидерит, пирит, кварц, сфалерит, халькопирит.

Другая, менее распространенная в средней пачке разность оолитовых сидерито-шамозитовых руд (пос. Туймазы, сс. Галкино, Чупаево) более обычна для отложений горизонта Д₁. Подробнее их характеристика будет дана при описании пород, типичных для верхней пачки.

Верхняя, алевролитово-песчаниковая пачка (горизонт Д₁) имеет сложное и неоднородное литологическое строение (см. рис. 8—12). Во-первых, в ней обособляются четыре алевролитово-песчаниковых прослоя (А, Б, В, Г), которые местами частично объединяются в единую монолитную песчаниковую толщу. Во-вторых, указанные прослои местами получают более дробное расчленение на ряд маломощных пропластков, особенно на юго-западе и часто в пониженных участках девонской структуры вследствие частичного замещения песчаников алевролитово-аргиллитовыми образованиями. В-третьих, ряд песчаниковых прослоев замещается на коротких расстояниях глинистыми алевролитами и даже аргиллитами в разной степени алевроитовыми.

Для иллюстрации неоднородности и сложности литологического строения верхней пачки прилагаются карты литологической изменчивости — состава коллекторов по двум прослоям (А наиболее изменчивому и Г относительно выдержанному) на двух площадях (северо-западной и центральной)¹, которые были составлены в 1953 г. автором настоящей.

¹ Центральная площадь разделена на два участка — восточный и западный.

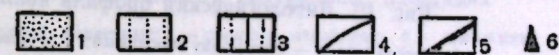
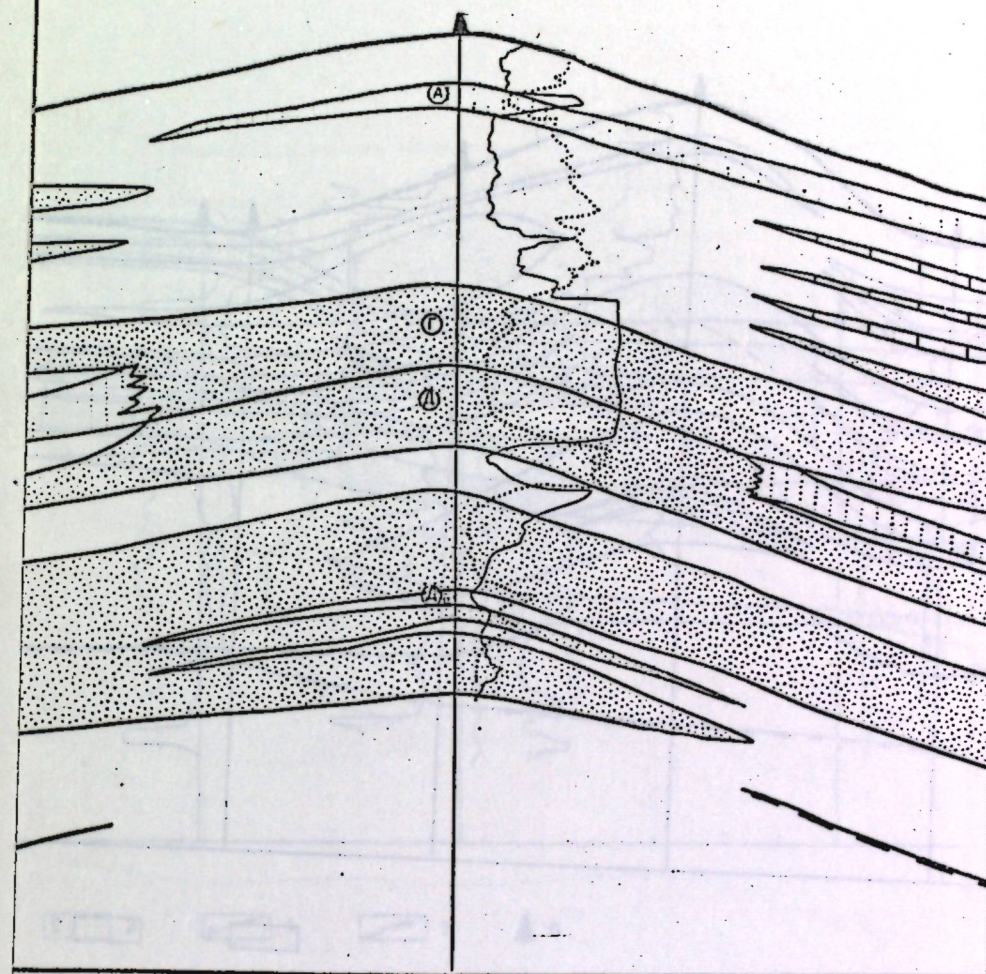
работы, Е. Т. Герасимовой и Н. С. Ерофеевым (см. рис. 13—16). Методика составления карт была разработана в основном Н. В. Кирсановым еще в 1951 г. В основу построения карт было положено изменение литологического состава преобладающего по мощности основного типа коллектора в прослоях. Границей распространения каждого типа основного коллектора принята линия, соединяющая половину расстояния между ближайшими скважинами с коллекторами, разными по составу. Н. С. Ерофеев на основании литологического анализа в каждом прослое горизонта D_1 выявил контур распространения коллекторов. За контур распространения коллекторов была принята линия, соединяющая половину расстояния между скважинами с коллекторами и неколлекторами. Условно контур был принят за нулевую мощность. В пределах контура в изолиниях показано изменение мощности коллекторов.

Прежде чем переходить к рассмотрению строения и изменения состава коллекторов в горизонте D_1 , следует отметить, что при недостаточном отборе керна¹ прослеживание изменения литологического строения горизонта D_1 было затруднительным. Этот недостаток был восполнен сопоставлением электрокароттажных диаграмм, которое по каждой скважине производилось в интервале между двумя опорными горизонтами: «средним» и «верхним известняками». При этом учитывались следующие обстоятельства, выявленные автором еще в 1951 г.: а) пятикратная ритмичность в осадконакоплении песчаных и глинистых образований; б) пространственная (относительная) выдержанность глинистых осадков; в) замещение песчаных прослоев более тонкозернистыми и глинистыми разностями на коротких расстояниях; г) неодинаковая скорость накопления литологически неоднородных разностей пород; д) наличие локальных размывов между песчаными прослоями. Вместе с тем на диаграммах были отбиты границы прослоев и определена в них мощность коллекторов. В скважинах, пробуренных без отбора керна, при расшифровке электрокароттажных диаграмм определялся и состав основного типа коллектора по аналогии с изученными разрезами скважин. Весь этот комплекс исследований позволил выявить на указанных площадях строение горизонта D_1 , которое определяет в то же время изменение литологического состава коллекторов и их мощность.

В результате всего комплекса исследований установлено, что каждый из пяти прослоев (А, Б, В, Г, Д)² (см. рис. 9—12) в горизонте D_1 нередко имеет монолитное строение, значительную мощность и, как правило, песчаный состав коллектора. При замещении глинистых образований, отделяющих те или иные прослои песчаных песчаниками или песчаными алевролитами, происходит их слияние. Поэтому указанные пять прослоев в связи с их объединением между собой представляют единый резервуар. Однако монолитное строение каждого прослоя ввиду отмеченного выше фациального замещения, проявляющегося в разной степени, нарушается вклиниванием среди песчаных алевролито-аргиллитовых разностей пород. Замещение на более ранней стадии приводит лишь к расклиниванию монолитного прослоя на два, реже три пропластка, а в дальнейшем — к выклиниванию некоторых из них или всех при замещении всего разреза песчаного прослоя глинисто-алевролитовыми накоплениями. Соответственно расслоению прослоев изменяется и состав коллекторов. Собственно песчаники при расклинивании на два про-

¹ Изученный керн на этих площадях обработан Г. Л. Миропольской, Е. Т. Герасимовой, А. С. Ильясовой, В. Н. Логиновой, Л. Ф. Солонцовым и в ЦНИЛе «Татнефтегазразведка».

² Прослой Д из средней алевролито-аргиллитовой пачки включен в состав горизонта D_1 для практического удобства.



Литологический профиль коллекторов горизонтов D_1 и D_{11} на центральной площади. 1 — алевролит песчаный; 2 — алевролит песчаный, глинистый; 3 — верхний известняк; 4 — средний известняк; 5 — нижний известняк; 6 — аргиллит.

пластка обычно сменяются алевроитовыми разностями их или песчаными алевролитами. Лишь при более дробном расчленении и выклинивании одного из пропластков состав коллекторов ухудшается, сменяясь соответственно песчано-глинистыми и в разной степени глинистыми алевролитами. Одновременно сокращается в прослоях и мощность коллекторов. Подобная картина неоднородности в строении наблюдается во всех пяти

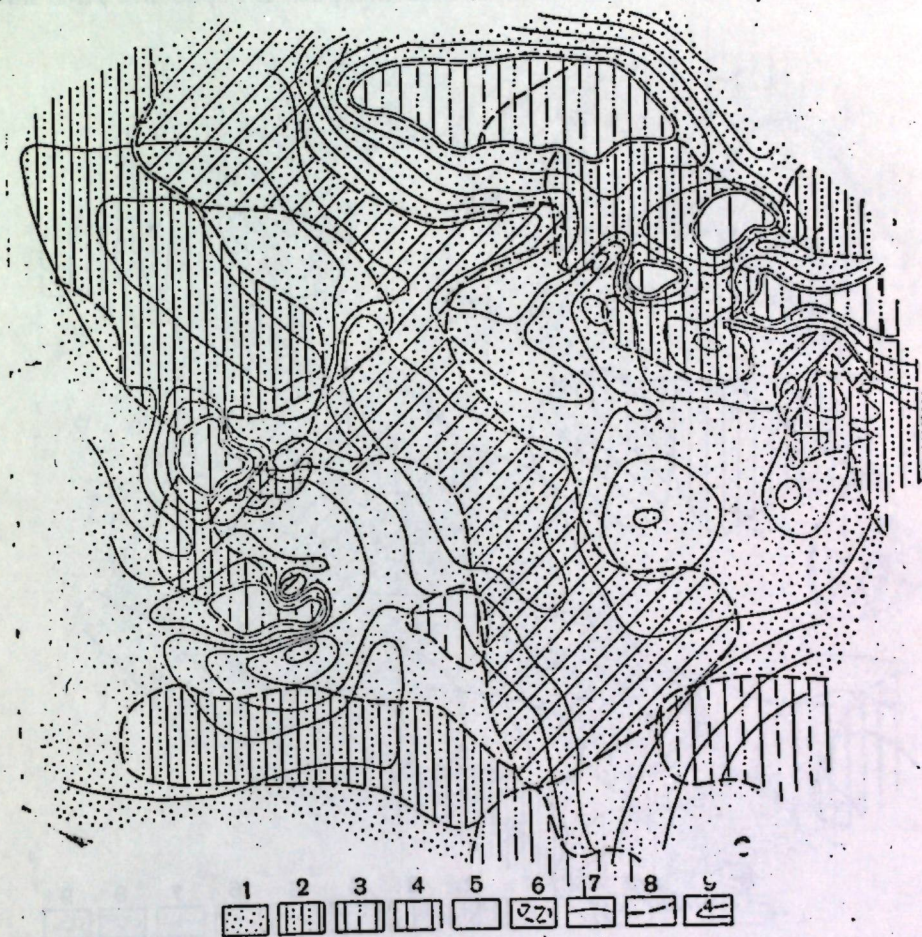


Рис. 13. Карта литологической изменчивости коллекторов прослоя Г₁ в горизонте Д₁ на северо-западной площади.

Составили Г. Л. Миропольская, Е. Т. Герасимова, Н. С. Ерофеев
1 — песчаник; 2 — алевролит песчаный; 3 — алевролит песчаный, глинистый; 4 — алевролит слабо глинистый; 5 — алевролит глинистый; 6 — места слияния прослоя Г с нижележащим Д₂; 7 — граница распространения одинакового типа коллекторов; 8 — контур распространения коллекторов; 9 — линии равных мощностей коллекторов

прослоях горизонта Д₁ на двух изученных площадях. К периферии от монолитного строения участков, иногда несколько смещенных по отношению один к другому в вышележащих прослоях, происходит их расщепление на части и выклинивание некоторых из них в результате замещения песчаниковых образований более тонкозернистыми и глинистыми. Состав и площадь развития коллекторов в горизонте Д₁ на северо-западной площади закономерно ухудшаются от нижнего прослоя к верхнему, так как песчаники, преимущественно развитые в трех нижних прослоях, уступают место алевролитам песчаными и в разной степени глинистым, господствующим в верхних прослоях. Подобной закономерности на центральной площади не наблюдается. Здесь в верхних двух прослоях состав коллекторов улучшается, а площадь распространения алевролитопесчаниковых

пород возрастает. Большей частью состав коллекторов ухудшается на периферии участков и площадей.

Контур распространения коллекторов на обеих площадях охватывает в основном линзы песчаников и близкие к ним песчаные алевролиты. Реже в контур включены глинисто-песчаные разности последних, если из них были получены слабые притоки нефти или воды. В разной степени глинистые алевролиты отнесены к не коллекторам. В горизонте D_1 в каж-

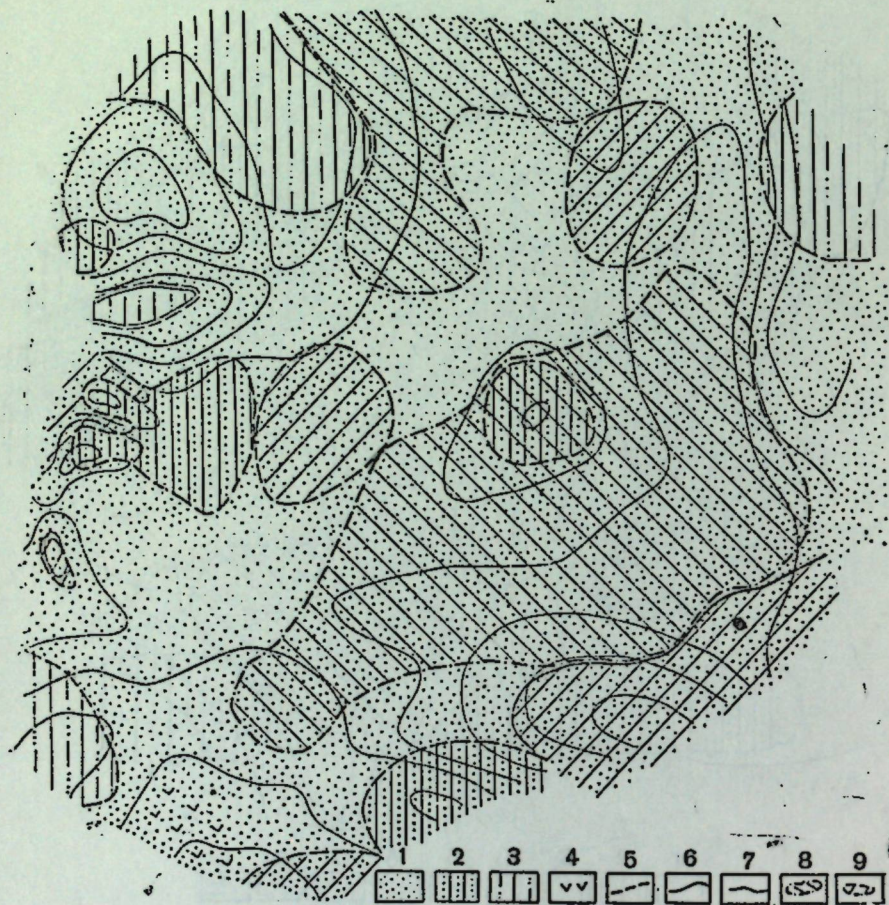


Рис. 14. Карта литологической изменчивости коллекторов прослая Г в горизонте D_1 на центральной площади.

Составили Г. Л. Миропольская, Е. Т. Герасимова, Н. С. Ерофеев.
1 — песчаник; 2 — алевролит песчаный; 3 — алевролит песчаный, глинистый; 4 — выделения сидерита; 5 — граница распространения одинакового типа коллекторов; 6 — линия равных мощностей коллекторов; 7 — контур распространения коллекторов; 8 — зона по варианту 11; 9 — место слияния прослая Г с нижележащим Д

дом из прослоев, кроме прослая Г, коллектора (песчаники, песчаные алевролиты, реже — песчано-глинистые) образуют линзообразные залежи (полосы). При этом оси линз на обеих площадях и даже на двух участках центральной площади в каждом из прослоев разнонаправлены, а во времени смещаются по отношению друг к другу. Так, в прослое Д в контур на северо-западной площади включены две линзы почти широтного простирания, а на центральной — три почти параллельные песчаниковые полосы, диагонально пересекающие ее с юго-запада на северо-восток. В прослое Г не вошли в контур изолированные линзочки песчано-глинистых и глинистых алевролитов на западе и северо-востоке первой площади (рис. 13). В прослое В контур ограничивает волнистой линией

с востока на северо-западной и на западе центральной площади области развития песчаников, песчаных алевролитов и песчано-глинистых разностей их. Не включены в контур среди них небольшие линзочки глинистых алевролитов на обеих площадях. В прослое Б контур на первой из площадей протягивается широкой неровной полосой с юго-запада на северо-восток, включая песчаники, вклинивающиеся с соседних площадей, и

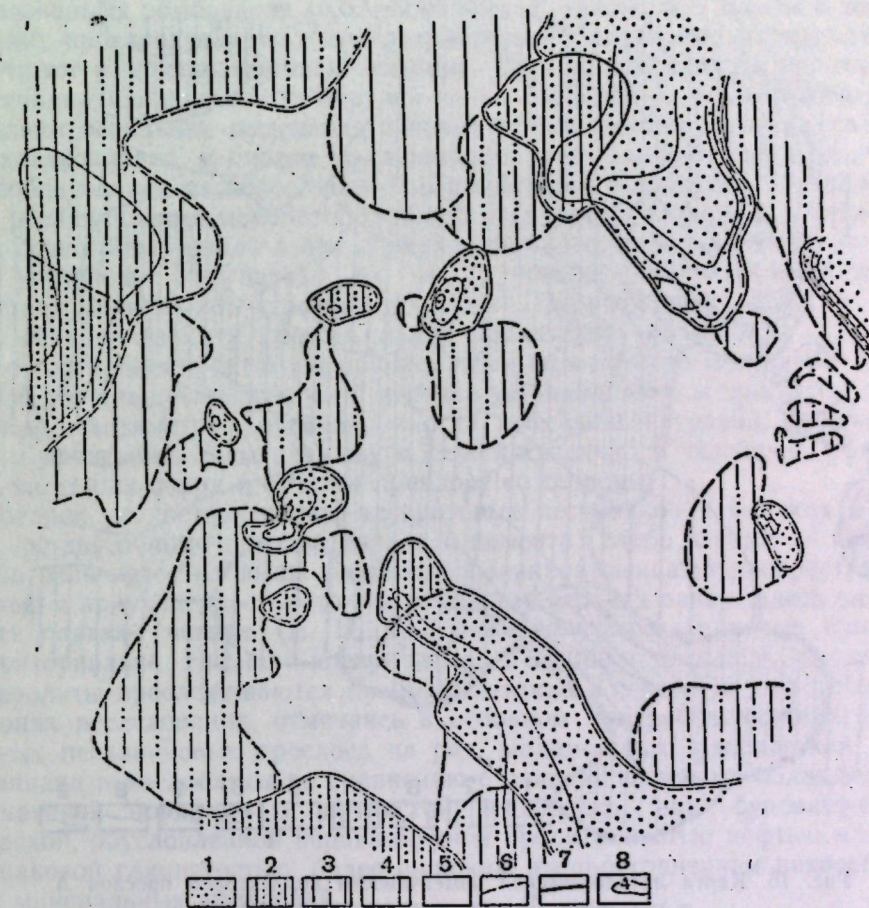


Рис. 15. Карта литологической изменчивости коллекторов прослая А в горизонте D_1 на северо-западной площади.

Составили Г. Л. Миропольская, Е. Т. Герасимова, Н. С. Ерофеев.
1 — песчаник; 2 — алевролит песчаный; 3 — алевролит песчаный, глинистый; 4 — алевролит слабо глинистый; 5 — алевролит глинистый; 6 — граница распространения одинакового типа коллекторов; 7 — контур распространения коллекторов; 8 — линия равных мощностей коллекторов

песчаные разности алевролитов в центре ее. Большая часть территории центральной площади в прослое Б вошла в контур. Исключены из него три изолированные линзы глинистых разностей алевролитов в северной половине площади. Линзовидное распределение песчаников и песчаных алевролитов на северо-западной площади в прослое А определило и очертание контура на ней (рис. 15). Наоборот, в основном площадное распределение этих пород на центральной площади обусловило волнистую линию контура, ограничивающую коллектора с юга и запада (рис. 16).

В пределах контура распространения коллекторов мощность их заметно колеблется. При этом максимальные мощности коллекторов обычно приурочены к центральным участкам песчаниковых линз в местах моноклитного строения прослоев. К периферии же — контуру — мощность по-

степенно сокращается при все возрастающем фациальном замещении песчаников глинистыми разностями алевролитов. Вместе с тем для горизонта Д₁ характерно сокращение мощности коллекторов от нижнего прослоя к верхнему на северо-западной площади, уменьшение ее в трех нижних прослоях и заметное возрастание в двух верхних на центральной площади.

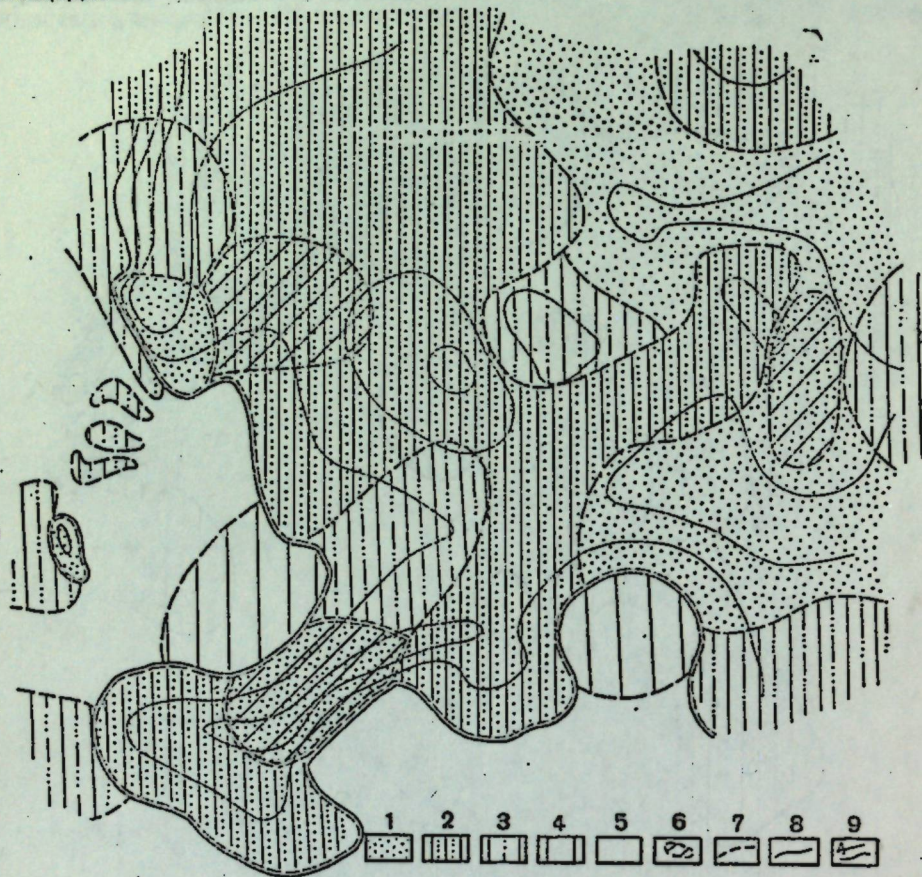


Рис. 16. Карта литологической изменчивости коллекторов прослоя А в горизонте Д₁ на центральной площади.

Составили Г. Л. Миропольская, Е. Т. Герасименко, Н. С. Ерофеев
1 — песчаник; 2 — алевролит песчаный; 3 — алевролит песчаный, глинистый; 4 — алевролит слабо глинистый; 5 — алевролит глинистый; 6 — место слияния прослоя А с нижележащим Б; 7 — граница распространения одинакового типа коллекторов; 8 — контур распространения коллекторов; 9 — линии равных мощностей коллекторов

Мощность верхней алевролитопесчаной пачки на юго-востоке Татарии меняется от 24 до 38 м с общим возрастанием с севера и северо-востока на юг и юго-запад.

Наибольшее значение в сложении верхней пачки (горизонта Д₁) имеют песчаники. Они слагают четыре алевролитопесчаных прослоя, в которых переслаиваются с близкими им песчаными алевролитами. Последние в ряде случаев замещают песчаники, слагая самостоятельно эти прослоя.

Среди песчаников и песчаных алевролитов выделяются две разности. Наиболее развиты песчаники мелкозернистой структуры, характеризующиеся отсортированностью зерен обломочного материала, серовато-белой окраской, пористостью, водо- или нефтенасыщением. Ввиду того, что эта разность песчаников и песчаных алевролитов подробно описана при характеристике разреза нижней пачки (горизонта Д_{II}), здесь отметим

лишь особенности их для рассматриваемой пачки. Так, в верхней части пачки в песчаниках и песчаных алевролитах из прослоя А, реже Б, отмечается иногда участками-линзами плотное «кварцитовидное» сложение. Оно вызвано, повидимому, перегруппировкой зерен обломочного материала в результате тектонического воздействия. Реже плотность их обусловлена обычно в тех же прослоях выделениями сидерита в форме зернистых агрегатов, сферитов, сферолитов ($< 0,2$ мм) и реже — неясно образованных ромбоздров (0,02—0,05 мм). В районе пос. Бавлы в тех же верхних прослоях наряду с сидеритом зерна обломочного материала цементируются и крупнозернистый кальцит. Другую особенность песчаников и песчаных алевролитов из верхней пачки (прослой А, редко другие) составляют вторичные выделения в порах тонкозернистого кварца, галенита, халькопирита, а иногда сфалерита по остаткам растений. Подобные новообразования их более обычны в песчаниках и песчаных алевролитах при расклинивании монолитного прослоя на ряд пропластков. Для зерен обломочного материала в песчаниках и песчаных алевролитах свойственно увеличение крупности их и улучшение отсортированности в участках монолитного строения прослоев. При этом снизу вверх по разрезу верхней пачки у этих разностей происходит ритмически улучшение отсортированности и укрупнения зерен обломочного материала. В подошве песчаного прослоя Г изредка устанавливаются прослойки в несколько сантиметров брекчий, иногда рассеянный гравий, обязанные своим происхождением размыву и переотложению в основном местных нижележащих пород и отчасти привносу со стороны.

Вторая разность глинисто-алевролитовых песчаников и близких к ним (по составу обломочного материала и цемента) слабо глинистых алевролитов отличается от выше охарактеризованной меньшей распространенностью и приуроченностью только к разрезу верхней пачки. Здесь они отчасти слагают четыре (А, Б, В, Г) алевролитопесчаных прослоя. Территориально глинисто-алевролитовые песчаники и слабо глинистые алевролиты прослеживаются преимущественно в северо- и юго-западных районах исследования, отмечаясь в основном при расклинивании монолитных песчаных прослоев на ряд маломощных пропластков. Эти песчаники и алевролиты по сравнению с ранее описанными обладают неодинаковой пористостью, пятнистой зеленовато- или буровато-серой окраской, обусловленной неравномерной пропитанностью нефтью или неодинаковой глинистостью, более широким распространением разнообразных минеральных выделений.

Размер зерен изменяется в больших пределах — от 0,006 до 0,65 мм с преобладанием среди них в песчаниках зерен 0,08—0,22 мм, а в алевролитах — 0,04—0,18 мм. Более крупные зерна обычно рассеяны, а мелкие ($< 0,02$ мм) нередко концентрируются между крупными, забивая поры и ухудшая пористость. Кроме того, в распределении зерен разного размера подмечается обособление их в прослой, линзы, участки. Ухудшение отсортированности зерен при общем увеличении крупности их наблюдается в западных разрезах. Цементируются зерна обломочного материала спутанночешуйчатым агрегатом глинистых минералов из группы гидрослюд. При этом наибольшая раскристаллизация его совпадает с глинистыми прослойками, в которых глинистый материал почти всегда пятнами пропитан органическим веществом бурого цвета. Глинистые же частицы в рассматриваемых разностях частично или полностью выполняют поры. Поэтому глинистый материал имеет в них большое распространение (10—20% с колебаниями от 1 до 25%). Локально, но чаще, чем в первых разностях, цементом является сидерит. Рассеянные изометрические зерна его ($< 0,02$ мм) заполняют отчасти поры. Наоборот, монозерна сидерита (от 1 до 2 мм) или мелкозернистые агрегаты его содержат погруженные

в них зерна обломочного материала. Реже сидерит встречается в форме сферолитов (до 0,9 мм) и ромбоздров (до 0,05 мм). Иногда выделения сидерита, группируясь, образуют сплошные агрегатные скопления чаще по трещинкам или слоистости. Кроме сидерита, как это указывалось выше, к этим разностям приурочены различные по времени минеральные выделения, а именно — стяжения и кристаллы пирита, псевдоморфозы его по многочисленным растительным остаткам и сферолитам сидерита, тонкозернистый кварц в порах, трещинках или в остатках растений (изредка совместно со сфалеритом и халькопиритом) и импрегнация галенита. Наиболее обычны минеральные выделения в верхнем прослое А.

Глинистые разделы между песчаниковыми прослоями и отдельными пропластками в них представлены в верхней пачке чаще всего зеленовато-серыми сидерито-глинистыми алевролитами, аргиллитами, содержащими многочисленные стяжения и сфериты сидерита. Реже отмечаются зеленовато-серые аргиллиты чешуйчатого строения, или бурые пятнистоокрашенные обломочной структуры, сходные с подобными им глинистыми алевролитами. При этом следует подчеркнуть преимущественную приуроченность тех или иных разностей к определенной части разреза верхней пачки, что позволяет говорить о литологическом отличии каждой из перемычек между песчаниковыми прослоями. К глинистым разделам часто приурочены сантиметровые прослойки брекчин, сидерито-шамозитовых оолитовых руд и карбонатных пород — известняков и мергелей.

Среди перечисленных типов пород характерной разностью в разрезе верхней пачки являются сидерито-глинистые алевролиты. В подстилающих образованиях пашийской свиты и живетского яруса они не отмечаются. В большинстве случаев сидерито-глинистые алевролиты как бы окаймляют нефтеносные алевролитопесчаниковые прослои. Они подстилают и перекрывают глинистые перемычки между ними, постепенно переходя в подобные им аргиллиты или же вышеописанные слабо глинистые алевролиты. Сидерито-глинистые алевролиты наибольшей распространенностью пользуются в перемычках между прослоями А и Б, реже отмечаются в других перемычках. Сидерито-глинистым алевролитам свойственны зеленовато-серая окраска разной интенсивности, неравномернообломочная структура, неясная слоистость, плотное сложение и многочисленные кристаллически-зернистые выделения сидерита, имеющие часто форму сферитов и сферолитов. Зерна обломочного материала в них составляют около 65%. Однако распределение их не всегда однозначное. Наблюдаются участки, сложенные почти исключительно зернами обломочного материала с довольно плотной упаковкой. Зерна обломочного материала, как и в ранее рассмотренных разностях алевролитов и песчаников, имеют тот же состав, форму и окатанность. Размер зерен варьирует в пределах 0,007—0,52 мм. Основную массу их составляют алевроитовые (45—75%), в основном мелкоалевритовые (30—45%) фракции. Зерна других размеров имеют подчиненное значение и нередко концентрируются в участках и линзах. Глинистый материал чешуйчатого строения имеет тот же состав, что и в других разностях пород, и является основным цементом. Роль его в алевролитах значительная (обычно 25—45%), но не однозначная. Так, глинистый материал в существенно алевроитовых участках лишь окаймляет зерна, а в преимущественно глинистых — составляет основную массу, выступая как цемент типа соприкосновения, заполнения пор или базального. Местами, но более часто, чем в других разностях алевролитов, цементом служит сидерит. Он часто образует изометрической формы тонко- и мелкозернистые агрегаты и сферолиты (0,2—2 мм). Встречаются они то изолированно, то группируясь, иногда до образования желваков. Кроме того, в трещинках и порах наблюдаются многочисленные выделения кристаллического (зернистого) сидерита, отдель-

ные индивидуумы которых разобщены или образуют корочки и микрожилки. В глинистом цементе почти всегда отмечаются еще рассеянные изометрические зерна сидерита ($< 0,03$ мм), реже ромбоздры его ($< 0,07$ мм), а также стяжения, сфериты, скрытокристаллические агрегаты и псевдоморфозы пирита по измененным растительным остаткам. Вокруг последних часто наблюдаются бурые разводы органического вещества, а внутри них — выделения кварца, халькопирита, редко сфалерита. Последние три минерала более обычны в трещинках, встречаясь с зернистым сидеритом.

Сидерито-глинистые алевролиты часто замещаются, постепенно переходят или переслаиваются с подобными им сидерито-алевритовыми аргиллитами, свойственными также только отложениям верхней пачки. Для сидерито-алевритовых аргиллитов характерны более яркая зеленовато-серая окраска, чем у алевролитов, отсутствие ясно выраженной слоистости, наличие частых следов скольжения и большого количества сконцентрированных или рассеянных кристаллов, сферитов и сферолитов сидерита разных размеров.

Указанные аргиллиты имеют спутанночешуйчатое, участками параллельночешуйчатое строение. Среди глинистых минералов в них преобладают гидрослюды. В основной глинистой массе породы рассеяны зерна обломочного материала (10—20%). Одновременно с этим зерна кварца с малозаметной примесью других минералов нередко концентрируются в различного рода участки, микролинзы, прослойки (30—60% породы), в которых глинистый материал является лишь цементом. Размер зерен изменяется в пределах 0,009—0,62 мм, обычно же — от 0,02 до 0,09 мм или участками — от 0,07—0,16 мм. Составной частью в аргиллитах наряду с зернами обломочного материала является сидерит. Выделения его подобны образованиям сидерита в сидерито-глинистой разности алевролитов. В полостях многочисленных трещинок часто прослеживаются тонкозернистый кварц, пирит, халькопирит, сфалерит. Эти же минералы нередко покрывают редкие, отчасти измененные остатки растений.

Для разреза верхней пачки характерно также тонкое переслаивание и чередование серовато-белых алевролитов и зеленовато-серых аргиллитов с преобладанием то первых, то последних. Подобное переслаивание (чередование) прослеживается главным образом в верхней части горизонта Д₁ выше прослоя В, особенно при замещении песчаников и алевролитов в прослое А, реже Б, глинисто-алевритовыми образованиями. Чередование алевролитов типа описанных выше слабо глинистых разностей и аргиллитов чешуйчатого строения между собой иногда сложное, с волнистой плоскостью разделения. Нередко они, по видимому, друг друга пронизывают, создавая конусы вымывания, трещинки высыхания, гиероглифы и т. д. В других случаях, например в подошве средней алевролито-аргиллитовой пачки, они, наоборот, тонко- или микрослоистые. На плоскостях напластования в прослоях аргиллитов наблюдается массовое скопление обрывков и остатков обугленных растений, иногда кутикулы, пленок сице-зеленых водорослей, реже — обломков и остатков мелкой фауны брахиопод, редких оолитов шамозита, а в кровле свиты — гравия, сидерита и фосфорита. К прослоям аргиллитов всегда приурочены линзочки и стяжения тонкозернистого сидерита. В прослоях и участках алевролитов встречаются главным образом разного рода вторичные выделения: пятна нефти и органического вещества; желваки, сферолиты и кристаллы сидерита; стяжения, сфериты, кристаллы и корочки пирита по стенкам пор и остаткам растений; тонкозернистый кварц в порах и остатках растений, халькопирит и галенит в порах.

Кроме описанных разностей пород, в сложении алевролито-аргиллитовых перемычек принимают участие разности, охарактеризованные при ос-

вещении литологии средней алевролито-аргиллитовой пачки. Так, присутствуют аргиллиты чешуйчатой структуры зеленовато-сероокрашенные, отличающиеся от ранее описанных более темной окраской, обусловленной пропитанностью органическим веществом и наличием массовых скоплений остатков мелкой фауны брахиопод на плоскостях напластования. Подобные аргиллиты господствующее значение имеют в сложении аргиллитовой перемишки между прослоем Б и В. Реже более светлоокрашенные их разности отмечаются между прослоями В и Г, а иногда и в других глинистых перемишках в виде маломощных прослоев.

К описанным аргиллитам приурочены изредка скопления оолитов шамозита и даже прослойки сидерито-шамозитовых оолитовых руд (сс. В. Мактама, Чупаево, Узбек, Горкино, Новая Письмянка, Алтунино). По внешнему виду, составу и характеру оолитов шамозита они близки к оолитовым рудам из нижнеживетских (верхняя пачка) и верхнеживетских образований, а также из разреза средней алевролито-аргиллитовой пачки пашийской свиты. Они также пятнистоокрашены в зеленовато-бурый цвет благодаря чередованию глинистых зеленоватых участков и прослоев с линзообразными желваками сидерита. Основная масса в глинистых оолитовых сидерито-шамозитовых рудах представлена тонкочешуйчатым агрегатом минералов гидрослюд, шамозита и др. На долю ее приходится то 20—30, то 45—60% породы. Существенную примесь в руде составляет сидерит в виде изометрических зерен ($<0,04$ мм), импрегнирующих основную глинистую массу породы, или в виде зернистых агрегатов. Значение оолитов шамозита в сложении породы небольшое (5—15%). Одни из них черные, чечевицеобразной формы (0,02—0,06 мм), скопляясь в контактирующей глинистой части породы, образуют макро- и микролинзы, прослой. Иногда они деформированы, разорваны и расплющены. Другие же оолиты из стяжений сидерита голубоватые, округлой, реже эллипсоидальной формы, имеют значительные размеры (0,4—0,8 мм). В центре их изредка отмечаются зерна кварца и стяжения пирита. Некоторые оолиты шамозита разбиты микротрещинками с выделениями по ним сидерита. Оба типа оолитов шамозита имеют концентрически-скорлуповатое и радиально-лучистое строение.

К аргиллитам чешуйчатого строения, кроме оолитовых руд, приурочены иногда гравий. По составу он того же характера, что и в средней пачке. Однако в алевролито-аргиллитовых перемишках между четырьмя алевролито-песчаниковыми прослоями гравий не образует скоплений (гравелитов), а встречается рассеянно.

Наконец подчиненное значение в верхней пачке имеют сильно глинистые алевролиты и сильно алевроитовые аргиллиты той же природы, что и в нижележащих отложениях пашийской свиты и живетского яруса. Они чаще устанавливаются в нижней половине ее в глинистых разделах между пропластками прослоя Г и в виде маломощных прослоев в лежащих выше глинистых образованиях. В последних эти разности пород нередко имеют зеленоватый оттенок и даже окраску, в то время как в нижних прослоях у алевролитов и аргиллитов сохраняется желтовато-бурый цвет. Однако для этих разностей алевролитов не так характерны признаки неустойчивого режима мелководного бассейна (трещинки высыхания, следы перемывания, гниоглифы и пр.), как в нижележащей пачке и в верхнеживетском подъярусе.

К глинистым перемишкам в разрезе верхней пачки иногда приурочены брекчии. Мощность прослоев брекчий определяется несколькими сантиметрами, лишь иногда достигает 20—30 см. Брекчии, иногда с гравием фосфорита, отмечаются как в основании пачки — подошве прослоя Г (сс. Галкино, Крым-Сарай, Сергеевка, Тайсуган, Туктар, Новая Письмянка), так и в других глинистых разделах, например между прослоями

Г и В (сс. Надырово, В. Мактама, Биш-Мунча, Абдрахманово, Кульшарипово, Миннибаево, Васильевка, Чупаево, Куакбаш, Ивановка), между прослоями В и Б (сс. Н. Мактама, В. Мактама, Туктар, Миннибаево, Кызыл-Чишма, Новая Письмянка), между прослоями Б и А (сс. Крым-Сарай, Ивановка, Надырово, Акташ, Н. Мактама, Миннибаево, Васильевка). Обломки в брекчиях имеют размер от 0,2 до 5—7 мм. При этом величина обломков в прослоях брекчий меняется от 0,5 до 1—2 мм, реже до 3—5 мм или иногда даже более 5 мм. По составу обломки неоднородны. Их слагают породы, развитые в самой пашийской свите: чаще всего зеленоокрашенные сидерито-глинистые алевролиты и сидерито-алевроитовые аргиллиты. Одновременно встречаются желтовато-буро-серые обломки сильно алевроитовых аргиллитов и глинистых алевролитов, реже аргиллитов чешуйчатой структуры, песчаных алевролитов и песчаников. Нередко среди них отмечаются обломки или гравий тонкозернистого сидерита или же фосфорита. Отсутствие следов окатанности у обломков и состав их свидетельствуют о размыве и перетолжении в основном местных пород. Незначительное участие в составе их принадлежит привнесенному материалу (гравий фосфорита). Цементируются обломки пород и гравий в основном тонко-, реже — мелкозернистым сидеритом с примесью чешуек глинистого материала и рассеянных мелкоалевроитовых зерен кварца.

В заключение следует остановиться на распространенности прослоев карбонатных пород — мергелей, известняков, доломитов. Они не являются в разрезе верхней пачки исключением или особенностью района крайнего юго-востока (пос. Бавлы — с. Крым-Сарай), а прослеживаются в нескольких районах и на разных стратиграфических уровнях. Карбонатные породы отмечаются здесь как в алевролито-глинистых перемишках между прослоями песчаников, так и в самих прослоях. Отличие мергелей, известняков и доломитов, развитых в верхней пачке, от рассмотренных в нижележащем разрезе пашийской свиты заключается прежде всего в иной окраске (мергели и известняки светлосерые или зеленовато-серые, доломиты бурые), почти всегда тонко-, реже — мелкозернистой структуре, плотном сложении и большей частью в отсутствии фаунистических остатков.

В результате анализа литологии пашийской свиты по трем пачкам можно сделать вывод, что по литологическому составу отложения пашийской свиты делятся на две, отличные друг от друга части. В сложении двух нижних пачек принимают участие разности пород, сходные по структурно-текстурным признакам и составу с осадками живетского яруса. К числу пород, отмеченных в тех и других отложениях, среди алевролитов относятся две разности: песчано-глинистая желтовато-серой пятнистой окраски и сильно глинистая буровато-сероокрашенная, с участками, линзами и прослоями более светлого алевролита. Среди аргиллитов, наблюдаемых в подстилающих образованиях и в нижней половине разреза пашийской свиты, отмечаются разности чешуйчатого строения, зеленовато-серой окраски и сильно алевроитовые, буроокрашенные, нередко пятнами более светлые. Большое сходство устанавливается и среди разнотонных доломитов, слагающих часто электроревер «средний известняк» в верхнеживетском подъярусе и встречающихся среди песчаников нижней пачки (горизонт Д_{II}). Подобны между собой прослой глинистых оолитовых сидерито-шамозитовых руд с двумя типами оолитов и гравелиты, прослеженные в тех и других отложениях.

В сложении же верхней алевролито-песчаниковой пачки развиты осадки, не установленные в двух нижних. Так, например, только в разрезе этой пачки наблюдаются песчаники глинисто-алевроитовые и алевролиты слабо глинистые, светлосерые, пятнами зеленоватые, с многочисленными

минеральными выделениями и включениями в них; аргиллиты и алевролиты сидеритовые, зеленовато-серые, переполненные стяжениями, сферитами сидерита; брекчии из местных пород, а также тонко не всегда равномерно переслаивающиеся между собой алевролиты и аргиллиты зеленовато-сероокрашенные, нередко с признаками неустойчивого режима мелководного бассейна.

Эта неоднородность в строении нижней и верхней (большей по мощности) половин разреза пашийской свиты подчеркивается преобладанием желтовато-буроокрашенных разностей пород в нижней половине разреза в отличие от зеленовато-серых, господствующих в верхней.

На грани указанных частей разреза пашийской свиты происходил перерыв в осадконакоплении, местами связанный с размывом, повидимому, регионального характера. Он констатируется по скоплению гравия и наличию брекчий, как выше указывалось в основании верхней пачки, а также по отсутствию в ней нижнего прослоя (с. Азнакаево, пос. Шугурово, сс. Алтунино, Боровка). Это положение, кроме того, подтверждают и отмеченные выше признаки неустойчивого режима мелководного бассейна в породах из кровли нижней половины разреза.

Нижняя половина разреза пашийской свиты по всей вероятности верхнеживетского возраста. Это доказывается, помимо уже отмеченного литологического сходства пород нижней половины разреза свиты с отложениями живетского яруса, находками в нижней части свиты фауны, по определению Г. П. Батановой (1953), верхнеживетского яруса и близостью состава пыльцы из пород этой части разреза свиты, по данным Л. С. Тузовой (1953), к формам из верхнеживетского подъяруса. Подтверждается это положение и рядом других факторов, например отсутствием регионального размыва на грани живетских и франских отложений в современной стратиграфической схеме, фациальным замещением аргиллитов верхнеживетского подъяруса алевролитами и песчаниками пашийской свиты, нередко постепенным переходом их друг в друга и, наоборот, почти повсеместным перерывом в осадконакоплении между двумя литологически неоднородными частями разреза пашийской свиты.

Для более полной характеристики литологии живетских и пашийских образований следует осветить в общих чертах минералогический состав терригенных компонентов из пород указанных отложений (табл. 2). Выход тяжелых минералов из них незначительный, обычно в пределах долей процента. Повышенное содержание тяжелых минералов обусловлено концентрацией стяжений пирита, особенно в глинистых и карбонатных породах. В составе тяжелых и легких фракций выявляются три неоднозначные по развитию генетические группы минералов — терригенные, характеризующие состав материнских пород, за счет разрушения которых они образовались; аутигенные, образование которых происходило в своеобразной физико-химической обстановке, существовавшей при отложении и преобразовании осадков (пирит, гидрогетит, целестин, шамозит), и вторичные, возникшие при последующих процессах преобразования (кварц, гидрогетит, лейкоксен, измененные титаносодержащие минералы, неопределимый зеленый минерал и разрушенные зерна). Среди указанных генетических групп в тяжелых и легких фракциях наиболее распространены терригенные минералы. Их содержание в первых изменяется от 0,018 до 2,55%. Количественная роль терригенных компонентов, особенно в тяжелых фракциях, подвержена значительным колебаниям. В связи с этим по степени распространенности в легких и тяжелых фракциях обособляются три категории минералов, характеризующиеся определенной количественной ролью: ведущие, с содержанием более 10% (кварц, рудные — ильменит, лейкоксен, магнетит, титаномагнетит, циркон, анатаз); второстепенные, с концентрацией от 1 до 10% (полевые шпаты — орто-

рус			Верхнеживетский подъярус									Нижн	
яя пачка													
л	Извест- няк	Доло- мит	Подъ- ярус	Песча- ник	Алево- ролит	Аргил- лит	Мер- гель	Извест- няк	Сидерито- шамозито- вые руды	Сиде- рит	Подъ- ярус	Песча- ник	Алево- ролит
	3	2	45	9	16	39	2	1	3	1	71	7	23
	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
	—	—	—	—	—	—	—	1,087~	—	—	0,015	—	—
6	8,82	14,36	1,646	0,057	0,134	0,182	1,13	12,60	1,43	0,96	0,42	0,06	0,
	0,003	0,02	0,034	0,015	0,005	0,001	0,002	0,007	0,07	0,02	0,007	Ед. 3	0,
5	0,12	0,24	0,498	0,206	0,158	0,277	0,068	0,226	2,55	0,91	0,34	0,26	0,
71	8,943	14,62	2,178	0,278	0,297	0,46	1,20	13,92	4,05	1,89	0,782	0,32	0,4
8	46,47	54,32	45,07	28,46	19,23	30,86	74,20	36,98	26,43	8,78	28,74	11,93	20,
32	0,76	1,94	1,12	0,98	1,52	0,99	4,12	9,13	1,63	7,69	1,42	0,50	1,
30	17,70	17,57	21,86	25,05	25,82	23,45	10,45	12,04	11,38	32,70	23,32	32,73	32,
78	1,06	1,36	1,47	2,88	0,68	0,29	5,41	—	1,77	—	0,90	0,16	0,
19	0,53	0,38	0,52	0,34	0,90	0,42	—	—	0,72	—	0,51	0,49	1,
50	1,56	0,81	2,14	1,15	2,28	1,25	—	3,00	1,49	1,12	1,49	1,84	2,
31	13,28	12,34	10,12	17,35	13,97	14,37	—	3,00	3,29	10,76	13,57	13,91	14,
03	—	—	0,01	0,03	0,01	Ед. 3	—	—	—	—	0,01	0,01	0,
32	9,34	4,90	8,47	8,97	22,14	15,29	0,21	20,68	1,87	31,73	15,35	21,97	13,
2	—	—	0,09	0,13	0,16	0,23	—	1,50	0,13	—	0,21	0,04	0,
5	4,29	0,38	6,33	12,09	10,42	5,57	0,35	3,00	4,57	3,95	7,24	9,66	10,
1	—	—	—	0,01	0,01	0,01	—	—	0,06	—	0,01	0,38	Ед.
	0,13	0,19	0,05	0,01	0,05	0,07	—	—	—	—	0,05	0,06	0,
9	0,33	0,59	0,17	0,04	0,18	0,27	0,07	—	0,93	—	0,23	0,19	0,
21	0,13	1,34	0,29	0,45	0,24	1,51	0,14	1,50	0,39	—	0,98	0,04	0,
02	—	0,19	0,08	0,02	0,03	0,04	—	—	—	—	0,03	0,09	0,
03	0,33	0,38	0,08	0,10	0,09	0,25	—	—	0,21	—	0,18	—	0,
	—	—	0,01	—	0,02	0,01	—	—	—	0,27	0,01	—	0,
18	0,69	—	0,30	0,28	0,16	0,34	—	1,50	0,52	—	0,30	0,14	0,
	—	—	—	—	—	0,02	—	—	—	—	0,01	—	—
	—	—	Ед. 3	0,01	—	0,03	—	—	—	—	0,02	—	Ед.
01	—	—	0,01	0,01	0,07	0,08	—	—	0,06	—	0,06	—	0,
19	1,08	—	0,20	0,19	0,06	0,43	4,12	1,50	0,46	—	0,43	—	0,

Таблица 2

я половина разреза (I и II пачки) пашийской свиты						Верхняя половина разреза пашийской свиты (III пачка)				
о-	Аргиллит	Мергель	Известняк	Сидерит	Гравелит	I и II пачки	Песчаник	Алевролит	Аргиллит	III пачка
	21	1	1	1	1	60	20	48	36	104
	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34
09	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
01	0,73	0,31	13,98	0,37	0,02	2,22	0,02	0,04	0,16	0,08
	0,01	0,01	Ед. 3	0,03	Ед. 3	0,02	0,01	Ед. 3 ¹	Ед. 3 ²	Ед. 3 ³
35	0,27	0,08	0,01	0,90	0,59	0,35	0,51	0,26	0,22	0,33
5	1,01	0,40	13,99	1,30	0,61	2,59	0,54	0,30	0,38	0,41
24	24,65	3,41	10,26	58,48	59,96	26,98	20,88	20,07	21,92	20,97
00	1,60	—	—	—	—	0,44	0,78	0,71	1,03	0,84
35	22,05	24,28	46,15	10,38	7,73	25,09	35,48	27,94	29,03	30,82
12	0,14	—	—	—	6,73	1,02	0,14	0,68	0,14	0,32
11	0,80	0,31	—	1,90	1,87	0,93	0,51	0,84	1,71	1,02
60	1,65	1,28	2,56	0,33	1,68	1,71	2,16	2,24	2,46	2,29
88	16,03	24,28	10,26	5,92	1,29	12,37	17,50	13,40	15,98	15,63
05	0,01	—	—	—	3,84	0,56	—	0,27	0,3	0,10
12	19,80	37,69	20,52	10,05	—	17,59	10,38	14,24	14,66	13,09
7	0,04	—	1,54	0,33	—	0,30	0,08	0,15	0,27	0,17
8	7,85	7,09	6,15	10,85	0,19	7,42	9,67	12,39	9,42	10,49
3	0,04	—	—	—	1,90	0,33	—	0,33	—	0,01
0	1,11	—	—	—	—	0,18	0,07	0,05	0,06	0,06
25	0,14	—	—	0,33	—	0,13	0,12	0,18	0,19	0,16
12	0,70	0,38	—	—	—	0,22	0,08	3,67	0,95	1,57
13	0,12	—	—	—	—	0,05	0,05	0,16	0,03	0,08
04	0,08	—	—	—	—	0,02	0,03	0,04	0,07	0,05
02	—	—	—	—	0,88	0,13	0,12	—	0,01	0,04
06	0,30	1,28	—	—	—	0,25	0,22	0,38	0,36	0,32
3	—	—	—	—	—	Ед. 3	0,02	—	—	0,01
11	0,02	—	—	—	—	Ед. 3	0,02	0,01	0,01	0,01
39	0,30	—	—	0,33	—	0,15	0,46	0,07	0,10	0,18

клас, кислые плагиоклазы, микроклин, измененные титаносодержащие минералы, турмалин, рутил, эпидот-цоизит, гранат) и акцессорные примеси, составляющие обычно не более 1% (опал, кромень, титанит, зеленая роговая обманка, биотит, мусковит, корунд, пикотит, реже — ставролит, хлоритонд, зеленая слюдка, диопсид, брукит, ангидрит, арфведсонит, глауконит, неопределимый зеленый минерал, дистен, актинолит, целестин, ангидрит и др.).

Значительные колебания в содержании большинства минералов в тяжелых фракциях и менее заметные в легких зависят от ряда факторов, в разной мере отражающих изменение условий осадкообразования. Так, наблюдается зависимость распространенности ряда минералов от типа пород. Например, к песчаникам и песчаным алевролитам приурочен определенный комплекс минералов, характеризующийся повышенным содержанием кварца, гидрогетита, анатаза, турмалина, граната и реже других. С уменьшением крупности обломочного материала и возрастанием глинистости роль этих минералов падает. К глинистым разностям пород, особенно аргиллитам и карбонатным образованиям, приурочено максимальное содержание измененных разрушенных зерен, полевых шпатов, пирита, рудных минералов, циркона, рутила, эпидот-цоизита, титанита, мусковита, корунда, зеленой роговой обманки и некоторых других акцессорных примесей.

Наряду с этими изменениями отмечается неодинаковая распространенность минералов во времени и отчасти в пространстве, что, повидимому, обусловлено существованием в этот период осадконакопления нескольких источников сноса терригенного материала. Так, исследованиями установлена повышенная роль кварца, рудных минералов, циркона и измененных титаносодержащих минералов в породах из нижней аргиллитопесчанниковой пачки (горизонта Дv) нижнеживетского подъяруса, а в верхней части разреза (пачке) отмечается увеличение роли разрушенных неопределимых зерен, полевых шпатов, граната, титанита, биотита, корунда, пикотита, ставролита, хлоритонда, диопсида, ангидрита, арфведсонита и глауконита. Другими словами, основная масса акцессорных минералов отмечается в верхней пачке. В то же время снизу вверх по разрезам обеих пачек происходит, с одной стороны, увеличение концентрации турмалина, циркона, с другой — снижение роли рудных минералов, рутила.

В верхнеживетском подъярусе устанавливается увеличение содержания вверх по разрезу пирита, рудных минералов, циркона, турмалина, рутила. Одновременно с этим происходит сокращение концентрации полевых шпатов, анатаза, измененных титаносодержащих минералов, эпидот-цоизита, титанита, мусковита и граната.

Состав терригенных компонентов из верхней и нижней частей разреза пашийской свиты в качественном отношении также довольно сходный. Количественная же роль отдельных минералов несколько иная. Так, например, в нижней половине разреза (особенно в алевролитопесчанниковой пачке) в легких фракциях преобладают разрушенные неопределимые зерна, а в тяжелых — черные рудные, измененные титаносодержащие минералы, гранат, чешуйки хлорита, хлоритонда. В верхней пачке свиты возрастает роль кварца в легких фракциях, а в тяжелых — циркона, анатаза, турмалина, менее заметно — рутила, титанита, эпидот-цоизита, мусковита и некоторых акцессорных примесей. Наряду с этим выявляется значительная концентрация в тяжелых фракциях из кровли нижней и верхней частей разреза пашийской свиты зерен черных рудных минералов, по всей вероятности, как следствие неоднократного перемывания ранее отложенных осадков и скопления в результате его наиболее тяжелых компонентов.

Кроме того, непостоянство содержания отдельных минералов, очевид-

но, обусловлено наличием не одного источника питания и, возможно, неодинаковой удаленностью от них бассейна осадконакопления. В нижнеживетском подъярусе исследованиями выявлено уменьшение по направлению с востока на запад полевых шпатов, граната, титаниста, гидрогетита и, наоборот, некоторое возрастание в этом направлении рудных минералов, циркона, измененных титаносодержащих минералов, турмалина и рутила. В верхнеживетском подъярусе установлено увеличение количественной роли циркона и турмалина в направлении с востока на запад. Наоборот, в этом же направлении сокращается содержание более обширной группы минералов — полевых шпатов, пирита, гидрогетита, рудных минералов, анатаза, рутила, эпидота-цоизита, граната, биотита, корунда и некоторых других аксессуарных примесей. В тяжелых фракциях из пород пашийской свиты на западе и юго-западе по сравнению с востоком отмечается большая концентрация зерен циркона, анатаза, турмалина, эпидота-цоизита. Наконец на крайнем юго-востоке (район пос. Бавлы) выявлена повышенная распространенность некоторых аксессуарных примесей — мусковита, граната, зеленых слюд, хлоритоида, повидимому, вследствие влияния здесь иного источника сноса, чем на остальной территории.

Близость состава тяжелых и легких фракций из пород живетского яруса и пашийской свиты объясняется, вероятно, наличием единого источника сноса терригенного материала при формировании этих отложений. Надо думать, что он располагался западнее и северо-западнее исследованной территории, в пределах выступов кристаллического фундамента. За счет эрозии и размыва пород последнего, в основном гранито-гнейсов, и поступал обломочный материал. Очевидно, существовал и другой источник сноса — переотложение терригенных компонентов из более древних отложений и привноса их со стороны наступавшим морем. Так, например, при отложении осадков горизонта D_v некоторое влияние в районе пос. Туймазы — Бавлы на изменение состава и количественной роли отдельных минералов оказывало перемывание и принос со стороны, повидимому, из отложений верхнебавлинской свиты. То же можно указать и для отложений пашийской свиты, во время накопления осадков которой происходило периодическое перемывание ранее отложенных осадков.

Рассмотрев литологические особенности живетского подъяруса и пашийской свиты, можно сделать для исследованной части девона ряд выводов.

1. Отложения живетского яруса и пашийской свиты слагаются в основном осадками терригенного ряда, в которых почти одинаковым распространением пользуются песчаники, алевролиты и аргиллиты, связанные взаимопереходами. Среди них наблюдаются маломощные прослои карбонатных пород, оолитовых шамозитовых руд, гравелитов и брекчий. В распределении перечисленных пород в изученной терригенной толще девона отмечается обособление тех или иных разностей в литологические пачки, две из которых (аргиллит-песчаниковая и карбонатно-алевролит-аргиллитовая) составляют разрез нижнеживетского подъяруса, четыре (алевролит-песчаниковая, алевролит-аргиллитовая, песчано-алевролитовая и карбонатно-аргиллитовая) слагают верхнеживетский подъярус и три (алевролит-песчаниковая, алевролит-аргиллитовая и алевролит-песчаниковая) отмечаются в пашийской свите. Каждая литологическая пачка характеризуется определенным комплексом пород с присущими им особенностями.

2. В чередовании пачек в каждой из стратиграфических единиц наблюдается ритмичная смена алевролит-песчаниковых пород более глинистыми осадками. Указанные литологические пачки образуют в изученном разрезе девона пять крупных ритмов, нижний из которых объединяет две пачки в нижнеживетском подъярусе, второй и третий — соответственно

две нижние и две верхние пачки в верхнеживетском подъярусе, четвертый — нижнюю половину разреза пашийской свиты, а последний — верхнюю пачку в ней (горизонт D_1). Для последнего ритма и отчасти для второго в верхнеживетском подъярусе свойственна ритмичность более мелкого масштаба.

3. Отложения нижне-, верхнеживетского подъяруса и пашийской свиты делятся по литологическому составу на три литологически различные одна от другой части, не совпадающие по своему объему с указанными стратиграфическими единицами. Нижняя из них, аргиллит-песчаниковая пачка, выделяемая в современной стратиграфической схеме среди нижнеживетских образований, имеет незначительный объем. Она слагается грубозернистыми породами, характеризующимися неотсортированностью зерен обломочного материала, каолинистым составом цементирующего глинистого материала, развитием выделений пирита, кварца и других минеральных новообразований.

Другая, наиболее мощная часть разреза изученного терригенного комплекса пород объединяет верхнюю толщу нижнеживетского подъяруса, четыре пачки, обособляемые в верхнеживетском подъярусе, и нижнюю половину разреза пашийской свиты (две пачки). Для указанных отложений этой литологической части разреза девона свойственны уменьшение по сравнению с нижней крупности зерен обломочного материала, улучшение отсортированности его, иной состав глинистого компонента (из группы гидрослюды), появление сидеритового цемента наряду с глинистым, развитие вторичных выделений пирита, сидерита, реже — сульфидов (цинка, свинца, меди) и кварца. Третьей части соответствует верхняя, алевролит-песчаниковая пачка (горизонт D_2) пашийской свиты, особенности которой приведены выше. При этом самая древняя по времени образования часть терригенных накоплений девона характеризуется таким литологическим комплексом пород, который не отмечается в вышележащем разрезе девона. Наоборот, наиболее молодая из изученных литологических частей девона (горизонт D_1) имеет черты преемственности среднего раздела (нижне-верхнеживетского) при наличии особенностей литологического строения, присущих только для верхней пачки пашийской свиты.

Наряду с наличием резкого литологического различия между указанными тремя частями изученного разреза девона наблюдаются также и общие для них особенности. К ним относятся, во-первых, сокращение крупности зерен обломочного материала в песчаниках и аргиллитах снизу (от основания горизонта D_v) вверх по разрезу девона (до кровли пашийской свиты), во-вторых, возрастание во времени роли сидерита в составе пород и, в-третьих, изменение концентрации ряда минералов в тяжелых и легких фракциях снизу вверх по разрезу как в сторону возрастания их роли (кварца, турмалина и других), так и сокращения их значения (измененных зерен, черных рудных минералов и других).

4. В изученном разрезе девона устанавливаются многочисленные перерывы в осадкообразовании. Один из них имеет региональный характер, другие — типа внутрiformационных размывов. К числу первых относятся перерывы в осадконакоплении между нижней и верхней пачками нижнеживетского подъяруса, т. е. между двумя нижними литологически различными частями разреза, между нижне- и верхнеживетским подъярусами, а также между нижней и верхней половинами разреза пашийской свиты. Доказываются эти перерывы в осадконакоплении, кроме литологического отличия каждой из указанных частей разреза, размывом на границе их, а в результате последнего — обособлением в подошве каждого раздела брекчий, гравия или базальных песчаников и изменениями мощностей соответствующих разделов.

Внутрiformационные размывы устанавливаются в конце каждого

ритма, обособляемого в изученном разрезе девона, а именно: в алевролито-аргиллитовой пачке, между горизонтами D_{IV} и D_{III}; между верхнеживетским подъярусом и пашийской свитой; между каждым из песчанниковых прослоев в разрезе последней. Они констатируются по наличию гравия, гравелитов и брекчий в алевролито-аргиллитовых породах, разделяющих песчанниковые образования. Свидетельством этому служат также распространенные признаки неустойчивого режима мелководного бассейна в породах, разделяющих песчанниковые прослои.

5. Нижняя литологически отличная часть разреза девона, повидимому, является нижнедевонской по времени образования. В пользу такого предположения говорят своеобразие литологического состава пород и признаки размыва — перерыва в осадконакоплении на грани с вышележащими заведомо нижнеживетскими отложениями.

Более древней, чем принято в современной стратиграфической схеме, является также и нижняя половина разреза пашийской свиты. Верхнеживетский возраст ее доказывается литологическим сходством осадков из нижней половины разреза свиты с отложениями верхнеживетского подъяруса и близостью форм фауны и флоры из этих же отложений.

6. Мощность трех изученных стратиграфических разделов, обособленных в современной стратиграфической схеме, изменяется, увеличиваясь в направлении с востока на запад и более резко с севера на юг, соответственно более интенсивному погружению в этом же направлении кристаллического фундамента — дна морского бассейна. Резкие колебания мощности каждого из подъярусов и свиты были обусловлены в основном изменениями уровня кристаллического фундамента при отложении осадков. Вариации мощности в пределах небольших участков объясняются фациальной невыдержанностью тех или иных пачек в стратиграфических разделах и отчасти размывом между литологически неоднородными частями изученного раздела девона.

7. В породах живетского времени и пашийской свиты развиты различные по времени минеральные образования. В целом они характерны для всего изученного разреза, но с преобладанием тех или иных минералов в разных литологических комплексах и типах пород. В этом отношении следует прежде всего отметить нефтенасыщение и выделение органического вещества бурого цвета. Они наиболее интенсивно проявляются в песчаниках, реже — в алевролитах и исчезают с уменьшением размеров зерен и возрастом роли глинистого материала в их цементации. Нефтенасыщение, мало распространенное в нижних горизонтах изученного разреза девона, широко развито в верхних.

Далее заслуживают внимания диагенетические, реже — вторичные образования сидерита. Они устанавливаются почти по всему изученному разрезу (редко в горизонте D_V) и во всех типах терригенных пород. Однако интенсивно сидеритизация проявляется в глинистых и тонкозернистых разностях пород среди алевролито- или карбонатно-аргиллитовых пачек и таких же перемычек в пашийской свите. Наряду с этим выделения сидерита характерны для наиболее пониженных форм древнего рельефа во время осадконакопления тех или иных отложений. Не меньше распространены выделения пирита, особенно в глинисто-карбонатных породах. Они значительно проявляются в кровле крупных и мелких ритмов. Меньшее значение в породах имеет кальцитизация в доломитах и мергелях, а также доломитизация в известняках, мергелях, реже — в аргиллитах (обычно в кровле ритмов). Кварцитизация и вторичные выделения сульфидов связаны в своем возникновении с порами и трещинками главным образом в глинистых и сидеритовых разностях пород из аргиллитовых пачек и глинистых перемычек между песчанниковыми горизонтами и прослоями в них.

8. Отложения живетского яруса в пашийской свите на территории Татарии и в прилегающих районах следует рассматривать как морские осадки, отлагавшиеся в условиях мелководного шельфа. К числу фактов, свидетельствующих об этом, относится широкое развитие однотипных осадков не только на изученной территории, но и за ее пределами, что возможно только в условиях морского бассейна. Подчеркивается это и наличием типично морских образований — прослоев карбонатных пород, отражающих условия более глубоководной части шельфа, и оолитовых шамотитовых руд. Состав фауны в карбонатных прослоях и аргиллитах также подтверждает морское происхождение этих осадков. В них установлена довольно бедная и однообразная в родовом и видовом отношении фауна (Антропов, 1950; Батанова, 1953) с преобладанием форм, легко переносящих изменение гидрологического режима мелкого моря.

На мелководные условия накопления преобладающих терригенных осадков указывает скопление в них остатков и детрита растений, кутикулы, спор, пленок, сине-зеленых водорослей и диффузно-рассеянной органики. Определения Л. С. Тузовой (1953) состава спор показывают развитие в основном гидрофильных, водяных и прибрежных форм с редкими представителями наземных, более распространенных лишь в верхней пачке пашийской свиты. О накоплении в основном терригенных осадков в мелководных условиях морского бассейна свидетельствует также наличие в породах нередко волнистой линии напластования, знаков ряби, течений, трещинок высыхания, конусов вымывания, следов ползания каких-то животных, гиероглифов и других признаков. Появление их возможно лишь в условиях небольших глубин при наличии ритмически проявляющихся явлений омертвления. Неустойчивость режима морского мелководного бассейна отражается также в ритмичной смене песчано-алевритовых образований глинистыми. О мелководности бассейна свидетельствует также тонко- и микрослоистость пород в кровле ритмов и глинистых перемычек между песчанниковыми горизонтами и прослоями. Образование тонкочередующихся слоистых алевролитов и аргиллитов связано с ритмичным привносом разнообразного терригенного материала в результате изменения климатических условий.

Накопление в основном терригенных осадков происходило в обстановке постоянного, но неравномерного во времени и пространстве погружения кристаллического фундамента, возрастающего к югу. Это опускание и одновременное развитие трансгрессии компенсировалось усиленным осадконакоплением. На фоне общего погружения дна бассейна ритмически проявлялись тенденции иного порядка — погружения и воздымания. На изученной территории они не всегда совпадали во времени, охватывали разные по объему площади и протекали нередко с неодинаковой интенсивностью. Кроме того, они в разных районах были даже противоположно направленными. Эта неоднородность проявления тектонических движений в условиях мелководного бассейна накладывала отпечаток на рельеф дна и, следовательно, обусловила неодинаковые условия накопления осадков в разных участках изрезанной береговой линии шельфа.

ЛИТЕРАТУРА

- Антропов И. А. Новые виды фораминифер верхнего девона некоторых районов востока Русской платформы. «Изв. Казанск. фил. АН СССР, серия геол.», 1950, № 1.
Батанова Г. П. Стратиграфия франских отложений Татарской АССР. ДАН СССР, т. 89, 1953, № 1.
Кирсанов Н. В. О минералогическом составе девонских аргиллитов на востоке Татарии. «Изв. Казанск. фил. АН СССР, серия геол.», 1956, № 4.

- Микрюков М. Ф. и Тимергазин К. Р. Новые данные по стратиграфии и литологии терригенных отложений девона Бавлинско-Туймазинского нефтеносного района. «Нефт. хоз-во», 1948, № 9.
- Миропольский Л. М. Галенит в девонских отложениях на востоке Татарии. ДАН СССР, т. 78, 1951, № 4.
- Миропольский Л. М., Солонцов Л. Ф. и Ковязин Н. М. Об оолитовых шамозитовых рудах в живецких отложениях Башкирии и Татарии. «Разведка недр», 1946, № 6.
- Миропольский Л. М., Солонцов Л. Ф. и Ковязин Н. М. Об оолитовых рудах в нижнефранских отложениях Башкирии и Татарии. «Изв. Казанск. фил. АН СССР, серия геол.», 1950, № 1.
- Миропольский Л. М., Миропольская Г. Л. и Солонцов Л. Ф. О сфалерите в девонских отложениях на востоке Русской платформы. ДАН СССР, т. 77, 1951, № 3.
- Миропольский Л. М. и Миропольская Г. Л. Новые данные о распространении сфалерита в девонских отложениях Татарии. ДАН СССР, т. 80, 1951, № 3.
- Миропольский Л. М. и Миропольская Г. Л. Новые данные о галените в девонских отложениях на юго-востоке Татарии. ДАН СССР, т. 88, 1952, № 6.
- Миропольский Л. М. и Полянин В. А. О халькопирите в девонских отложениях Татарии. ДАН СССР, т. 82, 1952, № 3.
- Миропольская Г. Л. Новые данные о литологии пашийской свиты на востоке Татарии. ДАН СССР, т. 98, 1954, № 3.
- Тимергазин К. Р. Туймазинская продуктивная свита девона. «Башкирская нефть», 1948, № 2.
- Тимергазин К. Р. Живецкие слои Западной Башкирии. «Башкирская нефть», 1950, № 1.
- Тузова Л. С. Спорно-пыльцевая конференция, тезисы докладов. Изд. ВНИГИ, 1953.

В. Н. ЛОГИНОВА

ЛИТОЛОГИЯ КЫНОВСКОЙ СВИТЫ ВОСТОКА ТАТАРИИ И НЕКОТОРЫХ ПРИЛЕГАЮЩИХ К НЕЙ РАЙОНОВ

Отложения кыновской свиты в пределах востока Татарии и прилегающих к ней районов пользуются повсеместным развитием. Они залегают обычно на пашийских отложениях и лишь местами, в северной и северо-западной частях Татарской АССР, непосредственно налегают на породы кристаллического фундамента (у сс. Кукмор, Кабык-Купер и Красновка).

Нижняя граница кыновской свиты проводится по подошве прослоев карбонатных пород, называемых в практике бурения репер «верхний известняк», или «кинжал». Мощность репера чаще всего колеблется от 0,8 до 1,5, редко до 3 м. Эти прослои карбонатных пород в большинстве разрезов четко выражены на электрокароттажных диаграммах. Им соответствуют обычно повышенные сопротивления по отношению к выше- и нижележащим слоям. Однако в пределах северной и северо-западной частей изучаемой территории репер «верхний известняк» не всегда ясно отражается на кривых сопротивления. Правильность проведения нижней границы кыновской свиты, по электрокароттажным данным, подтверждают результаты палеонтологических и литологических исследований. Об этом свидетельствует прежде всего по сравнению с пашийской свитой несколько иной литологический облик пород кыновских образований. Это положение отчасти подтверждается наличием гравийного материала, отмеченного Г. Л. Миропольской, позднее автором в породах верхней части пашийской свиты у сс. Кама-Исмагилово, Чупаево, Исергапово и в подошве кыновской свиты среди карбонатных прослоев «верхнего известняка» и аргиллитов у с. Альметьево. Кроме того, здесь прослеживаются волнистая поверхность напластования слоев, знаки ряби, отмеченные нами у сс. Крым-Сарай, Ивановка, Туктар, Юлдуз, Сходнево, Сергеевка, Ерыклы. Все это указывает на неустойчивый режим бассейна в момент отложения этих осадков и на наличие местами размыва нижележащих образований.

Верхняя граница кыновской свиты проводится по подошве пачки известняков с *Timanites Okulus* Key s., именуемых в практике бурения репером «аяксы» и относящихся уже к саргаевским отложениям.

Мощность кыновских отложений на юго-востоке Татарии обычно колеблется от 18 до 40 м. На севере и северо-востоке мощность ее снижается до 6 м. В целом же мощность свиты возрастает с востока на запад и наиболее резко с севера на юг. В северо-западных районах Татарии мощность кыновских отложений достигает 50—77 м.

В сложении кыновской свиты принимают участие главным образом терригенные образования, представленные преимущественно аргиллитами. Подчиненное значение имеют песчаники, алевролиты и карбонатные по-

роды — известняки, доломиты, мергели. Последние в основном приурочены к средней или нижней частям разреза свиты.

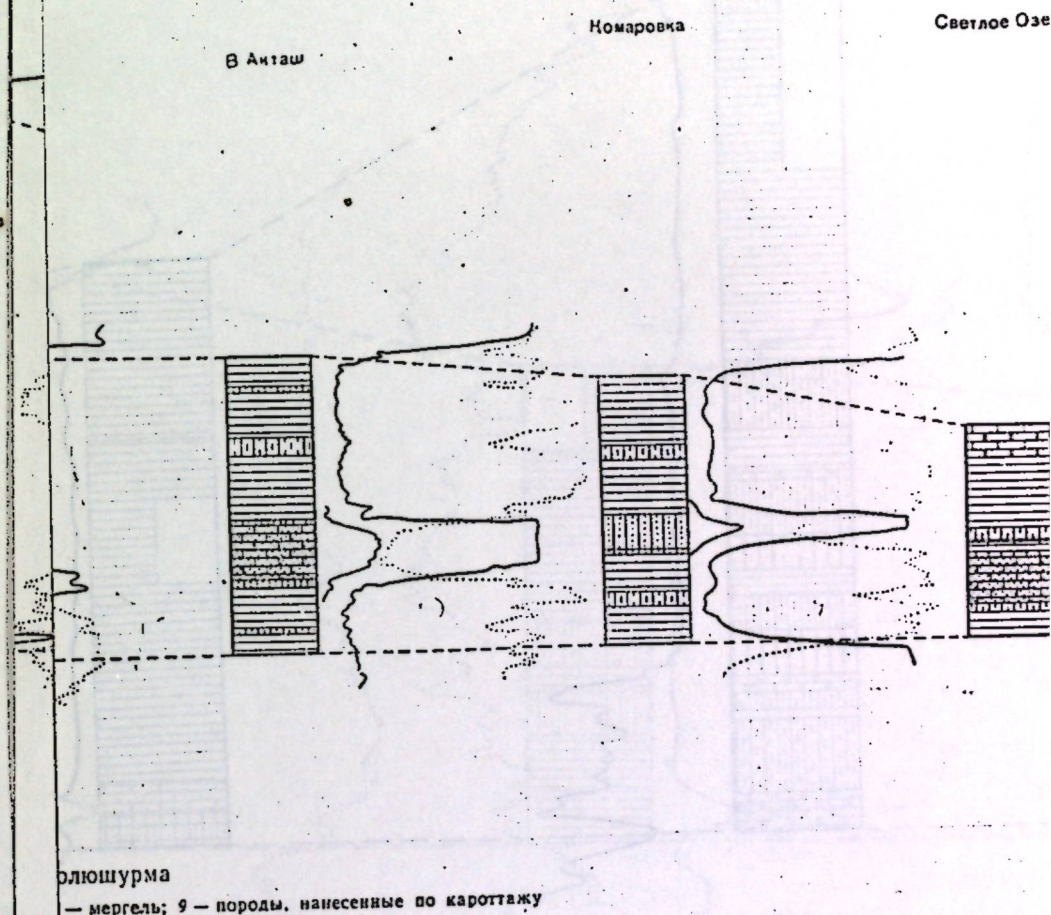
В литологическом строении кыновской свиты как во времени, так и в пространстве прослеживаются некоторые изменения. При рассмотрении кыновских отложений в широтном направлении было (рис. 1) отмечено, что у пос. Туймазы они сложены главным образом терригенным комплексом пород — зеленовато-серыми, прослоями шоколадно-коричневыми тонко-слоистыми аргиллитами. Лишь в основании разреза кыновские отложения представлены пачкой тонкозернистых, прослоями органогенных серых известняков («верхний известняк») мощностью 3,8 м. В нижней части указанная пачка разобьется аргиллитами (мощностью 0,5 м) и глинистыми алевролитами (0,3 м). Отдельные маломощные прослои органогенных известняков отмечаются среди аргиллитов в средней части свиты. На крайнем юго-востоке Татарии у пос. Бавлы кыновские отложения также представлены в основном терригенными породами — аргиллитами, аналогичными описанным выше. Однако в отличие от Туймазинского разреза здесь в верхней части нижней половины свиты развиты сильно глинистые алевролиты мощностью 5,0 м, разобьенные прослоями глинистого, зеленовато-серого известняка. В основании свиты здесь также развиты известняки («верхний известняк») мощностью 2,4 м, которые в отличие от известняков Туймазинского разреза являются глинистыми битуминозными прослоями, окрашенными в зеленовато-серый и темносерый цвет.

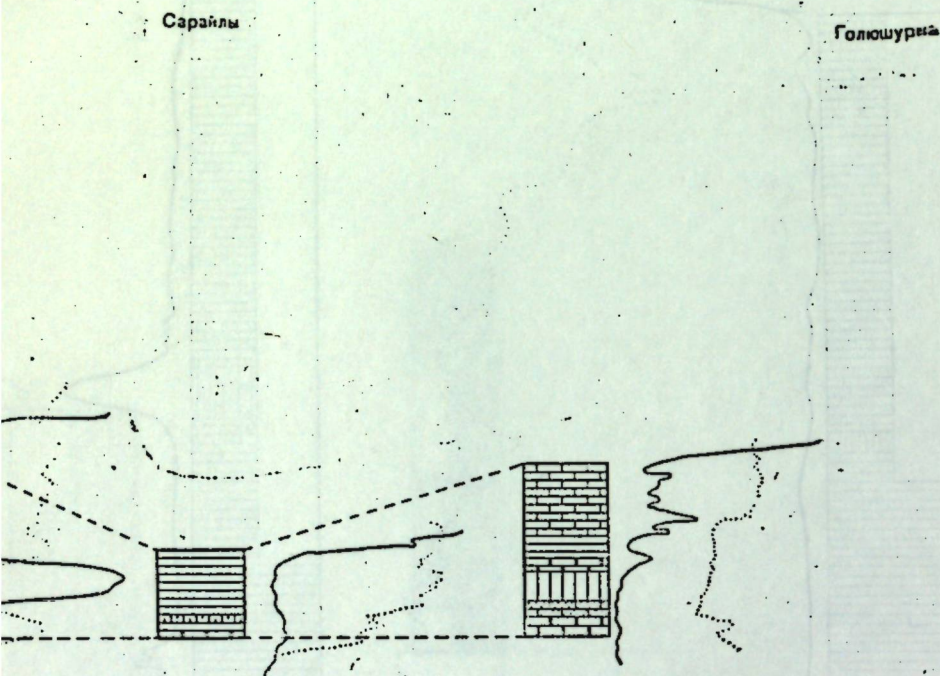
В районе с. Крым-Сарай кыновская свита складывается, как в Туймазинском и Бавлинском разрезах, главным образом аргиллитами зеленовато-серыми, прослоями шоколадно-коричневыми, тонкослоистыми, но в отличие, в частности, от Бавлинского разреза здесь значительно снижена роль алевролитов. В основании разреза здесь также залегают известняки («верхний известняк») мощностью 3,0 м, в нижней части разобьенные алевролитами и алевролитами глинистыми.

Из изложенного видно, что литологическое строение кыновской свиты у с. Крым-Сарай имеет много общего с литологическим строением ее в Бавлинском и Туймазинском разрезах. Далее, по направлению на запад, в районе с. Ивановка, литологическое строение кыновской свиты представлено несколько иначе. Нижняя половина разреза здесь складывается в основном алевролитами глинистыми, с прослоями неравномерно-глинистых, местами брекчиевидных доломитов и аргиллитов. Верхняя же половина свиты представлена главным образом аргиллитами, относящимися в большинстве случаев к алевроитовым разностям. Кроме того, здесь происходит замещение известняков доломитами. Последние преимущественно приурочены к основанию разреза, слагая «верхний известняк».

Западнее с. Ивановка, в районе пос. Шугурово и с. Алтунино, разрез кыновской свиты, так же как и в рассмотренных разрезах, представлен терригенным комплексом пород. Однако в отличие от разреза их у с. Ивановка они сложены здесь почти полностью зеленовато-серыми аргиллитами, тогда как алевролиты и карбонатные породы, по данным электрокароттажа, имеют крайне незначительное развитие.

Некоторые отклонения в строении кыновской свиты прослеживаются также и в меридиональном направлении (сс. Голышурма — Боровка, рис. 2). Так, например, у с. Голышурма кыновская свита состоит в основном из карбонатных пород — доломитов и известняков с подчиненным значением в нижней части ее алевролитов и аргиллитов. Южнее, в пределах Татарской АССР, у с. Сарайлы, свита сложена в основном терригенным комплексом пород — аргиллитами. Далее на юг (у сс. Светлое Озеро, Комаровка, В. Акташ, Мордовский Акташ, Бигашево, г. Альметьевска) кыновская свита также почти полностью сложена терригенными породами, среди которых преобладающее развитие имеют аргиллиты, нередко обога-





ценные алевролитовым материалом. Однако в отличие от рассмотренных разрезов (у сс. Сарайлы, Голюшурма) здесь в средней части свиты развиты песчаники и алевролиты песчаные, хорошо отсортированные, пористые. В верхней части разреза свиты местами появляются прослои известняков и доломитов (у сс. Светлое Озеро, Мордовский Акташ). Еще южнее, у сс. Туктар, Васильевка, кыновская свита сложена почти полностью аргиллитами, содержащими обычно незначительное количество кластического материала. Песчаники и алевролиты песчаные в средней части свиты здесь замещаются алевролитами глинистыми. Далее на юг (у с. Тукмак) разрез кыновской свиты почти аналогичен разрезу ее у сс. Васильевка и Туктар. Она сложена здесь аргиллитами, в которых происходит некоторое увеличение роли кластического материала главным образом в нижней части разреза. Значительно южнее, у с. Боровка, отложения кыновской свиты резко меняют свой литологический облик. В нижней части разреза они представлены глинистыми алевролитами, а в верхней — известняками.

Как видно из приведенных данных, в литологическом строении кыновских отложений в широтном направлении существенных изменений не наблюдается. Во всех рассмотренных разрезах (см. рис. 1), за исключением разреза у с. Ивановка, первостепенную роль в составе свиты играют аргиллиты. Наряду с этим следует отметить, что в указанном направлении пачка карбонатных пород «верхний известняк», выдерживающаяся по всем рассмотренным разрезам, меняет свой литологический состав. В районе у пос. Туймазы, Бавлы, с. Крым-Сарай она представлена известняками, разбросанными местами прослоями аргиллитов и алевролитов. Западнее с. Крым-Сарай известняки в ней замещаются доломитами. В этом же направлении несколько снижается ее мощность.

В меридиональном направлении литологический состав кыновских отложений претерпевает довольно заметные изменения. В пределах востока Татарии (сс. Сарайлы — Тукмак, см. рис. 1) кыновские отложения представлены терригенным комплексом пород, среди которых аргиллиты имеют преобладающее развитие. Однако в разрезах, расположенных севернее сс. Тукмак, Васильевки, Туктар, в кыновских отложениях их роль снижается за счет развития в верхней части нижней половины свиты песчано-алевритовых пород (у г. Альметьевска, сс. Бигашево, Мордовский Акташ, Верхний Акташ, Комаровка, Светлое Озеро). Пачка карбонатных пород «верхний известняк» в районе с. Акташ местами отсутствует или замещена здесь темносерыми, почти черными, тонкослоистыми, известковистыми аргиллитами, содержащими многочисленную фауну брахиопод. В этих случаях указанные аргиллиты помогают (по подошве их) отбивать границу между кыновскими и пашийскими отложениями.

За пределами Татарской республики (у сс. Голюшурма и Боровка) терригенные породы, пользующиеся широким развитием на территории последней, в большей своей массе замещаются известняками.

Исходя из сказанного следует подчеркнуть ряд особенностей.

1. Кыновские отложения представлены в основном терригенным комплексом пород — аргиллитами. Все другие породы в них имеют подчиненное значение. Литологический состав свиты претерпевает наиболее существенные изменения в меридиональном направлении. Наблюдается, что по направлению с юга на север, в пределах востока Татарии, происходит увеличение роли песчано-алевритовых пород и возрастание кластического материала в целом по разрезу свиты.

2. В средней части кыновской свиты прослеживается довольно выдержанный в пространстве песчано-алевритовый пласт (Д₀), который в районе г. Альметьевска, сс. Бигашево, Акташ, Поповка и других нередко складывается песчаниками и алевролитами песчаными, залегающими обычно

в виде линз. По направлению с севера на юг песчаники и алевролиты песчаные указанного пласта замещаются глинистыми разностями алевролитов и нередко аргиллитами. Мощность песчано-алевролитового пласта колеблется от 1 до 6,5 м.

3. В подошве аргиллитов, перекрывающих песчано-алевролитовый пласт (Д₀), в ряде мест прослеживаются прослои (1,0—1,5 м) карбонатных пород — доломитов или известняков. Местами они (в районах сс. Сулеево, Акташ и др.) ясно выражены на электрокаротажных диаграммах.

4. Маркирующим горизонтом в кыновских отложениях является пачка карбонатных пород («верхний известняк»), залегающих в основании свиты.

Как уже отмечалось, кыновские отложения на подавляющей части территории востока Татарии представлены в основном (на 80—90%) аргиллитами. Лишь в Акташском, Альметьевском, Сулеевском, Ташилярском, Поповском и в других районах роль их несколько снижается за счет развития песчано-алевролитовых пород. Макроскопически аргиллиты кыновской свиты обычно обладают зеленовато-серой, прослоями шоколадно-коричневой окраской. Они, как правило, плотные, тонкодисперсные, листовато-слоистые и не обнаруживают карбонатов кальция даже при воздействии крепкой соляной кислотой. Прослоями аргиллиты кыновской свиты переполнены оолитами алшамозита (Миропольский, Солонцов и Ковязин, 1950). В аргиллитах часто содержатся тонкие прослои и линзы светлосерого алевролита, количество которых, как правило, увеличивается к

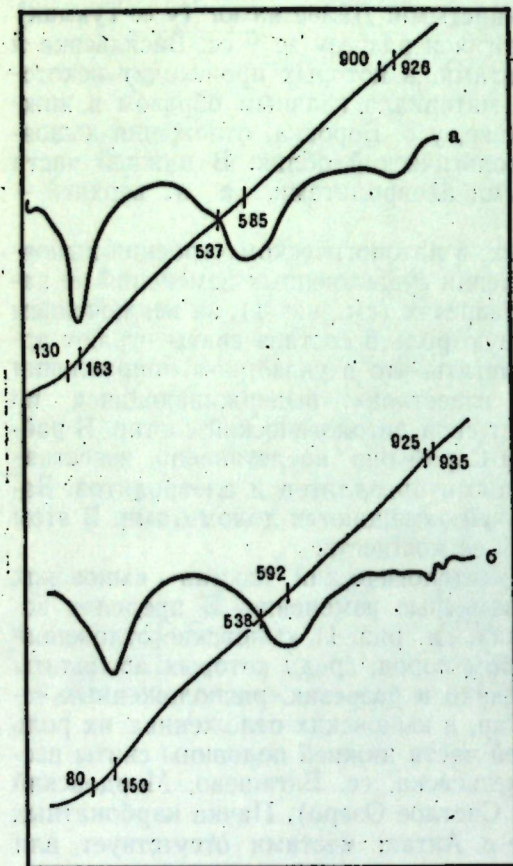


Рис. 3. Термограммы аргиллитов кыновской свиты

а — с. Туктар, обр. 1566; б — с. Туктар, обр. 1569

низу разреза. Нередко в аргиллитах, особенно в нижней части разреза, встречаются сидерит в виде сферолитов, обособленных зерен и агрегатных скоплений последнего, стяжения пирита и изредка выделения халькопирита (у с. Миннибаево и др.). По плоскостям наложения аргиллитов отмечаются раковины лингул и мелкие обугленные растительные остатки.

Под микроскопом аргиллиты характеризуются тонкочешуйчатой структурой. Основная масса в них складывается тонкочешуйчатым агрегатом глинистых минералов, имеющим спутанно-, местами параллельночешуйчатое сложение с реликтами гелевидной нераскристаллизованной глинистой массы. Содержание последней иногда достигает 35%. Для выяснения минералогического состава основной глинистой массы два образца из рассматриваемых аргиллитов подвергались термическому анализу¹. По-

¹ Термический анализ и расшифровка его произведены в Геологическом институте Казанского филиала АН СССР старшим научным сотрудником Ю. В. Сементовским.

лученные термограммы исследуемых аргиллитов изображены на рис. 3. Как видно, для кыновских аргиллитов характерны три эндотермические реакции при температурах 80—163, 537—592, 900—935°. Эти данные в совокупности с последующими химико-минералогическими исследованиями (катионный обмен, фракционный анализ и др.) позволили Н. В. Кирсанову (1954, 1955) установить, что основным глинистым минералом в кыновских аргиллитах являются гидрослюды с примесью каолинита. Это же подтверждают результаты рентгеноструктурного анализа.

Таблица 1

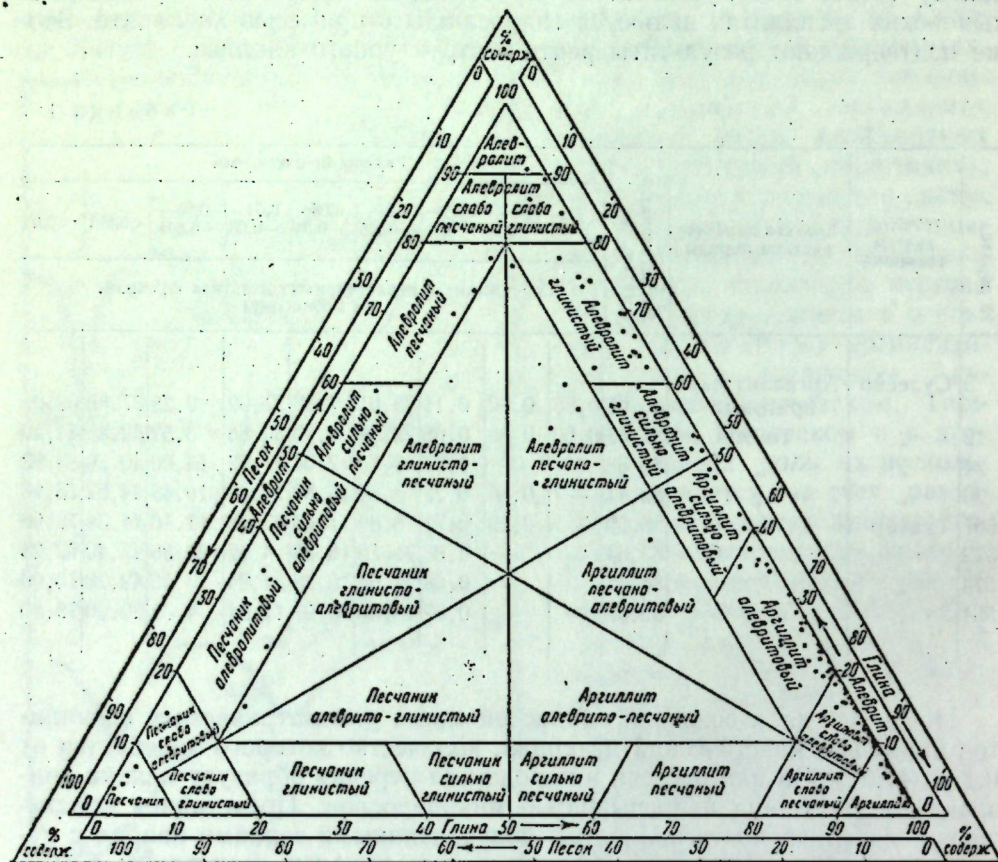
№ образца	Место взятия (селение)	Краткая характе- ристика породы	Нерастворимый остаток, %	Размер фракции, мм								Содержание в нерастворимых остатках фракций, % (по Робинсону)			
				>0,5	0,5— —0,25	0,25— —0,1	0,1— —0,05	0,05— —0,01	0,01— —0,05	0,05— —0,001	<0,001				
5	Сулеево	Аргиллит але- вроитовый	85,01	0,00	0,00	0,11	23,01	7,88	21,92	9,28	37,80	69,0			
12	"	То же	81,67	0,00	0,09	0,05	22,54	3,12	30,88	3,52	39,80	74,20			
24	"	"	83,68	—	—	0,27	3,13	12,68	27,72	16,00	40,20	83,92			
26	"	"	82,41	—	0,86	0,22	8,84	16,88	27,80	10,48	34,92	73,20			
1567	Туктар	"	82,50	—	0,19	0,71	8,80	11,40	23,40	11,16	44,34	78,90			
1572	"	"	83,61	—	—	0,08	11,16	16,48	4,52	20,36	47,40	72,28			
1574	"	"	84,37	—	—	0,08	21,64	5,28	24,24	6,56	42,20	73,00			
1581	"	"	82,69	—	—	0,82	13,46	5,92	14,88	4,32	60,60	79,80			

Почти всегда к основной глинистой массе рассматриваемых аргиллитов примешан кластический материал, количество которого колеблется от 0,1 до 47,0%. Он или рассеян в породе или нередко образует мелкие линзовидные скопления и прерывистые микропрослои. Представлен кластический материал почти полностью полуокатанными зернами кварца с незначительной примесью полевых шпатов и тяжелых минералов. Среди последних наиболее часто встречаются циркон, турмалин, анатаз, измененные титаносодержащие и черные рудные минералы. Размер зерен кластического материала 0,01—0,04 мм, реже больше. Содержание глинистых частиц размером меньше 0,01 мм в аргиллитах кыновской свиты обычно превышает 70%, а иногда достигает 95%. Фракция же с частицами размером меньше 0,001 мм¹ (см. табл. 1) в них составляет от 34,92 до 60,6% (в среднем 43,4%). Следовательно, аргиллиты в кыновской свите являются в основном тонкодисперсными. Дисперсность их снижается с глубиной и в северной части востока Татарии. Содержание алевроитовой фракции (0,1—0,01 мм) в аргиллитах кыновской свиты колеблется от 0,1 до 47,0% (в среднем 14,0%). Песчаные фракции (> 0,1 мм) в них в среднем составляют лишь 0,34%, а в отдельных образцах не превышают 5%. На приведенной схеме (рис. 4) видно, что из проанализированных 140² образцов аргиллитов большинство относится к группе аргиллитов, содержащих менее 10% кластического материала и слабо алевроитовых разностей их, с концентрацией последнего обычно до 15%. Аргил-

¹ Содержание фракции < 0,001 мм, по Робинсону, определялось по 8 образцам Н. А. Коноваловой в лаборатории Казгражданстроя.

² Анализы производились в химической лаборатории Геологического института Казанского филиала АН СССР.

По химическому составу аргиллиты из различных разрезов кыновской свиты являются сходными (табл. 2) ¹. Лишь в отдельных образцах содер-



жание основных компонентов в них колеблется в довольно широких пределах, что можно видеть из следующих данных: SiO_2 — от 50,16 до 63,35%; Al_2O_3 — от 18,11 до 27,56%; Fe_2O_3 — от 3,33 до 13,43%. При этом характерными для химического состава аргиллитов кыновской свиты являются следующие особенности: 1) повышенное содержание Al_2O_3 , в среднем составляющее по всем анализам 22,62%; 2) незначительное содержание CaO , в среднем составляющее 0,93%; 3) заметные изменения в содержании SO_3 (в пределах 0,55—2,75%), которые объясняются, повидимому, разным содержанием в аргиллитах пирита; 4) несколько повышенное содержанием щелочных окислов — K_2O и Na_2O , которые в сумме (в среднем) по четырем образцам составляют 5,02%.

3. Среди аргиллитов кыновской свиты преимущественным развитием пользуются почти чистые и слабо алевритовые их разновидности, а алевритовые и сильно алевритовые аргиллиты имеют незначительное распространение; при этом роль кластического материала в аргиллитах, как правило, возрастает сверху вниз по разрезу и в направлении на север (в районе сс. Мордовский Акташ, Поповка и др.).

4. Увеличение концентрации сидерита и пирита констатируется главным образом в нижней части свиты.

5. Аргиллиты кыновской свиты имеют близкий химический состав, в котором характерными особенностями является повышенное содержание Al_2O_3 , незначительное содержание CaO и заметно повышенное содержание щелочных окислов — K_2O и Na_2O .

Песчаники в кыновской свите имеют подчиненное и не повсеместное распространение. Они развиты преимущественно в Акташском, Поповском, частично в Сулеевском, Миннибаевском и в других, более северных районах; в виде линз они приурочиваются в основном к средней части разреза свиты, слагая главным образом пласт D_0 . В районе с. Ташлияр песчаники имеют развитие и в кровле кыновской свиты. Макроскопически песчаники окрашены в светлосерый и буровато-коричневый цвет. Иногда они слоистые. Местами, по плоскостям наложения их, содержатся примазки зеленовато-серого аргиллита и включения обугленных растительных остатков. Под микроскопом песчаники характеризуются большей частью хорошей отсортированностью обломочного материала и значительной пористостью. Обломочный материал в них составляет от 75,0 до 98,0% (в среднем 91,5%). Он представлен почти исключительно зернами кварца, редко — полевыми шпатами, кремня, кварцита и тяжелых минералов. Среди последних наиболее распространены зерна циркона, анатаза, турмалина, значительно реже отмечаются зерна рутила, сфена и др. Зерна обломочного материала обычно полуокатанные, реже — окатанные. Форма их неправильно угловатая, реже — удлиненная или изометрическая. Размер зерен колеблется от 0,01 до 0,5 мм. Преобладает мелкопесчаная фракция (табл. 3), содержание которой колеблется от 37,0 до 91% (в среднем 72,7%). Примесь более крупных фракций ($> 0,25$ мм) незначительна и в среднем составляет лишь 2,4%. Алевритовые фракции в песчаниках составляют от 3,5 до 33,5% (в среднем 16,7%), преобладает крупноалеви-товая фракция, составляющая в среднем 13,8%. Глинистый материал ($< 0,01$ мм) в песчаниках колеблется от 0,8 до 20,6% (в среднем 4,6%). Данные табл. 3 позволяют заключить, что по направлению с севера на юг в песчаниках в общем происходит увеличение содержания глинистых частиц — с 3,4% (с. Голюшурма) до 20,6% (с. Ерыклы). В районах сс. Мордовский Акташ, г. Альметьевск, сс. Никольское, Светлое Озеро и в других песчаники обладают хорошей отсортированностью и повышенной пористостью. Мелкопесчаная фракция (0,25—0,1 мм) в них здесь составляет обычно от 62,9 до 91,23%. Структурная характеристика кыновских песчаников дана на прилагаемой схеме (рис. 4), на которой нанесены данные 15 гранулометрических анализов нерастворимых остатков песчаников. Схема показывает, что наибольшим развитием в кыновской свите пользуются песчаники алевритовые и слабо алевритовые. Содержание цемента в них колеблется от 0,8 до 21,0%. По составу он глинистый, местами раскристаллизованный в тонкочешуйчатый агрегат. Большей частью цемент отмечается в виде пленок вокруг зерен обломочного материала и по стенкам пор (пленочный тип цемента). Местами он выполняет поровые пространства (поровый тип цемента). Иногда глинистый чешуйчатый материал концентрируется в микропрослоях и микролинзах. Участками роль цемента в песчаниках играет сидерит. Он наблюдается в них в виде рассеянных зерен размером 0,01—0,05 мм, изометрических агрегатов

Таблица 3

№ образца	Место взятия (селение)	Краткая характеристика породы — песчаника	Содержание нерастворимых остатков, %	Размер фракции, мм						Содержание фракций породы, %		
				>0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,05	0,05—0,01	<0,01	песчаная	алеви-товая	глини-стая
15	Голюшурма	Алевритовый	98,20	0,00	0,06	61,21	25,18	8,36	3,38	61,27	33,54	3,38
20	Светлое Озеро	.	99,11	0,08	3,86	87,20	5,73	0,80	1,45	91,14	6,53	1,45
21	.	.	99,30	0,00	5,29	89,79	2,97	0,49	0,76	95,07	3,46	0,76
22	.	.	99,35	0,07	3,00	90,78	3,17	0,81	1,51	93,85	3,98	1,51
23	.	.	99,23	0,00	1,32	91,23	5,05	0,44	1,19	92,55	5,49	1,19
93	Нижняя Мактама	Слабо алевритовый	99,49	0,00	1,25	83,73	11,43	0,73	2,35	84,98	12,16	2,35
76	Мордовский Акташ	Глинисто-алеви-товый	94,09	0,00	3,44	48,62	24,45	3,33	14,25	52,06	27,78	14,25
51	Нижне-Никольское	Алевритовый	97,86	0,00	2,96	62,96	12,90	10,06	8,98	65,92	22,96	8,98
55	Верхний Акташ	Слабо алевритовый	98,18	0,00	1,39	82,69	9,06	0,41	4,63	84,08	9,47	4,63
19	Сулеево	Алевритовый	99,44	0,00	0,10	70,64	26,18	1,02	1,49	71,14	27,20	1,49
21	.	Слабо алевритовый	99,24	0,00	0,05	83,38	12,51	1,45	1,85	83,43	13,96	1,85
20	.	Алевритовый	99,48	0,00	0,56	55,09	25,75	1,47	16,61	56,65	27,22	16,61
55	Миннибаево	Алеврито-глинистый	97,50	0,00	2,15	75,12	9,68	0,61	10,64	77,27	10,29	10,64
1568	Туктар	Глинисто-алеви-товый	94,09	0,00	3,44	48,62	24,45	3,33	14,25	52,06	27,78	14,25
328	Ерыклы	.	95,69	7,23	0,46	35,73	17,76	13,94	20,57	43,42	31,70	20,57

величиной до 0,3 мм, корочек, окаймляющих зерна обломочного материала. Изредка сидерит встречается в форме сферолитов радиально-лучистого строения, размером меньше 0,12 мм. Содержание растворимых компонентов в песчаниках, обусловленное в основном количеством в них сидерита, колеблется от 0,5 до 6,0%. При этом отмечается увеличение роли сидерита по направлению с севера на юг. В небольшом количестве в песчаниках наблюдаются мелкие стяжения пирита.

Таким образом, в отложениях песчаников кыновской свиты проявляются следующие характерные черты.

1. Песчаники пользуются незначительным и неповсеместным развитием, залегая в виде линз, приуроченных в основном к средней части разреза свиты.

2. Песчаники обычно мелкозернистые, большей частью алевритовые, по составу кварцевые с весьма незначительной примесью других минералов, с глинистым, локально сидеритовым цементом.

3. В Акташском, Поповском, частью Сулеевском и Миннибаевском районах песчаникам свойственна лучшая отсортированность обломочного материала, повышенная пористость, слабая глинистость, а в направлении на юг в них ухудшается степень отсортированности обломочного материала, повышается глинистость и увеличивается количество выделений сидерита.

Алевролиты среди пород кыновской свиты, как и песчаники, имеют подчиненное развитие, но пользуются почти повсеместным распространением. Приурочены они в большей своей массе к средней или нижней частям разреза свиты, слагая преимущественно пласт Д₀.

На крайнем юго-востоке Татарии — у с. Ивановка алевролитами сложена большая часть нижней половины разреза свиты. Нередко алевролиты по простиранию замещаются либо песчаниками, либо аргиллитами. Алевролиты характеризуются светлосерой, зеленовато-серой, желтовато-серой и буровато-коричневой окраской, нередко обладают слоистостью и наличием многочисленных глинистых промазок по плоскостям наложения. В последних часто содержатся обугленные растительные остатки. Иногда в алевролитах можно обнаружить мелкие сфериты сидерита и неправильной формы стяжения пирита. Обломочный материал в них составляет от 43,0 до 92% (в среднем 71,56%). Представлен он, как и в песчаниках, почти исключительно зернами кварца с незначительной примесью полевых шпатов, кремня и тяжелых минералов (циркона, турмалина, анатаза и др.). Зерна обломочного материала обычно, как и в песчаниках, полукатанные, неправильной формы, реже — угловатые, резко удлиненные или изометрические. Размер зерен колеблется от 0,08 до 0,17 мм, редко до 0,3 мм. Основная масса обломочного материала в алевролитах большей частью представлена (табл. 4) мелкоалевритовой фракцией (0,05—0,01 мм), которая в среднем составляет 43%, а в отдельных образцах даже до 47%, тогда как крупноалевритовая фракция (0,1—0,05) в них составляет в среднем 22,6%. Однако следует отметить, что в алевролитах слабо глинистых и песчаных она нередко достигает 56,0—79,0%. Содержание песчаных зерен (> 0,1 мм) в алевролитах колеблется в пределах от 0,07 до 6,0% и только в отдельных образцах (в алевролитах песчаных) достигает 10,7—34%. В среднем на песчаные фракции приходится лишь 5,9%. Содержание глинистых частиц (< 0,01 мм) в алевролитах колеблется от 4,0 до 46%, чаще же они присутствуют в количестве 23,5—33,5% (в среднем 29,4%). В Акташском, Поповском, частью Сулеевском и Миннибаевском районах развиты алевролиты (Д₀) в виде линз, обладающие хорошей отсортированностью обломочного материала (алевритовая фракция в них составляет до 80,5% с преобладанием, как правило, фракции 0,1—0,05 мм), высокой пористостью и слабой глинистостью. По

Таблица 4

№ образца	Место взятия (сечение)	Краткая характеристика породы — алеврита	Содержание нерастворимого остатка, %	Размер фракции, мм					Содержание фракции		
				Гранулометрический состав породы, %					песчаная	алевритовая	глинистая
				> 0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,05	0,05—0,01	< 0,01		
517	Туймаза	Сильно глинистый	83,73	0,00	0,00	0,63	20,13	22,30	40,64	0,66	40,64
43	Ивановка	Глинистый	97,47	0,00	1,27	0,43	2,79	47,40	45,84	1,70	45,84
44	•	•	98,86	0,00	0,64	2,07	25,09	38,50	32,56	2,71	32,56
47	•	•	98,04	0,00	0,37	1,92	66,87	5,68	23,20	2,29	23,20
49	•	Слабо глинистый	98,48	0,00	0,19	2,01	78,86	10,60	6,82	2,20	6,82
53	•	Глинистый	89,77	0,00	0,12	5,10	46,33	27,69	10,53	5,22	10,53
54	•	•	98,13	0,15	0,30	0,86	22,76	45,91	28,15	1,31	28,15
57	•	•	98,50	0,59	2,14	0,73	15,80	45,73	33,52	3,46	33,52
202	Тукмак	•	76,43	0,00	3,55	2,67	34,30	13,49	22,42	6,22	22,42
58	Боровка	•	82,60	0,00	0,00	2,50	1,20	42,50	36,40	2,50	36,40
60	•	•	87,01	0,00	0,00	1,90	3,00	52,70	29,41	1,90	29,41
3	Мальбагуш	•	97,50	0,00	0,20	0,89	30,71	34,45	31,25	1,09	31,25
71	Чуласво	•	96,31	0,38	0,36	0,40	13,00	54,44	27,73	1,14	27,73
111	Васильевка	•	91,73	0,00	0,22	0,85	62,54	14,70	13,42	1,07	13,42
78	Альметьевск	Слабо глинистый	97,80	0,00	0,00	0,65	56,62	23,94	16,59	0,65	16,59
79	•	Песчано-глинистый	98,97	0,00	0,00	12,91	56,60	2,58	26,88	12,91	26,88
14	Нижн. Мактама	Песчаный	98,85	0,10	0,00	23,00	61,31	6,43	8,01	23,10	8,01
20	То же	Глинистый	97,66	0,00	0,00	1,87	34,13	28,89	32,77	1,87	32,77
21	•	•	98,03	0,27	0,58	5,67	51,80	21,94	17,80	6,52	17,80

№ образца	Место взятия (сечение)	Краткая характеристика породы — алевролита	Содержание перестройного остатка, %	Размер фракции, мм						Содержание фракции			
				Гранулометрический состав породы, %						Песчаная	Алеритовая	Песчаная	Песчаная
				>0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,05	0,05—0,01	<0,01				
24	Нижн. Мактама	Сильно глинистый	95,34	0,12	1,00	2,95	18,88	38,19	34,20	4,07	57,07	34,20	34,20
6	То же	Песчаный	97,43	0,00	0,00	15,33	72,69	4,91	4,50	15,33	77,60	4,50	4,50
7	"	Глинистый	95,29	0,00	0,00	1,80	59,17	11,90	22,42	1,80	71,07	22,42	22,42
15	"	"	94,25	0,00	0,07	2,70	52,89	10,81	27,78	2,77	63,70	27,78	27,78
4	Миннибаево	Сильно алевроитовый	97,67	0,00	0,04	0,79	8,73	38,77	49,34	0,83	47,50	49,34	49,34
7	"	Сильно глинистый	89,78	0,00	0,00	0,05	7,01	48,06	34,66	0,05	55,07	34,66	34,66
3	"	Слабо глинистый	93,11	0,00	0,00	0,90	63,28	19,59	9,34	0,90	82,87	9,34	9,34
12	"	Глинистый	88,27	0,00	0,09	0,08	54,57	16,0	17,50	0,17	70,57	17,50	17,50
3	"	Песчаный	98,79	0,00	0,00	20,1	63,0	8,80	6,71	20,1	71,81	6,71	6,71
4	"	Глинистый	95,55	0,00	0,00	3,80	61,61	12,95	17,19	3,80	74,56	17,19	17,19
5	"	Песчаный	99,18	0,00	0,00	12,83	73,67	3,65	9,03	12,83	77,32	9,03	9,03
6	"	Слабо глинистый	98,86	0,00	0,00	4,17	79,04	6,33	9,32	4,17	85,37	9,32	9,32
21	Бигашево	Сильно песчаный	94,30	0,00	0,19	34,47	53,15	2,26	4,23	34,66	55,41	4,23	4,23
80	Мордов. Акташ	Песчано-глинистый	94,42	0,00	0,33	10,39	55,68	16,71	11,31	10,72	72,39	11,31	11,31
49	Верн. Акташ	Глинистый, сидеритовый	75,58	0,00	0,19	2,34	41,25	9,05	22,78	2,53	50,39	22,91	22,91
28	Сулеево	Глинистый	95,23	0,00	0,00	0,22	6,03	55,61	33,37	0,22	61,64	33,37	33,37
29	"	Глинистый, сидеритовый	74,99	0,00	0,00	0,07	2,82	36,67	35,43	0,07	39,49	35,43	35,43
30	"	Сильно глинистый	92,21	0,00	0,00	0,61	12,10	36,53	42,97	0,61	48,63	42,97	42,97
31	"	Песчано-глинистый	96,46	0,00	0,66	23,88	23,60	19,25	29,07	24,54	42,85	29,07	29,07

направлению с севера на юг происходит ухудшение отсортированности обломочного материала алевролитов и увеличение роли в них мелкоалевритовых и глинистых частиц. Структурная характеристика кыновских алевролитов отображена в схеме (см. рис. 4), на которой нанесены данные 37 гранулометрических анализов нерастворимых остатков алевролитов. Из схемы видно, что наибольшим развитием в кыновской свите пользуются алевролиты глинистые.

Содержание цемента в алевролитах колеблется от 5—7 до 48%. Представлен он глинистым материалом, большей частью раскристаллизованным до тонкочешуйчатого агрегата глинистых минералов. Распределение цемента в породе неравномерное. Он выполняет поры или в виде пленки обволакивает зерна обломочного материала. Иногда глинистый, тонкочешуйчатый материал образует невыдерживающиеся микропрослоны, параллельные плоскости наложения. Участками роль цемента выполняет сидерит, который констатируется в виде сферических стяжений радиально лучистого строения и пылеватых обособленных зерен. Иногда последние образуют агрегатные скопления. В цементе нередко содержатся мелкие стяжения пирита и обугленные растительные остатки, приуроченные большей частью к плоскостям наложения. Содержание растворимых компонентов в алевролитах колеблется от 0,8 до 10%; в отдельных образцах они составляют до 25,0%. Количество их определяется главным образом содержанием сидерита.

Из приведенных выше данных для алевролитов кыновской свиты можно подчеркнуть следующее.

1. Алевролиты в кыновской свите имеют подчиненное развитие, залегающая главным образом в средней части разреза свиты, где они слагают в основном пласт Д₀.

2. Алевролиты в большинстве случаев глинистые, состоят из кварца с ничтожным количеством примесей других минералов, в основном с глинистым, локально-сидеритовым цементом.

3. В Акташском, Поповском, частью Сулеевском и Миннибаевском районах алевролиты, как и песчаники, развиты в виде линз, которым свойственны хорошая отсортированность обломочного материала, высокая пористость, слабая глинистость.

4. По направлению с севера на юг, как и в песчаниках, подмечаются общая тенденция ухудшения отсортированности обломочного материала в алевролитах, увеличение глинистости и содержания выделений сидерита.

Известняки в кыновской свите имеют подчиненное значение и приурочены главным образом к ее нижней части, слагая местами репер «верхний известняк». Иногда они приурочены и к верхним горизонтам свиты (у сс. Голышурма, Светлое Озеро, Мордовский Акташ, Боровка и др.). Наибольшим развитием известняки пользуются у пос. Туймазы, Бавлы, сс. Крым-Сарай, Боровка, Голышурма.

Макроскопически кыновские известняки окрашены в светлосерые, серые, зеленовато-серые и темносерые цвета. Нередко они являются глинистыми, местами алевроитовыми, иногда битуминозными. Изменение окраски связано в основном с различным содержанием в них глинистого и органического вещества. Известняки обычно обладают плотным сложением. Участками они в различной степени перекристаллизованы. Прослоями известняки тонкослоистые и содержат буровато-черные битуминозные, глинистые промазки по плоскостям наложения. Местами облик их псевдобрекчиевидный. В этом случае на темном фоне породы отмечаются участки светлосерого известняка, напоминающего по форме обломки (у с. Мордовский Акташ). Нередко в известняках встречаются большие скопления раковин брахиопод, образующие местами прослоны органогенных известняков, принимающих участие большей частью в со-

стае «верхнего известняка» (у пос. Туймазы, Бавлы, с. Крым-Сарай). Наиболее часто из брахиопод встречаются *Atrypa off. velikaya* Nal. и *Schizophoria* sp. В кровле кыновской свиты в известняках у с. Сарайлы Г. П. Батановой отмечены остатки кораллов. Местами известняки содержат стяжения пирита и включения углистых растительных остатков. Под микроскопом основная масса известняков в пелитоморфно-зернистых разностях слагается зернами кальцита величиной преимущественно $< 0,005$ мм, в тонкозернистых разностях — от 0,005 до 0,01 мм, в мелкозернистых — от 0,01 до 0,03 мм. В неравномернозернистых известняках размер зерен колеблется в широких пределах — от 0,005 и менее до 0,7 мм. Преобладающую роль среди известняков в кыновской свите играют тонкозернистые и мелкозернистые разности. Структурные различия зернистых известняков обусловлены главным образом неравномерной степенью их перекристаллизации. Зерна кальцита обладают большей частью неправильной изометрической формой. В более крупных его зернах нередко наблюдаются ясно выраженные трещинки спайности по ромбоэдру и очень часто констатируются включения пелитоморфных зерен первичного кальцита. Последние свидетельствуют о неполной перекристаллизации породы. Процессам перекристаллизации в известняках также сильно подвергнуты остатки фауны. Стенки их большей частью полностью перекристаллизованы в мелкозернистый и среднезернистый агрегат кальцита. В некоторых случаях они сохранили первичную волокнистую структуру. К некоторым остаткам фауны приурочен глауконит агрегатного строения. Как правило, к основной карбонатной массе породы примешан коллоидальный глинистый материал. Он обычно концентрируется вокруг зерен кальцита и по трещинкам породы. В глинистых разностях известняков коллоидальный глинистый материал местами раскристаллизован в тонкочешуйчатый агрегат глинистых минералов. Иногда он образует линзовидные скопления и промазки по плоскостям наслоения. Местами в известняках содержится буровато-коричневое битуминозное вещество. Последнее в смеси с глинистым материалом чаще констатируется в сильно перекристаллизованных мелкозернистых и среднезернистых участках породы или вокруг более крупных зерен кальцита, в промежутках между ними и по плоскостям наслоения. Местами битуминозное вещество пропитывает участки, сложенные тонкочешуйчатым глинистым материалом. Иногда в известняках присутствует кластический материал. Он представлен зернами кварца полуокатанными, неправильной, изометрической или угловатой формы размером большей частью 0,1—0,04 мм, изредка до 0,24 мм. Распределение его в породе обычно неравномерное, местами он образует значительные скопления, обуславливая переход породы даже в алевролит. В некоторых случаях кластический материал составляет около 15—20% ко всей массе породы. Нередко в известняках наблюдаются стяжения пирита величиной до 0,1 мм, имеющих вид мелких точечных неправильных агрегатов, иногда резко удлинённых. Пирит в основном приурочен к остаткам фауны и флоры.

Органогенные известняки по внешнему виду серые, темносерые битуминозные, тонкослонистые, иногда с многочисленными черными глинисто-битуминозными примазками, местами с крупными желваками пирита, остатками фауны брахиопод и криноидей.

Под микроскопом органогенные известняки обладают органогенной структурой, участками разнозернистой. Слагаются они в основном створками и ядрами брахиопод, члениками криноидей. Содержание остатков фауны иногда достигает в них 60—70%. Стенки обломков раковин представлены обычно волокнистым кальцитом, нередко перекристаллизованным в мелкозернистый, среднезернистый или крупнозернистый агрегаты. Погружены обломки раковин в пелитоморфно-тонкозернистую массу каль-

цита. Иногда в этих известняках содержится кластический материал, представленный полуокатанными, угловатыми зернами кварца размером 0,01—0,08 мм. По трещинкам вокруг зерен кальцита и по остаткам фауны в известняках отмечаются буровато-коричневое битуминозное вещество, местами стяжения пирита, приуроченные большей частью к остаткам фауны и скоплениям битума.

Из данных химических анализов, приведенных в табл. 5, видно, что среди известняков кыновской свиты выделяются: а) собственно известняки с содержанием молекулы доломита до 3,38%; б) известняки доломитистые с содержанием молекулы доломита до 18,06%; в) известняки доломитовые с содержанием молекулы доломита до 33,11%. Полуторные окислы в известняках составляют 0,53—5,24%, лишь в отдельных случаях они достигают 13,83% (обр. 1).

Известняки кыновской свиты обладают следующими характерными особенностями.

1. Известняки имеют повсеместное, но незначительное распространение и приурочены главным образом к нижней части свиты, слагая в основном «верхний известняк». Местами же они приурочены и к верхним горизонтам свиты.

2. Известняки большей частью относятся к типу хемогенных (в основном к тонкозернистым и мелкозернистым разностям), изредка к типу органогенных.

3. По химическому составу среди них выделяются собственно известняки, известняки доломитистые и доломитовые.

Доломиты в кыновской свите развиты меньше, чем известняки. Они также в основном приурочены к нижней части свиты, слагая репер «верхний известняк», и только местами залегают в верхней части кыновских отложений (у с. Мордовский Акташ и др.). Пространственное развитие доломитов неповсеместно и неоднозначно. Наибольшим развитием они пользуются у с. Ивановка. Доломиты имеют серую, зеленовато-серую, темносерую окраску, иногда с коричневатым оттенком, они большей частью неравномерно глинистые, алевроитовые, обычно плотные, нередко полностью или участками перекристаллизованные. Иногда по лустотам в них отмечаются выделения вторичного кальцита. В некоторых случаях доломиты имеют псевдобрекчиевидный облик: на темносером фоне в них отмечаются участки светлосерого доломита, напоминающего по внешнему виду обломки пород. В некоторых случаях доломиты слоистые, с глинистыми примазками по плоскостям наслоения; иногда содержат стяжения пирита и сильно измененные остатки фауны, среди которых чаще всего встречаются брахиоподы и криноидеи.

Под микроскопом доломиты характеризуются пелитоморфной, тонкозернистой, мелкозернистой, среднезернистой и неравномернозернистой структурами. Преобладающим развитием пользуются доломиты среднезернистой структуры. Структурные различия доломитов обусловлены разной степенью их перекристаллизации. Зерна доломита обладают в основном неправильной, изометрической, иногда ромбоэдральной формой. В более крупных зернах нередко наблюдаются ясно выраженные трещинки спайности по ромбоэдру и очень часто включения пелитоморфного первичного карбоната. Процессам перекристаллизации в доломитах также сильно подвергнуты остатки фауны. Стенки их большей частью полностью перекристаллизованы в мелкозернистый и среднезернистый агрегат кальцита и лишь в отдельных случаях они сохранили первичную волокнистую структуру. Как правило, к основной карбонатной массе породы примешан коллоидальный глинистый материал. Он обычно концентрируется в виде пленок вокруг зерен доломита и по трещинкам. В глинистых разностях доломитов коллоидальный глинистый материал иногда раскристаллизован в

Таблица 5

№ образца	Место взятия (селение)	Краткая характеристика породы—известняка	Влага при 105°C	Содержание на сухую породу, %						CaCO ₃ , %	CaMg(CO ₃) ₂ , %
				SiO ₂	R ₂ O ₃	CaO	MgO	SO ₂	П.п.п. выше 105°C		
231	Бавлы	Органогенный	0,71	23,21	1,39	37,37	0,29	5,33	31,71	65,26	1,33
232	"	"	0,68	24,61	1,90	39,22	0,40	0,72	31,98	68,99	1,83
52	Боровка	Доломитистый, глинистый	—	Нераств. остаток 16,44	5,24	40,90	2,39	1,55	31,1	67,08	10,93
1	Мальбагуш	Доломитовый	0,12	2,64	Al ₂ O ₃ 1,31 Fe ₂ O ₃ 12,52	34,87	7,46	—	38,21	33,72	33,11
70	Мордовский Акташ	Доломитистый	0,84	Нераств. остаток 5,83	0,58	4,39	44,39	3,95	—	39,91	69,32
71	"	"	0,44	Нераств. остаток 3,48	0,53	53,28	0,74	—	40,46	93,25	3,38
7	Светлое Озеро	"	0,12	3,47	0,84	51,31	2,08	—	41,52	86,41	9,51
9	"	"	0,25	4,05	1,65	50,70	1,90	—	41,00	85,76	8,69

тонкочешуйчатый агрегат глинистых минералов. Иногда он образует линзовидные скопления и промазки по плоскостям наложения. Местами в доломитах содержится буровато-коричневое битуминозное вещество, которое в смеси с глинистым материалом чаще всего констатируется в сильно перекристаллизованных мелкозернистых и среднезернистых участках породы или вокруг более крупных зерен доломита, в промежутках между ними, по трещинкам и плоскостям наложения. Местами битуминозное вещество пропитывает участки, сложенные тонкочешуйчатым глинистым материалом. Локальным развитием в доломитах пользуются мелко- и среднезернистые агрегаты и обособленные зерна сидерита. Форма зерен последнего обычно неправильная. Нередко у них ясно различимы трещинки спайности по ромбоэдру. Иногда в доломитах присутствует кластический материал. Он представлен полуокатанными, неправильной, изометрической или угловатой формы зернами кварца размером до 0,04 мм, редко до 0,24 мм. Распределение его в породе обычно неправильное. Местами он образует значительные скопления, обуславливая переход доломита в алевролит. В некоторых случаях кластический материал составляет около 30% ко всей массе породы. Нередко в доломитах наблюдаются стяжения пирита величиной от 0,01 до 0,1 мм, редко до 1 см, неправильной формы, иногда резко удлиненные. Пирит приурочен главным образом к остаткам фауны и флоры и скоплениям битумного вещества.

К особой морфологической разновидности доломитов следует отнести псевдобрекчиевидные доломиты, которые наблюдаются в виде единичных прослоев у сс. Ивановка и Ерыклы. Образование их связано с неравномерной перекристаллизацией. По внешнему виду псевдобрекчиевидные доломиты пятнистоокрашенные; на основном, темносером фоне в них отмечаются участки светлосерые, по форме напоминающие как бы обломки пород. Последние менее подвергнуты процессам перекристаллизации, чем

вмещающая их основная масса и менее глинистые, что и обуславливает их более светлую окраску. Эти светлые участки слагаются, как правило, пелитоморфным, тонкозернистым и реже — мелкозернистым доломитом. Остальная, более темная масса породы более глинистая и содержит битуминозное вещество. Она обычно слагается неравномернозернистым доломитом с зернами размером до 0,4 мм. Более крупные из них иногда содержат реликты первичного пелитоморфного карбоната.

Таблица 6

№ образца	Место взятия (селение)	Краткая характеристика породы—доломита	Влага при 105°C	Нераств. остаток	Содержание на сухую породу, %						CaCO ₃	CaMg(CO ₃) ₂
					R ₂ O ₃	CaO	MgO	П.п.п. выше 105°C	SiO ₂	Al ₂ O ₃ Fe ₂ O ₃		
42	Ивановка	Известковый	0,46	5,19	14,53	28,28	11,61	40,38	21,90	52,64		
50	"	"	0,99	2,63	14,89	28,74	11,94	40,56	20,66	54,50		
56	"	"	0,38	1,64	15,62	29,30	11,64	41,78	22,68	53,23		
58	"	"	0,26	3,10	14,84	28,98	11,82	39,74	22,38	54,08		
208	Тукмак	Известковистый, глинистый	0,26	8,84	15,42	26,83	9,84	—	23,47	44,93		
117	Васильевка	То же	0,35	17,23	Al ₂ O ₃ 1,0 Fe ₂ O ₃ 14,65	23,63	8,54	33,07	20,97	39,05		
13	Чалпы	"	0,44	12,11	Al ₂ O ₃ 0,52 Fe ₂ O ₃ 11,2	27,79	11,47	37,75	21,13	52,45		
9	Нижняя Мактама	Известковистый, глинисто-алевритовый	0,55	21,32	Al ₂ O ₃ 1,25 Fe ₂ O ₃ 13,95	22,26	7,92	30,10	20,08	36,23		
28	"	То же	0,76	18,25	Al ₂ O ₃ 1,71 Fe ₂ O ₃ 11,54	24,12	10,11	34,31	17,99	46,19		
29	"	Известковистый	0,58	5,73	Al ₂ O ₃ 0,78 Fe ₂ O ₃ 14,9	27,53	11,68	36,68	20,15	53,41		
28	Бигашево	Известковистый, глинисто-алевритовый	0,49	24,81	Al ₂ O ₃ 4,1 Fe ₂ O ₃ 11,56	22,28	7,44	27,04	21,3	34,02		
29	"	То же	0,89	12,49	Al ₂ O ₃ 4,4 Fe ₂ O ₃ 14,35	24,63	9,39	32,23	22,44	42,94		
30	Сулеево	"	0,9	36,73	11,34	18,97	6,93	25,34	16,65	31,69		
20	"	Известковистый, глинистый	0,71	6,27	Al ₂ O ₃ 1,88 Fe ₂ O ₃ 13,57	27,05	12,02	39,24	18,44	54,97		
38	"	Известковистый	0,41	2,76	Al ₂ O ₃ 0,81 Fe ₂ O ₃ 13,94	28,57	12,92	41,77	20,97	59,08		
39	Кураелга	Известковистый, глинистый	0,58	11,03	15,38	28,58	10,62	—	24,65	48,57		
10	Светлое Озеро	Известковистый	0,31	5,05	3,98	32,28	15,21	43,30	21,66	69,55		
19	"	Известковистый, глинистый	0,76	22,80	Al ₂ O ₃ 2,08 Fe ₂ O ₃ 10,96	22,88	8,86	—	18,84	40,52		
2	Тайсуганово	Известковистый	0,15	3,83	Al ₂ O ₃ 0,41 Fe ₂ O ₃ 12,37	27,82	13,21	41,28	16,86	60,41		
4	"	"	0,57	17,97	Al ₂ O ₃ 0,26 Fe ₂ O ₃ 10,53	24,55	9,71	33,92	19,73	44,40		

Данные химических анализов, приведенные в табл. 6, показывают, что доломиты кыновской свиты относятся к известковым разностям. В составе их наряду с преобладающим значением молекулы доломита — от 34,2 до 69,55% — присутствует молекула карбоната кальция — от 16,65 до 24,65%. Содержание нерастворимого остатка в них колеблется от 12,49 до 24,21%, что связано с присутствием кластического материала, содержание которого заметно повышается с юга на север. Характерной особенностью доломитов является также довольно высокое содержание в них полоторных окислов, что, видимо, связано с содержанием в них глинистого материала и пирита.

На основании всего изложенного необходимо подчеркнуть, что: а) доломиты в кыновской свите играют подчиненную роль, приурочены главным образом к нижней части свиты, слагая в основном репер «верхний известняк»; в других интервалах разреза они встречаются реже; б) пространственное развитие доломитов не повсеместно, неоднозначно, и нередко они по простиранию замещаются известняками; в) все доломиты кыновской свиты в различной степени являются перекристаллизованными, причем наибольшим развитием среди них пользуются среднезернистые, глинистые их разности; г) по химическому составу доломиты относятся обычно к известковым разностям.

Мергели в кыновской свите установлены только у сс. Чулаево, Тукмак, Боровка, пос. Бавлы. Они залегают в нижней части разреза в виде единичных тонких прослоев мощностью от 0,07 до 0,25 мм. Окраска мергелей серая, большей частью с зеленоватым оттенком, иногда почти черная; обычно они слоистые, плотные, местами содержат тонкие прослойки аргиллита. В некоторых случаях отмечается переслаивание их с известняками (пос. Бавлы).

Под микроскопом мергели характеризуются пелитоморфной, местами тонкозернистой структурой. Слагаются они главным образом пелитоморфным карбонатом, в основном кальцитом, находящимся в тесной смеси с коллоидальной глинистой массой и иногда битумным веществом. В некоторых случаях в мергелях присутствует тонкозернистый сидерит. Последний рассеян в породе в виде зерен величиной преимущественно 0,01—0,05 мм (с. Тукмак). Местами же в них содержится алевроитовый материал, который представлен обычно полуокатанными, неправильной формы зернами кварца размером 0,02—0,08 мм, составляющими до 20% породы (мергель алевроитовый, с. Боровка).

Иногда мергели обогащены остатками фауны (пос. Бавлы). Кроме того, в них отмечаются неправильной формы стяжения пирита, «смоляные тельца». Данные химических анализов мергелей (табл. 7) показывают, что карбонатная составная часть их представлена преимущественно кальцитом.

С целью уточнения минералогического состава песчано-алевритовых

Таблица 7

№ образца	Место взятия	Краткая характеристика породы	Содержание на сухую породу, %					П.п.п. выше 105°C
			нерастворимый остаток	R ₂ O ₃	CaO	MgO	SO ₃	
56	Сел. Боровка	Мергель алевроитовый	43,68	6,28	23,76	2,89	2,35	51,3
56а	«	То же	45,80	6,75	24,30	0,84	2,46	18,63

фракций в породах кыновских отложений образцы их подвергались седиментационному анализу. Фракции размером 0,25—0,01 мм, выделенные из пород кыновских образований, разделялись в жидкости Туле (с уд. в. 2,9) на тяжелые и легкие минералы, которые затем и изучались в иммерсии под микроскопом.

В результате минералогического анализа выяснилось, что частицы размером 0,25—0,01 мм представлены довольно сложным комплексом минералов (табл. 8). В генетическом отношении они подразделяются на три группы: а) терригенные, б) син-диагенетические, в) вторичные, или катогипергенные.

К первой группе из установленных минералов относятся черные рудные минералы, группа эпидот-цоизита, циркон, гранат, титанит, рутил, брукит, отчасти анатаз, пикотит, турмалин, биотит, мусковит, зеленая слюдка, хлорит, хлоритонд, ставролит, дистен, обыкновенная роговая обманка, арфведсонит, диопсид, андалузит, корунд. Ко второй группе принадлежат целестин, ангидрит и пирит, к третьей — гидрогетит, лейкоксен, отчасти анатаз и пирит.

К терригенным минералам в легких фракциях относятся кварц; кремнь, халцедон, полевые шпаты, мусковит. Вторичным, а возможно, син-диагенетическим по происхождению является гипс.

Содержание тяжелых минералов во фракциях 0,25—0,01 мм колеблется от 0,03 до 4,6%, а в отдельных случаях достигает 67,5% (за счет значительного содержания пирита). В среднем же выход тяжелых минералов составляет 2,16%, из них на долю терригенных минералов приходится в среднем 0,34%, пирита — 1,77%, гидрогетита — 0,03%, целестина — 0,01%, ангидрита — единичные зерна.

В составе тяжелых терригенных минералов по степени распространения нами установлены следующие минералы:

а) ведущие с содержанием более 10%, как например, черные рудные минералы (в основном магнетит), содержание которых колеблется от 1,84 до 81,2% (в среднем 26,14%), циркон — от 1,9 до 72,7%, чаще от 15,8 до 45,9% (в среднем 26,8%), анатаз — от 0,43 до 65,7% (в среднем 16,99%);

б) второстепенные минералы с содержанием от 1,0 до 10%. К ним относятся турмалин, содержание которого колеблется от 0,1 до 22,0% (в среднем 8,42%), группа эпидот-цоизита — от 1,44 до 9,89% (в среднем 2,30%), рутил — от 0,4 до 9,6% (в среднем 1,82%), титанит — от 0,26 до 9,84% (в среднем 1,22%), выветрелые титаносодержащие минералы — от 1,82 до 34,92% (в среднем 8,39%), мусковит — от 0,19 до 33,13% (в среднем 1,53%) и какие-то выветрелые минералы, точнее неопределимые — от 0,2 до 34% (в среднем 3,29%);

в) акцессорные минералы; содержание их в тяжелых фракциях не превышает 1%. К ним принадлежат гранат, брукит, пикотит, хлорит, хлоритонд, биотит, зеленая слюдка, ставролит, обыкновенная зеленая роговая обманка, арфведсонит, диопсид, андалузит, корунд и глауконит.

Среди терригенных минералов легких фракций к ведущим минералам относятся кварц, содержание которого колеблется от 2,0 до 99,5% (в среднем 57,28%), какие-то сильно измененные минералы и зерна пород, составляющие от 0,45 до 98% (в среднем 41,2%); к второстепенным минералам принадлежат полевые шпаты, содержание их варьирует от 0,16 до 18,8% (в среднем 1,47%); акцессорными минералами являются: кремнь, халцедон и мусковит.

Из приведенных данных можно сделать следующие выводы.

1. В составе песчано-алевритовых фракций пород кыновских отложений обнаружено 36 минералов, количественная роль которых неодинакова.

2. Тяжелые фракции в основном представлены черными рудными минералами, цирконом и пиритом, а легкие — кварцем и какими-то сильно измененными минералами и зернами пород.

Син-диагенетические и вторичные минералы тяжелых фракций приурочены в основном к определенным типам пород. Так, например, повышенное содержание пирита и гидрогетита характерно для известняков. Для них характерным также является наличие ангидрита и целестина. Распределение указанных минералов в зависимости от типа пород свидетельствует о неодинаковых условиях среды осадконакопления.

Формирование осадков кыновской свиты протекало в неустойчивых условиях мелководной зоны шельфа морского бассейна. Образование их здесь связано с развитием дальнейшего общего погружения местности востока Татарии и с прогрессивным движением морских вод с востока (из Уральской геосинклинали) на запад. В кыновское время трансгрессия вод девонского моря достигла значительного развития. Вся территория востока Татарии и прилегающих районов в это время была покрыта морем.

Выявление закономерностей распределения кыновских осадков во времени и в пространстве на востоке Татарии показывает, что этот участок земной коры испытывал за время общего погружения дна бассейна еще более мелкие неоднократно повторявшиеся колебательные движения второго порядка. Эти колебательные движения второго порядка сопровождались в одних местах дальнейшим разворачиванием трансгрессии водных масс — погружением, в других же местах, наоборот, регрессией их — воздыманием. В связи с этим на фоне общего погружения местности, возрастающего к югу, создавались неодинаковые, меняющиеся условия осадконакопления, приводившие к возникновению в различных участках зоны шельфа разных типов пород. Так, началу кыновского времени соответствует максимальная трансгрессия моря с небольшим привносом кластического материала. В этот период в обстановке открытого морского водоема, обладавшего нормальным солевым и газовым режимом, происходит усиленное развитие органической жизни и накопление известкового ила. Концентрация последнего привела к образованию пачки известняков (репер «верхний известняк»), прослоями содержащих обильную фауну преимущественно брахиопод. В наибольшем количестве известняки отлагались в более погруженной части дна бассейна, охарактеризованной разрезами в районе пос. Туймазы (западная Башкирия), на крайнем юго-востоке Татарии, у пос. Бавлы, с. Крым-Сарай, у с. Боровка (Куйбышевской обл.) и в районе с. Голышурмы (Удмуртская АССР). В последнем почти весь разрез кыновской свиты представлен известняками. После отложения указанной пачки карбонатных пород на территории востока Татарии произошло некоторое обмеление кыновского моря. Карбонатные отложения стали сменяться глинами и другими кластическими образованиями, в ряде случаев с особенностями фации побережья. Таким образом, в результате колебательных тектонических движений наступил второй период существования кыновского бассейна. В данный отрезок времени на востоке Татарии замечается общая тенденция к поднятию территории. Это способствовало развитию многочисленных полузамкнутых заливов, лагун и лиманов, иногда более углубленных западин. В них с прилегающей на севере и северо-западе суши усиленно сносятся глинистый и тонкообломочный материал, в результате чего главным образом накапливались глинистые осадки. В меньшей мере накапливался алевроитовый материал, а местами, вблизи береговых линий, песчаный, образовавший пласт D_0 (у сс. Бигашево, Акташ, Верхний Акташ, Светлое Озеро и др.). Наряду с отложением глинистого и тонкообломочного материала происходило захоронение остатков растений и диффузно рассеянной органики. Осадки нижней части кыновской свиты в данный период отла-

гались в условиях побережья и носили черты неустойчивого режима мелководного бассейна. Об этом свидетельствует тонкое переслаивание аргиллитов с алевролитами, обусловленное быстрой сменой условий осадконакопления в прибрежной зоне бассейна; наличие конусов вымывания, гнєроглифов, знаков ряби, трещинок усыхания, иногда гравийного материала и прочих признаков, свидетельствующих о явлениях омеления бассейна, а местами даже о локальном размыве. Осадки верхней части кыновской свиты (выше D_0) отлагались в основном в условиях западин. Здесь была более спокойная и благоприятная обстановка для концентрации тонкого глинистого материала с малым содержанием обломочного. В таких условиях отлагались кыновские осадки центральной части востока Татарии. Наряду с этим в заливах, лагунах и западинах неоднократно происходило образование алшамозитовых руд, сопровождавшееся, как правило, садкой сидерита. Возникновение этих руд свидетельствует об условиях восстановительной среды.

В период отложения глинистых осадков, а местами песчано-алевритового материала происходило неоднократное углубление морского бассейна. На это указывают прѣслои известняков и доломитов на различных горизонтах кыновской свиты, содержащих нередко фауну брахиопод, иногда в кровле кыновской свиты (у с. Сарайлы) даже рифовых кораллов.

Таким образом, неоднократно проявлявшиеся тектонические движения накладывали отпечаток на рельеф дна и обуславливали неодинаковую обстановку осадконакопления в различных участках мелководного бассейна. Об изменении условий осадконакопления говорят также и изменения мощности кыновских отложений, вызванные в основном колебаниями уровня кристаллического фундамента при осадконакоплении и отчасти, возможно, размывом на грани пашийских и кыновских отложений.

По направлению к северу-западу наблюдаются фациальные изменения пород кыновской свиты, происходящие в сторону развития фаций береговой полосы (песчаников, алевролитов песчаных, аргиллитов, обогащенных алевроитовым материалом). Общее увеличение кластического материала и увеличение размера зерен его в кыновских отложениях, а также уменьшение мощности свиты в указанном направлении дают возможность предполагать, что основной источник сноса в кыновское время находился на северо-западе, где в этот период часть татарского свода была сушией. Терригенный материал также образовался, повидимому, за счет местных, ранее отложенных образований, подвергшихся в кыновское время размыву и переотложению. Об этом свидетельствует гравийно-галечный материал, установленный в ряде пунктов востока Татарии, на границе пашийских и кыновских отложений. Здесь наряду с этим в породах отмечаются волнистая поверхность напластования слоев, знаки ряби, гнєроглифы, конуса вымывания и т. п. По направлению на северо-запад проявление этих признаков обычно усиливается. Все приведенные факты указывают на неустойчивость режима мелководного бассейна и на наличие местами размыва нижележащих образований.

ЛИТЕРАТУРА

- Кирсанов Н. В. О составе и характере аргиллитов франского яруса в Татарии. ДАН СССР, т. 102, 1955, № 3.
Кирсанов Н. В., Кочетов В. Ф. и Логинова В. Н. О некоторых осложнениях при бурении с промывкой забоя водой и путях преодоления их. «Нефт. хоз-во», 1954, № 6.
Миропольский Л. М., Солонцов Л. Ф. и Ковязин Н. М. Об оолитовых рудах в нижнефранских отложениях Башкирии и Татарии. «Изв. Казанск. фил. АН СССР, серия геол.», 1950, № 1.
Ферсман А. Е. Геохимия, т. II, 1934.

Т. Е. ДАНИЛОВА

О ЛИТОЛОГИИ ДОМАНИКОВОЙ СВИТЫ ТАТАРИИ

Образования доманиковой свиты составляют нижнюю половину средне-франского подъяруса (D_3^1), соответствуя биостратиграфической зоне *Gerhyoceras*. Наличие в доманике таких форм, как *Liorhynchus pavlovi* Mufke, *L. megistanus* Le-Hop. позволяет сопоставлять доманиковую свиту с нижней частью семилукского горизонта Центрального девонского поля.

Нижняя граница доманиковой свиты в пределах Татарии представлена неодинаково. В юго-восточных районах республики (пос. Шугурово, сс. Ромашкино, Алтунино и др.) темносерые и черные, битуминозные известняки доманиковой свиты согласно налегают на битуминозную известково-мергельную толщу шугуровских слоев — аналога саргаевской свиты Урала. В западных районах Татарии (пос. Камское Устье, с. Верхний Услон) породы доманиковой свиты подстилаются зеленовато-серыми карбонатно-глинистыми породами с остатками фауны саргаевского возраста: *Anatrypa timanica* Mafk., *Spirifer novosibiricus* Toll., *Ladogia simensis* Mafk. и др. На каротажных диаграммах нижняя граница доманиковой свиты отчетливо выражается резкой сменой относительно низких сопротивлений (10—30 ом/м) пород саргаевской свиты значительно более высокими (250—1200 ом/м) сопротивлениями, характеризующими отложения доманиковой свиты.

Кровлей доманиковой свиты являются известняки и мергели мендымской свиты, отличающиеся меньшей глинистостью, меньшей степенью окремнения и иным комплексом органических остатков.

Отложения доманиковой свиты на территории Татарии представлены весьма своеобразной толщей глинисто-карбонатных пород, обогащенных органическим веществом и содержащих характерный комплекс органических остатков. Среди последних преобладают птероподы (*Tentaculites*, *Styliolina*), имеющие в ряде случаев породообразующее значение, и мелкие пелециподы (*Buchiola*, *Pterochaenia* и др.). Из брахиопод наиболее часто встречаются *Liorhynchus* и *Lingula*, из головоногих — *Bactrites*, *Orthoceras* и *Gerhyoceras*.

Обращает на себя внимание полное отсутствие кораллов и мшанок.

В отношении геоэлектрических свойств породы доманиковой свиты в разрезах юго-восточных районов республики, а также центрального отличаются особенно высокими омическими сопротивлениями (до 1200 ом/м) при отрицательной аномалии на кривой ПС до 75 мв.

Мощность доманиковой свиты колеблется от 23 (с. Крым-Сарай) до 70 м (пос. Кукмор) и в среднем составляет 35—40 м.

Среди образований доманиковой свиты можно выделить следующие типы пород: известняки, мергели, аргиллиты и горючие сланцы. Наиболь-

шим распространением пользуются известняки, менее развиты мергели и горючие сланцы. Аргиллиты в сложении изученной толщи играют весьма незначительную роль.

Тонко переслаиваясь между собой, указанные породы дают всю гамму переходных по составу образований, от почти чистых известняков к глинистым известнякам, мергелям, глинистым мергелям и аргиллитам. Вместе с тем все разности карбонатно-глинистых пород, будучи в той или иной мере обогащенными органическим веществом, тесно связаны также и с горючими сланцами через свои сапропелевые разновидности.

Известняки обнаруживают между собой большое сходство (за исключением сильно окремнелых). Макроскопически они представляют собой серые, темносерые и почти черные битуминозные породы, плотные, слоистые, в той или иной степени перекристаллизованные и пиритизированные, прослоями окремнелые, с выделениями вторичного кальцита по трещинам и пустотам и довольно многочисленными органическими остатками. Последние в известняках распространены неравномерно. Они обычно приурочены к отдельным прослоям.

По структурным особенностям среди известняков выделяются две разности — зернистые известняки и органогенные. Наибольшим распространением пользуются зернистые. Среди них по величине зерен, взаиморасположению и соотношению с пелитоморфной карбонатной массой следует различать равнозернистые и неравнозернистые разности. Они имеют единый вещественный состав (карбонатный, глинистый материал и органическое вещество), близкую морфологию отдельных составных частей и сходный комплекс вторичных минеральных образований. Однако неодинаковая интенсивность и неравномерность процессов перекристаллизации обусловили различие их структурных особенностей. Наибольшим распространением пользуются неравнозернистые разности, в то время как равнозернистые имеют подчиненное значение и встречаются в виде тонких прослоев.

Равнозернистые известняки представлены главным образом среднезернистыми разностями, реже — крупнозернистыми (размер зерен колеблется от 0,5 до 0,8 мм). Промежутки между зернами кальцита выполнены пелитоморфным карбонатом, находящимся в тесной смеси с глинисто-битуминозным веществом. Неравнозернистые известняки состоят из кальцита, величина зерен которого колеблется от 0,01 до 0,2 мм, достигая иногда 0,5 мм. Причем, наиболее крупные зерна образуют небольшие (0,7 × 0,9 мм) агрегатные скопления. В целом, у этой разности известняков преобладает мелкозернистая структура. Участками наблюдается густоватая структура, обусловленная наличием среди мелко- и среднезернистого кальцита беспорядочно разбросанных густовидных скоплений пелитоморфного кальцита. Величина таких скоплений в диаметре составляет около 0,08—0,1 мм.

Известняки органогенные встречаются в виде маломощных прослоев (2—3 см). Содержание органических остатков, в основном птеропод, реже — брахиопод и пелеципод достигает в них 65—70%. Масса известняка, вмещающая органические остатки, представлена неравнозернистым кальцитом, отличающимся повышенным содержанием глинисто-битуминозного вещества.

Глинистый материал в известняках трудно различим под микроскопом, так как он, находясь в тесной смеси с органическим веществом, в той или иной степени замаскирован бурой окраской последнего. В редких случаях глинистый материал раскристаллизован.

Органическое вещество гелевидное, бурого цвета, тесно связано с глинистым материалом и пелитоморфным карбонатом.

Явления перекристаллизации в известняках широко распространены и отражают все стадии этого процесса. Своеобразной формой перекристаллизации являются в шлифах оригинальные, звездообразные агрегаты кальцита, образовавшиеся в результате перекристаллизации раковин птеропод. Окремнение проявляется неравномерно. Наиболее сильно оно развито в известняках нижней части доманиковой свиты. Выделение опала, халцедона и кварца приурочено к микротрещинам и органическим остаткам. Многочисленны в породах и выделения пирита. Среди них четко различаются мелкие стяжения (0,005—0,015 мм) округлой формы и включения более крупные (до 0,08—0,4 мм), неправильно-угловатой, а иногда правильной кристаллографической формы.

Сильно окремненные известняки отличаются от описанных внешним видом и структурно-текстурными особенностями. В ряде случаев наблюдается постепенный переход от окремненных известняков к кремням. Макроскопически среди них четко различаются черные и бурые разновидности, часто переслаивающиеся между собой. Под микроскопом обе разновидности окремненных известняков слагаются кремнеземом, органическим веществом и реликтовым тонкозернистым карбонатом. Основной компонент породы — кремнезем, представлен чаще всего тонко- и мелкозернистым кварцем и опалом, иногда частично раскристаллизованным. Халцедон обычно приурочен к органическим остаткам (птероподам). Содержание кремнезема иногда достигает 94,31% (пос. Камское Устье, обр. 36 в). Карбонатный материал составляет от 0,20 до 52,62%. Органическое вещество, присутствующее в количестве от 5,45 до 7,37%, распределено в породе довольно равномерно, лишь местами образуя сгустки и прожилки желто-бурого цвета, вытянутые параллельно плоскостям напластования.

По составу все разности известняков, за исключением сильно окремненных, в зависимости от соотношений слагающего их карбонатного, глинистого и органического вещества, подразделяются на собственно известняки, содержащие до 5% глинистого и 5% органического вещества; глинистые известняки с содержанием глинистого вещества от 5 до 25% и органического вещества — до 5%; известняки сапропелевые, наиболее богатые органическим веществом, с колебанием его содержания от 5 до 15% породы.

Распространенность указанных разностей известняков в пределах Татарии несколько различна: в восточных районах преобладают собственно известняки, а в западных — глинистые и сапропелевые.

Мергели в составе доманиковой свиты пользуются повсеместным развитием. Наибольшее значение в разрезе свиты они приобретают в районах с. Черемшан, пос. Камское Устье, с. Верхний Услон.

Макроскопически мергели представляют собой серые, темносерые до черных, прослоями буроватые или пятнистые породы, битуминозные, плотные, слоистые, содержащие органические остатки. Мергели в разной степени (но меньше, чем известняки) перекристаллизованы, пиритизированы. Они содержат выделения вторичного кальцита и местами окремненные.

Под микроскопом описываемые породы характеризуются пелитоморфно-зернистой структурой. Как исключение встречаются мергели органогенной (птероподовой) структуры.

Пелитоморфно-зернистые разности мергелей, как показало изучение под микроскопом, представляют собой смесь карбонатного, глинистого и органического вещества. Среди этой сапропелево-глинистой карбонатной массы разбросаны отдельные зерна кальцита, ромбоэдри доломита, выделения кремнезема, стяжения пирита и органические остатки.

Количественные соотношения карбонатного, глинистого и органического вещества испытывают колебания в широких пределах. В связи с

этим среди мергелей выделяются три разновидности: собственно мергели с содержанием глинистого вещества от 25 до 50% и органического — 5%; мергели глинистые, содержащие глинистое вещество от 50 до 75% и органическое — до 5%; мергели сапропелевые с содержанием органического вещества от 5 до 15%. При этом следует отметить, что среди сапропелевых мергелей наиболее богаты органическим веществом разности, отличающиеся сравнительно высокой карбонатностью.

Состав мергелей в значительной степени отражается на их морфологических особенностях. Так, например, серая окраска присуща более карбонатным разностям. С возрастанием глинистости и увеличением содержания органического вещества порода становится темнее, приобретает буроватый оттенок. Пятнистая окраска обусловлена неравномерной карбонатностью мергелей. Слоистость, неявно выраженная у более карбонатных разностей, становится более отчетливой у глинистых и сапропелевых. Наибольшим распространением в доманиковой свите пользуются сапропелевые мергели.

Аргиллиты. В доманиковой свите аргиллиты были встречены только в Верхне-Услонском районе в виде единичных прослоев мощностью около 3 см.

Макроскопически аргиллиты представляют собой темносерые с зеленоватым оттенком породы, весьма тонкослоистые, с многочисленными включениями пирита в виде стяжений и биоморфов. В аргиллитах встречаются довольно многочисленные органические остатки, преимущественно пелециподы плохой сохранности.

В шлифах аргиллиты представляют собой изотропную бурую гелевидную массу, частично раскристаллизованную, состоящую в основном из глинистого материала с примесью карбонатов и органического вещества. В этой основной массе без видимой закономерности разбросаны зерна кальцита, ромбоэдри доломита, многочисленные стяжения пирита и редкие органические остатки. Глинистое вещество, преимущественно гелевидное, составляет 74,17—81,79%. Общее содержание карбонатного материала 7,91—16,53% и органического — 7,7—9,13%.

Горючие сланцы. В связи с тем, что в существующих классификациях пород горючие сланцы как литологический тип определяются недостаточно четко, автор условно причисляет к ним все глинисто-карбонатные породы, содержащие органическое вещество в количестве не менее 15%.

В пределах Татарии горючие сланцы играют значительную роль в сложении доманиковой свиты. Наибольшим распространением они пользуются в западных районах республики (с. В. Услон, пос. Камское Устье, с. Янга-Аул).

Среди горючих сланцев по текстурным признакам выделяются две разности — тонкослоистая и неяснослоистая. Первая пользуется более широким развитием. Она представляет собой темносерую или буровато-черную битуминозную, тонкослоистую (листоватую) породу. Слоистость подчеркивается скоплением светлых известковых точечных включений на плоскостях напластования и послойной неравномерной перекристаллизацией этих пород. Многочисленные органические остатки, главным образом птероподы, расположены также послойно и в большинстве случаев раздавлены. Под микроскопом горючий сланец обнаруживает большое сходство с сапропелевыми мергелями. Он представляет собой также тесную смесь карбонатного, глинистого и органического вещества. Количество карбонатного материала в слоистой разности горючих сланцев колеблется от 19,7 до 62,78%. Наиболее часто карбонатный материал составляет 30,21—41,82%, в среднем — 37,6%.

Глинистый материал в описываемых породах замаскирован органиче-

ским веществом и лишь иногда можно различить редкие чешуйки глинистых минералов или их небольшие скопления. По данным химических анализов, глинистый материал содержится в количестве от 29,60 до 73,04%. Органическое вещество распределено довольно равномерно, обуславливая темную окраску породы, иногда с красноватым оттенком. На ее фоне в шлифах резко выделяются темнокоричневые, почти черные сгустки несколько вытянутой формы. Специфическим для горючих сланцев является присутствие органического вещества в виде коричневатых желтых изотропных промазок, параллельных плоскостям напластования. Общее содержание органического вещества в слоистой разности горючих сланцев составляет 19,1 до 38,07%, в среднем — 27%, т. е. более одной четверти массы породы. В ряде случаев наблюдается окремнение слоистой разности горючих сланцев.

Вторая неяснослоистая разность горючих сланцев была встречена лишь в подошве доманиковой свиты у с. Чегодайка и близкая к ней разность — у пос. Камское Устье (обр. 27 и 362). Макроскопически неяснослоистая разность горючих сланцев характеризуется черным цветом, иногда с буроватым оттенком, плотным сложением, сильной битуминозностью и почти полным отсутствием органических остатков. В тонких краях порода довольно легко загорается от спички и горит красным коптящим пламенем. В шлифах неяснослоистая разность горючих сланцев представляет собой коричневую, почти черную однородную массу с буроватым оттенком в тонких краях шлифа. Некоторые образцы описываемой разности горючих сланцев очень близко подходят к углям. Такую переходную разность представляет образец 24 из скважины у с. Чегодайка, который своей черной окраской, ясно выраженным раковистым изломом, большой плотностью и шелковистым блеском очень сильно напоминает богхед. Это подтверждается и сравнительно низкой зольностью породы, которая достигает 39,6%, и высоким содержанием органического вещества, составляющего 52% породы. Неяснослоистая разность горючих сланцев отличается от первой более высоким содержанием органического вещества — 33,17 — 52% и меньшим — глинистого 25,43%.

Обломочный материал во всех литологических типах пород почти отсутствует, составляя сотые и десятые доли процента породы. Среди песчано-алевритовых фракций был установлен довольно сложный, повсеместно выдержанный комплекс минералов. В его составе автором было определено 28 минералов в тяжелых фракциях и 5 минералов в легких, которые генетически представляют три группы.

1. Терригенные минералы — продукт разрушения материнских пород.
2. Сингенетические минералы — продукт минералообразования и изменений физико-химической обстановки, существовавшей при отложении осадка.
3. Эпигенетические минералы (вторичные) — минеральные образования, возникшие при последующих процессах преобразования данных отложений.

К первым из них относятся следующие минералы: группа черных рудных (магнетит, титаномagnetит, ильменит), группа эпидот-цоизита (эпидот, цоизит, клиноцоизит), циркон, группа граната (гроссуляр, уваровит, альмандин и др.), титаносодержащие минералы (титанит, рутил, анатаз, брукит), группа шпинели (пикотит), турмалин, группа слюд (биотит, мусковит, зеленая слюда), хлорит, хлоритоид, дистен, группа роговых обманок (обыкновенная зеленая, реже — базальтическая), корунд (иногда сапфир), апатит, полевые шпаты и в большинстве случаев кварц.

Сингенетические минералы представлены, в основном, пиритом.

К эпигенетическим минералам относятся: лейкоксен, гидрогетит, частично пирит, опал, халцедон и иногда кварц.

В легких фракциях наблюдаются скопления сильно измененных и загрязненных органическим веществом зерен с показателем преломления ниже 1,54.

Весьма низкое содержание минералов тяжелых фракций в породах и недостаточный размер проанализированных образцов не позволяют говорить с уверенностью об их распространенности. Однако следует отметить увеличение содержания тяжелых минералов до 4—6% в песчано-алевритовой фракции пород доманиковой свиты западных районов Татарии по сравнению с восточными, где оно редко достигает 1%. В этом же направлении наблюдаются увеличение содержания магнетита и анатаза (до 87%) и появление хлорита и хлоритоида (в районе пос. Камское Устье).

Наиболее характерными минералами в песчано-алевритовых фракциях, не считая пирита, являются группа черных рудных, минералы группы эпидот-цоизита, циркон, анатаз, турмалин, роговая обманка, корунд и кварц.

Таким образом, наиболее характерными особенностями пород доманиковой свиты являются следующие.

1. Наличие в составе всех литологических типов пород трех основных компонентов — карбонатного, глинистого и органического.
2. Повышенное содержание в породах органического материала.
3. Однообразие механического состава пород (малое содержание песчано-алевритового материала).
4. Выдержанность качественного состава минерального комплекса песчано-алевритовых фракций в породах доманиковой свиты как во времени, так и в пространстве.
5. Широкое развитие процессов окремнения пород, особенно сильно выраженное и пространственно выдержанное в нижней части доманиковой свиты.
6. Тонкое переслаивание пород при весьма постепенном их переходе из одного литологического типа в другой.

При сравнении пород доманиковой свиты с подстилающими и перекрывающими ее породами, носящими черты доманиковой фации, были отмечены некоторые особенности.

1. В сложении их принимают участие те же литологические типы пород — известняки, мергели, аргиллиты и горючие сланцы. Однако роль горючих сланцев резко падает, значение известняков возрастает от саргаевской свиты к мендымской, а мергелей — в обратном направлении. Аргиллиты встречаются лишь в породах подстилающей свиты.
2. В составе всех литологических типов пород отмечаются все те же три компонента: карбонатный, глинистый и органический материалы.
3. В соотношении этих компонентов от свиты к свите намечается определенная закономерность: снизу вверх по разрезу наблюдаются возрастание содержания карбонатов и уменьшение содержания глинистого материала. Содержание органического вещества в породах саргаевской и мендымской свит резко уменьшается.
4. Окремнение пород в саргаевской и мендымской свитах наблюдается реже.

Все указанные особенности пород доманиковой свиты, а также специфический комплекс фауны объясняются спецификой доманикового бассейна. Наступление доманиковой фации, развившееся на фоне общей трансгрессии моря, на территории Татарии происходило не одновременно. Оно шло в направлении с юго-востока на северо-запад Татарии, захватывая наиболее глубоководные участки моря. В соответствии с этим наиболее рано черты доманиковой фации начали проявляться на юго-востоке республики и прилегающих к ней районов Куйбышевской области. Так, в районах сс. Алтуннино, Ерыклы, Ойкино, пос. Шугурово, сс. Тукмак, Ро-

машкино, а также в районе сс. Байтуган и Боровка (Куйбышевская обл.) доманиковая фация накладывает свой отпечаток на образующиеся осадки с начала саргаевского, а местами даже кыновского времени вплоть до верхнефранского века (шугуровские слои, доманиковая и мендымская свиты). Однако в районе сс. Чегодайка и Аксубаево примерно в середине саргаевского времени доманиковая фация сменяется условиями, характерными для саргаевского моря. Вследствие этого верхняя половина саргаевской свиты в этих районах представлена породами, не свойственными шугуровским слоям, а близкими образованиям саргаевской свиты в Верхне-Услонском и Камско-Устьинском районах. Новое появление доманиковой фации в районах сс. Аксубаево и Чегодайка относится уже к началу доманикового времени. В Камско-Устьинском и Верхне-Услонском районах доманиковая фация начала проявляться лишь в конце саргаевского времени, обусловив появление в разрезе единичных прослоев пород доманикового облика. Основное наступление ее здесь совпадает с началом доманикового времени. На северо-западе Татарии, в районе с. Янга-Аул, доманиковая фация наступает еще позднее. В результате этого нижняя часть доманиковой свиты (мощностью около 7 м) складывается породами, литологически близкими образованиям нижележащей саргаевской свиты.

Наиболее типично доманиковая фация в пределах Татарии и прилегающих районов была представлена в доманиковое время. Широкое развитие доманиковых отложений на протяжении сотен километров — от Урала до Волги и далее (г. Марининский Посад), преобладание известняков в разрезах доманиковой свиты, наличие в ней типично морской фауны — все это бесспорно доказывает, что доманиковые породы являются морскими образованиями. В то же время несколько угнетенный характер бентоса, полное отсутствие кораллов, мшанок, иглокожих, а также сильная обогащенность пород органическим веществом, указывают на специфичность обстановки доманикового бассейна. Возникновение ее было обусловлено, повидимому, недостаточным содержанием кислорода в придонном слое воды.

Изучение литологии, фаунистического комплекса и характера размещения органических остатков в породах доманиковой свиты в пределах Татарии позволяет предполагать некоторую изменчивость среды доманикового бассейна.

Так, в момент отложения известковых илов, относительно бедных органическим веществом, сколько-нибудь заметного сероводородного брожения в придонных слоях воды не могло быть. Это подтверждается многочисленностью бентальных форм, остатки которых встречаются главным образом в известняках, реже — в мергелях и исключительно редко — в горючих сланцах. Среди бентальных форм наиболее часто встречаются брахиоподы¹: *Liorhynchus*, *Lingula*, реже — *Hypotiridina*, *Eoreticularia*, *Atrypa*, *Chonetipustula*, *Discina*, а среди пелеципод преобладают *Buchiola*, *Pterochaenia*, реже отмечаются *Paraptix*, *Leptodesma*, *Aktinopteria*, *Ontaria* и др. Однако нельзя утверждать и о нормальном газовом режиме в доманиковом бассейне этого периода развития, так как в породах совершенно отсутствуют кораллы, мшанки, а среди брахиопод преобладают мелкорослые беззамковые формы с гладкими раковинами.

В период отложения осадков, богатых органическим веществом, обстановка доманикового бассейна, по всей вероятности, несколько менялась. Об этом свидетельствует преобладание в горючих сланцах планктонных организмов, главным образом остатков птеропод (*Styliolina*, *Tentacu-*

¹ По данным Г. П. Батановой.

lites), местами переполняющих породу. Можно предполагать, что отложения больших количеств органического вещества и разложение его при захоронении приводило к образованию в иле сероводорода, который частично диффундировал в придонные слои воды. Это обусловило почти полное исчезновение бентоса и создало, вероятно, несколько большую кислотность среды. В результате могло произойти частичное растворение карбонатного ила и известковых скелетов организмов.

Обстановка осадкообразования в доманиковом бассейне в пределах Татарии и прилегающих к ней районов была неодинаковой. Это подтверждается изменением литологического состава доманиковой свиты, ее фаунистического комплекса и мощностей. Так, на юго-востоке Татарии (пос. Бавлы), в прилегающем к ней с юга Бугурусланском районе Чкаловской области и в южной части (сс. Голюшурма и Бураново) Удмуртской АССР, доманиковая свита складывается в основном чистыми известняками. Прослои мергелей и горючих сланцев присутствуют среди них лишь в подчиненном количестве. Все породы, особенно известняки, содержат характерный для доманика комплекс фауны, который в указанных районах отличается многочисленностью и разнообразием брахиопод: *Liorhynchus*, *Chonetipustula*, *Atrypa*, *Discina*, *Chonetes*, *Athyris*, *Lingula*, а также присутствием гониатитов и даже криноидей (единственная находка членика линии у пос. Бавлы).

В направлении на запад глинистость пород доманиковой свиты увеличивается, уменьшается роль известняков вообще и чистых известняков в частности, возрастает значение мергелей и горючих сланцев, появляются прослои аргиллитов. Из брахиопод здесь встречаются лишь *Liorhynchus*, *Lingula*, редко *Atrypa*, *Chonetipustula*, возрастает роль *Buchiola*, *Pterochaenia*. Гониатиты представлены многочисленными *Bactrites* и единичными *Gephyroceras*. В направлении с востока на запад отмечается и некоторое возрастание мощности свиты, обусловленное увеличением в ее составе количества терригенного материала (большая скорость накопления осадка).

На основании сказанного можно предполагать, что в пределах Татарии отложение осадков в доманиковое время происходило в условиях переходной зоны от относительно глубокого моря на востоке — к областям, более близким к зоне побережья — на западе. Это подтверждается и увеличением в направлении с востока на запад содержания в породах как обломочного материала в целом, так и некоторым увеличением выхода тяжелых фракций (без учета пирита). По минералогическому составу последних трудно судить об источниках сноса, так как количественное содержание терригенных минералов в них ничтожно мало. Абсолютное содержание таких минералов, как черных рудных, группы эпидот-цонзита, циркона, роговых обманок, остается довольно постоянным или несколько увеличивается в направлении с востока на запад. Однако вследствие резкого возрастания в этом направлении содержания анатаза их процентное содержание в тяжелых фракциях из пород западных районов является сильно заниженным и непоказательным. Заслуживает некоторого внимания появление большого количества хлорита и хлоритоида в тяжелых фракциях из доманиковых пород Камско-Устьинского района и возрастание в них содержания магнетита. Увеличение глинистости, степени окремнения и обогащения пород органическим веществом, а также некоторое увеличение мощности свиты с востока на запад заставляет предполагать, что берег доманикового моря, т. е. основной источник сноса находился где-то на западе. Такое предположение в какой-то мере подтверждается наличием в это время перерыва в осадконакоплении в районе г. Сызрани. По данным С. Г. Саркисяна и Г. И. Теодоровича (1949), этот перерыв связан с поднятием местности и регрессией морских вод.

Преобладание известняков в разрезе доманиковой свиты свидетельствует о том, что основным процессом осадкообразования в доманиковом время было накопление известкового ила в результате выпадения из морских вод карбоната кальция в виде «микрочернистого CaCO_3 » (Теодорович, 1941), состоящего из мельчайших зернышек (0,01 мм). Наличие небольшой, но постоянной примеси доломита в породах доманиковой свиты заставляет предполагать образование небольших количеств доломита в илу в раннюю стадию диагенеза, когда протекало замещение им карбоната кальция. Этому способствовало повышенное парциальное давление CO_2 , присутствие $(\text{NH}_4)_2\text{CO}_3$ и высокой щелочной резерв (8,9), обусловленный растворением части CaCO_3 ила углекислотой разлагающегося органического вещества.

Одновременно с накоплением известкового ила в доманиковом бассейне шло постоянное отложение глинистого вещества и весьма незначительных количеств песчано-алевритового материала, приносимых с запада. Из этого же района, повидимому, поступали и коллоидальные растворы кремнекислоты, на что указывает наиболее сильное развитие процессов окремнения в западных районах Татарии. О сингенетическом отложении кремнезема свидетельствует повсеместно выдержанное окремнение пород доманиковой свиты, особенно нижней ее части при почти полном отсутствии выделений кремнезема в выше- и нижележащих образованиях. Кроме того, характерна и форма нахождения кремнезема, который, будучи представлен опалом, настолько тонко импрегнирует породу, что часто совершенно неразличим под микроскопом и обнаруживается только путем химических анализов. Н. М. Страхов (1939) на основании изучения доманиковой фации на Южном Урале пришел к выводу, что кремнезем был внесен в породы доманиковой свиты в процессе седиментации с континента, расположенного на западе.

Несколько иные взгляды были ранее высказаны А. А. Варовым (1934) и Г. И. Теодоровичем (1935), которые видели первоисточники кремнезема в остатках организмов с кремневым скелетом. Разложение последних, по мнению Теодоровича, «сопровождалось химическим выпадением его (кремнезема.— Д. Т.) в виде геля». Возможно, что некоторая доля правды и есть в предположении этих исследователей, однако трудно себе представить присутствие таких громадных количеств кремнезема в морской воде только за счет разложения кремневых скелетов. Более вероятно предположение о привносе кремнезема слабо щелочными или нейтральными водами с континента главным образом в коллоидальном состоянии — под защитой органических коллоидов. Это способствовало широкому территориальному распространению кремнезема в доманиковом бассейне. Однако под влиянием солей морской воды, преимущественно NaCl , происходили разрушение этих комплексов, коагуляция и осаждение как кремнезема, так и органического вещества, что, повидимому, и обусловило нахождение их в осадке в дисперсно-рассеянном состоянии.

Основная масса кремнезема, вероятно, выпадала в осадок в основном в западной и центральной Татарии. Это и обусловило более сильное окремнение пород доманиковой свиты в этих районах. При накоплении осадка в более глубоких слоях ила, имеющих повышенное значение pH, кремнезем вновь приобретал подвижность и частично переходил в раствор, циркулирующий в толще осадка, или раскристаллизовывался.

Большую роль в образовании осадков доманикового бассейна играло органическое вещество, придавшее образованиям доманиковой фации специфический характер. Высокое содержание его в доманиковой свите зависит в основном от двух факторов: от обогащенности доманикового бассейна органическим веществом и от наличия благоприятных условий для его накопления.

Богатое развитие органической жизни в доманиковом бассейне подтверждается многочисленными остатками птеропод — организмов метатрофных, существование которых невозможно без широкого развития фитопланктона. Накопление органического вещества происходило как за счет разложения остатков фауны (главным образом птеропод), фитопланктона и других растительных остатков, в основном водорослей, так и за счет привнесенных коллоидов и растворенного органического вещества. Относительно роли последних Н. М. Страхов (1939) приводит весьма интересные данные С. А. Зернова (1934), который указывал, что «в воде Кильской бухты содержится в 1 л воды до 13 мг органического углерода, для сжигания которого требуются 37 мг кислорода». В то же время «для сжигания всех водорослей, живущих в 1 л, надо только 0,092 мг кислорода». Органические коллоиды, вносимые в море, по данным С. А. Зернова, составляют в среднем 11% солевого состава, вносимого в бассейн ежегодно. Наибольшее содержание растворенного и коллоидального органического вещества, а также планктона, по указанию Н. М. Страхова (1939), следует ожидать на участках, более близких к берегу. По всей вероятности, этим и объясняется увеличение количества горючих сланцев в разрезе доманиковой свиты в западных районах Татарии.

Сохранению и увеличению концентрации органического вещества в отлагающемся осадке способствовало: а) образование комплексных коллоидов из органического вещества и кремнезема, что придавало органическому веществу большую устойчивость и способствовало его отложению; б) недостаток кислорода в придонном слое воды, что замедляло разложение органического вещества; в) замедленное накопление осадка, на что указывает макрослонистость пород и тонкость отлагавшегося материала.

С момента захоронения органического вещества в осадке начиналось его преобразование. Часть его разлагалась с образованием аммиака и аммиачных соединений, сероводородной и жирных кислот и т. д. Другая часть в результате ряда сложных процессов (полимеризации и др.) преобразовалась с возникновением нерастворимых компонентов органического вещества. Третья часть органического вещества, «захороненного» в осадке, преобразовалась в битум.

Изучение особенностей распределения и форм нахождения органического вещества в породах под микроскопом, а также химические анализы его позволили утверждать, что доманиковые отложения являются примером нефтепроизводящей свиты.

Содержание органического вещества возрастает до определенных пределов с увеличением роли глинистого вещества. Породы, содержащие 30—35% минеральных нерастворимых компонентов, отличаются наиболее высоким содержанием органического вещества, достигающим 33—52%. При дальнейшем возрастании глинистости пород содержание органического вещества постепенно уменьшается (до 6—7%).

Органическое вещество в изучаемых отложениях встречается главным образом в дисперсно-рассеянном телевидном состоянии, что и обуславливает темную окраску пород, битуминозный запах и в некоторых случаях их способность гореть. Иногда на поверхности керна наблюдаются «выпоты» густого битума. Подобная же битуминозная масса была встречена неоднократно внутри раковин брахиопод.

Степень восстановленности битумов в пределах Татарии неодинакова. Наиболее восстановленными являются битумы из пород доманиковой и мендымской свит юго-восточных районов Татарии и наименее — битумы из доманиковых пород западных районов, особенно из района пос. Камское Устье; однако все они битумы нефтяного ряда.

Процессы миграции битумов происходили в доманиковых породах, вероятно, в небольших масштабах. Миграции препятствовала низкая пори-

стость пород как доманиковой свиты — 0,9—5,3%¹, так и вмещающих ее образований. Кроме того, в условиях возрастающего давления, восстановительной среды и при наличии продуктов разложения органического вещества в осадке протекали процессы, которые сводились в основном к перекристаллизации, раскристаллизации, окремнению, пиритизации и битуминизации.

В большинстве случаев эти процессы происходили одновременно или в той или иной мере накладывались один на другой. Процесс перекристаллизации является наиболее характерным для пород доманиковой свиты. Он протекал главным образом в стадии раннего диагенеза при уплотнении осадка. Широкое развитие его привело к образованию зернистых разностей пород и к замещению раковин крупно- и среднезернистым кальцитом. В несколько меньшей степени процессы перекристаллизации наблюдаются в осадках, по составу соответствующих мергелям и горючим сланцам и в значительно меньшей мере аргиллитам. По разрезу степень перекристаллизации возрастает соответственно с уменьшением глинистости пород снизу вверх — от саргаевской свиты к мендымской.

Более поздним является процесс кальцитизации, выразившийся в vyplнении трещин в уже затвердевшем осадке карбонатом кальция, выпавшим из растворов. Процессы раскристаллизации, происходившие в доманиковых отложениях, проявились главным образом в глинистых осадках, обусловив возникновение тонкочешуйчатой структуры глинистого материала и раскристаллизацию кремнезема. Наиболее полной раскристаллизации, а впоследствии и перекристаллизации подвергался кремнезем вторично переотложенный и в значительно меньшей степени — дисперсно-рассеянный. В том и другом случаях наблюдаются постепенные переходы от опала к халцедону и кварцу. Однако переотложенный кремнезем, образующий более крупные скопления, представлен в основном кварцем, а кремнезем, дисперсно-рассеянный — опалом и халцедоном (пос. Аксубаево, обр. 100). Наиболее сильно окремнению были подвергнуты известняки и горючие сланцы, слагающие нижнюю часть доманиковой свиты центральных и западных районов Татарии, где в некоторых прослоях кремнезем составляет 94,31% (пос. Камское Устье, обр. 36 в). Степень окремнения постепенно уменьшается с увеличением глинистости пород.

Процессы пиритизации в доманиковых отложениях пользуются широким распространением. Образование пирита, повидимому, началось в раннюю стадию диагенеза, чему способствовало наличие продуктов разложения органического вещества, в частности H_2S и HS . Пирит, образовавшийся в раннюю стадию диагенеза, представляет собой тонкорассеянные, мелкие ($< 0,01$ мм) образования обычно округлой формы, особенно многочисленные в глинистых разностях пород. Процесс пиритизации продолжался и в более поздние периоды формирования пород. Об этом свидетельствуют более крупные выделения пирита неправильной формы, со следами кристаллографических граней, в большинстве случаев приуроченных к сильно перекристаллизованным участкам породы и остаткам фауны. Нередко встречаются биоморфозы (обычно зооморфозы) пирита по органическим остаткам. Пиритизация пород в более поздние периоды их формирования указывает на сохранение восстановительных условий в толще доманиковых пород в течение длительного периода диагенеза.

Однако этим не исчерпываются все проявления вторичной минерализации пород доманиковой свиты. Известны случаи нахождения в них галенита, описанные Л. М. Миропольским (1951), который отмечал, что галенит в керне битуминозных известняков образует мелкие скопления типа секретионных выделений. Причем в одних случаях он выделялся не-

посредственно на стенках полостей, а в других — на поверхности ранее выделившихся ромбоэдров кальцита.

В заключение следует еще раз отметить, что обстановка накопления осадка и формирования пород доманиковой свиты являлась весьма благоприятной для накопления, захоронения и дальнейшего преобразования органического вещества в сторону битумо- и нефтеобразования. Этому способствовали в основном илистый характер осадков, обилие в бассейне планктона и наличие восстановительной обстановки как в период накопления осадка, так и в период диагенеза при постепенно возрастающем давлении вышележащих пород.

ЛИТЕРАТУРА

- Варов А. А. К литологии отложений доманиковых сланцев Д₃ западного склона Южного Урала. «Нефть. хоз-во», 1934, № 7.
Зернов С. А. Общая гидробиология, 1934.
Миропольский Л. М. Галенит в девонских отложениях на востоке Татарии. ДАН СССР, т. 78, 1951, № 4.
Саркисян С. Г. и Теодорович Г. И. Обзор фаций девонских отложений Волго-Уральской области. «Сов. геол.», сб. 38, 1949.
Страхов Н. М. Доманиковая фация Южного Урала. «Тр. Ин-та геол. наук АН серия геол.», вып. 16, 1939, № 6.
Теодорович Г. И. К литологии девонских отложений западного склона Южного Урала. «Зап. Минерал. об-ва», т. 64, 1935, № 2.
Теодорович Г. И. О некоторых условиях накопления органического вещества в связи с образованием доманиковых отложений Южного Урала. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1941, № 3.

¹ По данным В. И. Тропольского.

Е. Т. ГЕРАСИМОВА

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕНДЫМСКИХ, АСКЫНСКИХ И ФАМЕНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОКА ТАТАРСКОЙ РЕСПУБЛИКИ

Карбонатные отложения, залегающие в пределах востока Татарии, выше доманиковой свиты, охватывают разрез верхнего девона от мендымской свиты до верхов фаменского яруса. Среди них выделяются снизу вверх образования мендымской, аскынской свит и фаменского яруса.

Особого внимания заслуживают осадки мендымской свиты, обладающие рядом характерных особенностей доманиковой фации. Мендымская свита относится к верхней половине среднефранского подъяруса, соответствующая биостратиграфической зоне *Manticoceras intumescens* Вегг. Нижняя граница ее на территории востока Татарии, помимо изменения комплекса фауны, в ряде случаев четко отбивается по подошве прослоя брекчий (сс. Калмашево, Токмак, Акташ и др.). На электрокаротажных диаграммах это выражается сменой высоких сопротивлений (до 1200 ом/м) пород доманиковой свиты, пониженными сопротивлениями (до 250 ом/м), характерными для нижних горизонтов мендымских отложений. Кровля мендымской свиты устанавливается по основанию брекчиевидных известняков с прослоями известняковых брекчий (сс. Ивановка, Тукмак, Ст. Маврино и др.) или углисто-мергельной пачки на западе Татарии (с. Верхний Услон, пос. Камское Устье), лежащих в подошве аскынской свиты. По электрокаротажным данным, верхняя граница мендымской свиты довольно отчетливо в большинстве скважин отбивается по кровле пачки высоких сопротивлений (до 500—800 ом/м), выделяющейся как электрорепер $R_p - D_3 - d$. Мощность мендымской свиты на востоке Татарии колеблется от 21 (у с. Крым-Сарай) до 75 м (у сс. Акташ, Шугурово), значительно при этом увеличиваясь на запад (до 182 м у пос. Камское устье).

Отложения мендымской свиты представлены довольно однообразным комплексом карбонатных пород, прослоями обогащенных глинистым материалом, органическим веществом и содержащих многочисленные остатки микро- и макрофауны. Среди микрофауны развиты *Rectangulina*, *Lagenidae*, *Saccamminidae* (*Parathurammia*, *Vicinesphaera*), почти отсутствующие в нижележащих доманиковых отложениях. Кроме того, по сравнению с доманиковой свитой многообразнее становятся брахиоподы, появляются руководящие для пород мендымской свиты гоннатиты (*Manticoceras intumescens* Вегг.). Наряду с этим птероподы (*Tentaculites*, *Styliolina*), играющие главную роль в породах доманика, теряют свое ведущее значение, почти совершенно исчезают *Pterochaenia*, уменьшается роль *Buchiola* (Антропов, 1950; Батанова и Солонцов, 1950; Батанова, 1953; Данилова и Герасимова, 1954).

Среди образований мендымской свиты выделяются известняки, мергели, редкие прослои горючих сланцев, известняковых брекчий и аргиллитов. Преобладающее значение принадлежит обычно темноокрашенным, битуминозным известнякам. Они нередко перекристаллизованы, содержат вторичные выделения кальцита по трещинкам, пустотам, остаткам фауны, а также скрытокристаллические стяжения пирита, рассеянные по всей породе или в виде «корочек» покрывающие обычно органические остатки. Наряду с этим отмечаются обособленные включения пирита в форме кубов, скопления кварца, опала, в отдельных скважинах вторичные выделения халькопирита (сс. Калмашево, Акташ и др.), сфалерита и глаукогонита (с. Акташ).

По структурным особенностям среди известняков выделяются зернистые, органогенные и брекчиевидные разности. Первые из них пользуются наибольшим распространением по всему разрезу мендымской свиты, в то время как два последних типа известняков отмечаются в виде отдельных прослоев, чаще приуроченных к нижним горизонтам данных отложений. Среди зернистых известняков главная роль принадлежит пелитоморфным, тонко- и мелкозернистым разностям. Основная масса в них представлена агрегатом кальцита с величиной зерен меньше 0,005 мм — в пелитоморфных и около 0,02 мм — в мелкозернистых известняках. Иногда встречаются среднезернистые разности, размер зерен которых колеблется от 0,13 мм до 0,5 мм. Вследствие последующих процессов перекристаллизации в указанных известняках отмечаются обособленные участки мелко- и среднезернистого кальцита в пелитоморфных, а также средне- и крупнозернистых агрегатов его в мелкозернистых разностях. Помимо этого, многообразие явлений перекристаллизации приводит к образованию неравнозернистых известняков, состоящих также из агрегата кальцита, но с размером зерен от менее 0,01 до 0,7 мм. В указанных разностях известняков зерна кальцита обладают чаще всего ангедральной формой. В более крупных из них нередко присутствуют реликтовые скопления пелитоморфного кальцита, глинистый материал и органическое вещество, захваченные при росте зерен. В промежутках между зернами кальцита отмечается нередко изотропный глинистый материал, участками раскристаллизованный до агрегатов спутанночешуйчатой структуры. Совместно с ним находятся скопления органического вещества в форме хлопьевидных сгустков темнобурого цвета, обрывков кутикулы и других тканей, а также выделения пирита в тонкорассеянном состоянии и в виде кристаллических сростков. Наряду с этим наблюдаются ромбодры доломита, содержание которых сравнительно невелико и лишь в доломитовых известняках достигает 37,6%. Нередко встречаются органические остатки, сильно измененные процессами раскристаллизации, перекристаллизации и окремнения. Среди них различают мелкие фораминиферы, остракоды, створки брахиопод, трубчатые водоросли, сохранившиеся в виде биоморфов кальцита.

Органогенные известняки состоят из многочисленных остатков фауны, среди которых различимы обломки створок брахиопод, остракод, птеропод, фораминифер, строматопоры, членики криноидей, тонкие трубчатые водоросли. Слагаются они волокнистым, мелко- и среднезернистым кальцитом, а также иногда опалом и халцедоном. Сцементированы эти остатки неравнозернистым кальцитом, среди которого встречаются крупные кристаллы последнего (иногда до 1 мм в сечении). Здесь отмечаются отдельные участки, состоящие нередко из ромбодров доломита размером от 0,05 до 0,3 мм. В этих известняках есть скопления и тонкие прослои бурого органического вещества, находящегося в тесной смеси с глинистым материалом, а также тонкорассеянные выделения пирита. Среди органогенных разностей выделяются известняки строматопоровые, птеро-

подовые, водорослевые, наблюдающиеся большей частью в нижних горизонтах мендымской свиты.

Помимо указанных разностей, встречаются известняки брекчиевидной структуры, по внешнему виду напоминающие типичные брекчии. Они обычно пятнистые, доломитовые, глинистые, с трещинами, выполненными кристаллическим вторичным кальцитом. Брекчиевидность этих пород обязана процессам перекристаллизации, битумизации и доломитизации. В результате этого обособляются отдельные уплотненные участки различной величины и формы, сложенные пелитоморфным, тонкозернистым агрегатом кальцита. Остальная масса породы, как бы цементирующая эти участки, оказывается перекристаллизованной в более крупнозернистый агрегат кальцита с величиной зерен до 0,6 мм. Совместно с кальцитом здесь присутствуют зерна доломита, нередко в виде ромбоэдров. Содержание их в некоторых прослоях достигает 40—45%. Наряду с этим отмечаются дисперсно-рассеянное органическое вещество в смеси с глинистым материалом и крупные скрытокристаллические агрегаты пирита. Иногда охарактеризованные выше известняки участками бывают сильно окремнелыми и даже частично переходят в кремнь. При этом они слагаются кремнеземом, органическим веществом и реликтовым тонкозернистым кальцитом. Кремнезем представлен обычно опалом, раскристаллизованным преимущественно до тонкозернистого кварца и содержит выделения халцедона. Он присутствует в виде стяжений, выполняет трещинки, а также нередко импрегнирует глинисто-битуминозную массу породы, которая окрашена в желто-бурый цвет и более или менее густо насыщена зернами кальцита пелитовой размерности. К последнему присоединяются мелкий органический шлам и органические остатки, замещенные кальцитом.

По составу среди известняков, за исключением окремнелых, в зависимости от слагающих их карбонатного, глинистого и органического вещества, как и в доманиковой свите, выделяются известняки, известняки глинистые и известняки сапропелевые. Для двух последних разностей характерно повышенное содержание глинистого материала (от 6 до 22%), а сапропелевым известнякам свойственно также значительное скопление органического вещества, иногда достигающее 13% (табл. 1)¹.

По сравнению с доманиковыми известняками указанные породы отличаются увеличением карбонатного материала и соответственно уменьшением содержания глинистого, органического вещества. Распространенность отмеченных разностей известняков неодинаковая. Так, роль глинистых и сапропелевых разностей возрастает вверх по разрезу мендымской свиты. Подобная закономерность улавливается и в пространстве: в более западных районах Татарии (с. Аксубаево) среди известняков преобладают сапропелевые и глинистые разности.

Наряду с известняками в отложениях мендымской свиты прослеживаются прослои мергелей. Они пользуются наибольшим распространением в составе средних и верхних горизонтов свиты. Мергели представляют собой темносерые, почти черные породы, изредка пятнистоокрашенные, обычно битуминозные, пиритизированные, участками перекристаллизованные, окремнелые, содержащие на плоскостях наложения остатки брахиопод и птеропод. Встречаются прослои мергелей (с. Калмашево), разбитые сетью трещин высыхания, пересекающихся под углом 45—90° и выполненные вторичным средне- и крупнозернистым кальцитом. Подобные породы приурочены к нижним и верхним горизонтам мендымской свиты.

Микроскопическое изучение мергелей показало, что для них характерна пелитоморфная, тонкозернистая структура. Они слагаются карбонат-

ным, глинистым материалом и органическим веществом, находящимися в тесной смеси друг с другом. Карбонатный материал представлен пелитоморфным, тонкозернистым агрегатом кальцита. Скопление более крупных индивидуумов (от 0,02 до 0,4 мм) зависит от степени перекристаллизации породы. Форма зерен кальцита чаще изометричная. Изредка среди основной массы кальцита отмечаются отдельные ромбоэдры доломита. Глини-

Таблица 1

Компонентный состав известняков

№ образца	Место взятия (селение)	Глубина, м	Содержание, %		
			карбонатный материал	минеральный нерастворимый остаток	органическое вещество
Известняки					
13	Бураново	1868,1—1873,6	92,57	3,68	3,75
562	Шугурово	1464,0—1473,25	95,03	3,40	1,57
14	Аксубаево	1811,80	94,46	1,85	3,69
Известняки глинистые					
10	Бавлы	1561,94	91,13	8,55	0,32
14	"	1563,69	93,34	6,01	0,65
17	"	1563,96	89,83	9,98	0,19
19	Аксубаево	1834,60	90,68	8,05	1,27
28	Камское Устье	1562,10	91,65	7,65	0,70
32	"	1573,68	89,14	9,62	1,24
16	Токмак	1445,0—1452,0	87,94	11,30	0,76
17	"	1462,5—1474,0	75,46	22,04	2,50
12	Акташ	1551,5—1553,0	79,52	18,10	2,38
16	"	1557,5—1558,0	86,81	10,18	3,01
56	"	1647,0—1618,0	78,29	18,46	3,25
26	"	1502,43	86,08	12,32	2,37
18	Боровка	1712,00	83,10	16,90	0,80
Известняки сапропелевые					
13	Аксубаево	1810,0	70,52	16,50	12,98

стый материал слабо раскристаллизован в тонкочешуйчатые агрегаты глинистых минералов. Органическое вещество в мергелях встречается обычно в дисперсно-рассеянном телевидном состоянии и реже — в форме ступков и прожилок. Наряду с этим в мергелях отмечаются: а) кластический материал, представленный зернами кварца, полевых шпатов, черных рудных минералов, циркона, турмалина и др.; б) тонкорассеянный пирит и реже — обособленные кристаллы его в форме куба и октаэдра; в) выделения кремнезема в виде опала и мелкозернистого кварца, участками равномерно пронизывающего породу или выполняющего полости раковинкообразных вторичного кальцита, параллельные друг другу или пересекающиеся под острыми углами.

Мергели, как правило, обогащены терригенным материалом и органическим веществом, но концентрация этих компонентов значительно меньшая, чем в мергелях доманиковой свиты. Среди мергелей выделяются

¹ Химические анализы производились в химической лаборатории Геологического института Казанского филиала АН СССР и Т. Е. Даниловой.

мергели и сапропелевые мергели со скоплением в последних органического вещества от 7,5 до 12,4%. Компонентный состав мергелей дан в табл. 2.

В единичных прослоях, встречающихся в верхней половине мендымской свиты, присутствуют горючие сланцы. Для них характерны темносера, почти черная окраска, сильная битуминозность, тонкая слоистость. Они состоят из глинистого, карбонатного материала и органическим веществом. При этом карбонатный материал, представленный в основном пелито-

Таблица 2

Компонентный состав мергелей

№ образца	Место взятия (сечение)	Глубина, м	Содержание, %		
			карбонатный материал	минеральный нерастворимый остаток	органическое вещество
Мергели					
13	Бавлы	1563,30	64,88	30,29	4,83
21	Аксубаево	1839,8	71,28	26,66	2,06
200а	Калмашево	1621,5 — 1623,5	58,00	37,69	4,31
200	"	"	53,71	42,11	4,18
15	Токмак	1522,75—1524,0	52,86	43,50	3,64
45	Акташ	1608,32—1609,0	55,66	39,82	4,52
47	"	1609,0	47,26	47,80	4,94
17	"	1490,40	74,36	24,16	1,48
Мергели сапропелевые					
6	Ивановка	1582,60	65,26	27,22	7,52
12	Аксубаево	1809,00	57,65	29,90	12,45
26	Камское Устье	1561,90	49,25	39,25	11,50
50*	Акташ	1639,0—1641,5	9,90	78,85	11,25
53*	"	1644,7—1645,0	21,51	68,05	10,44
54	"	1645,1—1645,5	54,30	44,05	10,25

* Окремненные разности мергелей.

морфным кальцитом, составляет не более 30,5%. На долю глинистого материала приходится 40—56%. Органическое вещество, обычно дисперсно-рассеянное среди карбонатно-глинистого материала, отмечается также в виде линзовидных образований буровато-желтого цвета, изотропных, расположенных вдоль плоскостей наложения. Содержание его достигает почти 30% (табл. 3).

Среди указанных пород мендымской свиты, в ее нижних горизонтах, присутствуют прослои брекчий (сс. Токмак, Акташ, Калмашево и др.), состоящие из угловатых обломков известняков, изредка доломитов, обычно зернистой структуры, изредка органогенно-детритусовой. Обломки сцементированы карбонатно-глинистым материалом, сравнительно равномерно обогащенным органическим веществом и содержащим иногда обломочный материал в виде зерен кварца, полевых шпатов, черных рудных минералов и др.

Кроме описанных пород, в мендымских отложениях весьма редко присутствуют аргиллиты, встреченные лишь в районе с. Калмашево. Они представляют собой коричневые, темносерые, тонкослоистые породы, участками с примесью алевроитового материала. Основную массу в них составляет изотропный глинистый материал, участками слабо раскры-

сталлизованный в тонкочешуйчатые агрегаты глинистых минералов. Среди этой массы в качестве примеси отмечаются тонко- и мелкозернистый кальцит, доломит, часто в кристаллах правильной ромбоэдрической формы. Кроме того, наблюдаются выделения органического вещества обычно в виде линзовидных скоплений, приуроченных к плоскостям наложения, а также пирит, выделения которого аналогичны указанным в мергелях. Кластический материал представлен редкими зернами кварца, черных рудных минералов, цирконом, турмалином.

Таблица 3

Компонентный состав горючих сланцев

№ образца	Место взятия (сечение)	Глубина, м	Содержание, %		
			карбонатный материал	минеральный нерастворимый остаток	органическое вещество
14	Мордовский Акташ	1462,20	26,79	56,12	17,09
27	Камское Устье	1562,00	30,51	40,20	29,29

Большинство пород мендымской свиты характеризуется сравнительно высоким содержанием нерастворимых остатков — от 0,42% в известняках и до 56,12% в горючих сланцах. В состав нерастворимых остатков входит в основном пелитовый материал, а песчано-алевритовые фракции составляют, как правило, около 1%.

Выход тяжелых минералов из песчано-алевритовых фракций, выделенных в тяжелых жидкостях (бромформ, жидкость Туле) с удельным весом около 2,9, колеблется от 0,03 до 50,02% (среднее содержание 12,23%¹). Повышенный выход тяжелых фракций обусловлен концентрацией в них пирита (до 50,5%) и гидрогетита (до 3,7%).

Содержание терригенных минералов в тяжелых и легких фракциях колеблется от 0,01 до 2,03%. При этом некоторое возрастание выхода их отмечается в более западных районах Татарии (пос. Камское Устье).

В минералогическом составе песчано-алевритовых фракций был установлен довольно сложный, сравнительно выдержанный комплекс минералов. По данным Т. Е. Даниловой, среди тяжелых и легких фракций выделяются 39 минералов. В зависимости от происхождения они подразделяются на три категории.

1. Терригенные минералы, к которым относятся группа черных рудных минералов (магнетит, титаномагнетит, ильменит), группа граната (гроссуляр, альмандин, уваровит), группа эпидота (эпидот, цоизит, клиноцоизит), циркон, турмалин, группа титаносодержащих минералов (титанит, рутил, анатаз, брукит), группа шпинели (пикотит), группа слюд (биотит, мусковит, зеленая слюда), хлорит, хлоритоид, группа амфиболов (обыкновенная зеленая роговая обманка, актинолит, арфведсонит), корунд, ставролит, дистен, диопсид, барит, апатит, кварц, группа полевых шпатов (ортоклаз, микроклин и плагиоклазы).

2. Син-диагенетические минералы, представленные в основном пиритом, частично опалом и глауконитом.

3. Эпигенетические минералы, как, например, лейкоксен, гидрогетит, частично опал, халцедон, а также иногда кварц и глауконит.

¹ В дальнейшем изложении приводится среднее содержание тяжелых и легких минералов.

Количественная распространенность указанных минералов весьма различная. Так, к ведущим минералам в тяжелых и легких фракциях с содержанием более 10% относятся: группа черных рудных минералов (44,5%) группа эпидот-цоизита (12,5%), циркон (10%), группа полевых шпатов (25,1%), кварц (18,4%). Второстепенные минералы (1—10%), весьма характерные для пород мендымской свиты, представлены обыкновенной роговой обманкой (6,6%), анатазом (5,3%), турмалином (4,5%), мусковитом (1,3%), группой граната (2,0%), рутилом (1,3%), корундом (1,5%) и опалом (1,2%). Все остальные минералы встречаются в единичных зернах и относятся к группе аксессуарных (<1%).

Минералогический состав тяжелых и легких фракций из мендымских образований аналогичен отложениям доманиковой свиты. Наблюдается лишь небольшое отличие в распространенности некоторых тяжелых и легких минералов. Так, снижается роль анатаза, корунда и соответственно с этим возрастает содержание группы черных рудных минералов, эпидота, глауконита, полевых шпатов, кварца. Эти данные до некоторой степени позволяют предполагать наличие в доманиковом и мендымское время близкого источника питания. Терригенный материал, надо полагать, был принесен с запада и частично с северо-запада. Это подтверждается повышением в этом направлении содержания в породах глинистого материала, сказавшегося в возрастании прослоев глинистых известняков, мергелей, в появлении аргиллитов, а также в увеличении выхода песчано-алевритовых фракций и тяжелых минералов в них.

Таким образом, основные черты литологического строения пород мендымской свиты востока Татарии определяются признаками, характерными для доманиковой фации. Как нами отмечалось ранее (Данилова и Герасимова, 1954) к числу их относятся: а) трехкомпонентный состав всех литологических типов пород, представленных карбонатным, глинистым материалом, находящимся в различных количественных соотношениях; б) значительное содержание в породах органического вещества и связанная с этим их значительная битуминозность и темная окраска; в) тонкое переслаивание пород и постепенный переход одного литологического типа в другой, например, почти чистых известняков в мергели, а сапропелевых разностей их в горючие сланцы; г) доминирующая роль пелитового материала в составе нерастворимых остатков при подчиненном значении песчано-алевритовых фракций.

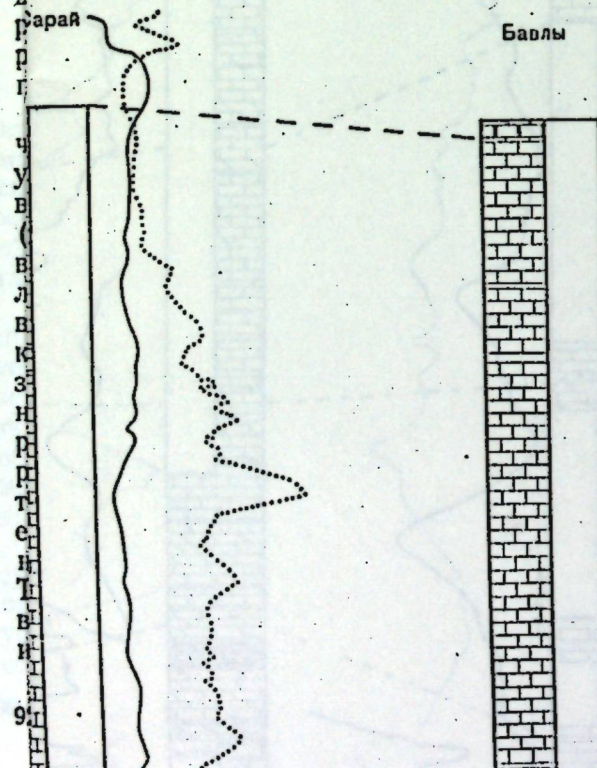
Для отложений мендымской свиты в пределах востока Татарии отмечаются определенные закономерности в распределении по разрезу и приуроченности к определенным районам исследования охарактеризованных выше типов пород. Так, нижние горизонты мендымской свиты слагаются (рис. 1 и 2) почти везде в пределах востока Татарии преимущественно известняками со свойственной им органогенной (строматопоровые, водорослевые и др.), брекчиевидной и реже зернистой структурами. Иногда известняки содержат прослои известняковых брекчий и мергелей с трещинками высыхания. Вверх по разрезу мендымских образований отмечаются заметное увеличение глинистости пород и некоторое обогащение их органическим веществом. Это приводит к появлению в средних и верхних горизонтах известняков глинистых и сапропелевых, а также мергелей и редких прослоев горючих сланцев. Данная часть разреза мендымской свиты по своему составу и структурно-текстурным особенностям слагающих ее пород близка к отложениям доманиковой свиты. Одновременно с этим в направлении с востока на запад и с юга на север на территории востока Татарии происходит заметное обогащение пород глинистым материалом, выражающееся в увеличении прослоев глинистых известняков, мергелей и изредка в появлении в разрезе мендымской свиты аргиллитов.

На карбонатной толще пород мендымской свиты местами с явными

Луговое

Ивановка

Крым



следами размыва, выразившимся на востоке Татарии наличием в основании вышележащих отложений прослоя брекчий, залегают верхнефранские образования. Они пользуются в пределах Татарии широким распространением и выделяются под названием аскынской свиты. К сожалению, неполная документация керном данных отложений лишает возможности с должной детальностью выявить литологические особенности и фациальные изменения их, а также отбить границы аскынской свиты с ниже- и вышележащими образованиями. Так, если нижняя граница ее сравнительно четко устанавливается, как отмечалось выше, по пачке брекчиевидных известняков с прослоями известняковых брекчий, а на электрокаротажных диаграммах по кровле репера $R_p - D_3 - d$, то верхняя граница проводится весьма условно как по литологическим, так и по электрокаротажным данным. Она отбивается по появлению в разрезе доломитов с линзами ангидритов, характерных для фаменского яруса (задонско-елецкие слои). Мощность аскынской свиты в пределах востока Татарии колеблется от 60 до 140 м (см. рис. 1, 2).

Аскынская свита складывается в основном известняками с прослоями мергелей и известняковых брекчий. Наряду с отмеченными породами в отдельных скважинах (пос. Шугурово, с. Алтунино) наблюдаются прослои доломитов с линзами ангидритов.

Известняки обычно обладают серой и темносерой окраской. Для них характерны неравномерное содержание глинистого материала, обособляющегося нередко в тонкие, быстро выклинивающиеся прослои, перекристаллизованность, слабая битуминозность и наличие вторичных выделений кальцита и пирита. И. А. Антропов (1950) и Г. П. Батанова (1953) указывают для известняков характерный комплекс фауны брахиопод (*Productella murchisonianus* Kon., *Gypidula askynica* Nal., *Pugnoides triaequalis* Goss., *Cyrtospirifer markovskii* Nal., *Theodossia* cf. *katavensis* Nal.), пелеципод, остракод, криноидей, а также микрофауны (*Uslonia permira* Anthr., *Parathurammina kamae* Anthr., *Parathuramina magna* Anthr., *P. lipinae* Anthr., *P. polypora* Anthr., *Eonodosaria evlanensis* Lip. и др.). Микроскопическое изучение показало, что известняки подразделяются на зернистые, пользующиеся наибольшей распространенностью, органогенно-детритусовые и брекчиевидные разновидности.

Среди первых чаще встречаются пелитоморфные, тонко- и мелкозернистые известняки. Все они состоят из агрегатов кальцита с абсолютно преобладающей величиной зерен в пелитоморфных, тонкозернистых разновидностях $< 0,01$ мм и в мелкозернистых известняках 0,05—0,06 мм. Благодаря перекристаллизации в первых двух разновидностях наблюдаются скопления зерен кальцита размером до 0,2 мм. Им же выполнены тонкие трещинки, пустоты, остатки фауны. В мелкозернистых разновидностях отмечаются скопления в виде сгустков пелитоморфного кальцита.

Органогенно-детритусовые известняки состоят из обломков раковин брахиопод, остракод, фораминифер, членников криноидей и др. Представлены они агрегатом мелко- и среднезернистого кальцита (размер зерен до 0,17 мм), а частично пелитоморфным и волокнистым кальцитом. Между остатками фауны наблюдается в основном мелкозернистый кальцит с зернами величиной от 0,03 до 0,1 мм. В некоторых прослоях промежутки между обломками фауны заполнены бурым битуминозным веществом, среди которого попадаются участки, сложенные крупнозернистым кальцитом.

Характерной разновидностью являются брекчиевидные известняки, встречающиеся обычно в нижних горизонтах аскынской свиты. Структурно-текстурные особенности их обусловлены неравномерной перекристаллизацией, доломитизацией и битумизацией. Эти породы состоят из светлосерых участков («обломков») размером до 3—4 см, пред-

ставленных тонкозернистым агрегатом кальцита, среди которого встречаются более крупные (до 0,4 мм) кристаллы его изометричных очертаний. Подобные участки как бы погружены в более темноокрашенный агрегат неравнозернистого кальцита; нередко с интенсивными выделениями битума.

Для известняков характерно: а) широкое распространение пирита в виде округлых скрытокристаллических стяжений размером до 0,5 мм, октаэдрических зерен и кристаллических сростков разнообразной формы; б) выделения битума обычно в форме прожилок, сгустков, микролинзочек, находящегося в тесной смеси с глинистым материалом; в) наличие рассеянных ромбоэдров доломита, концентрирующихся иногда в отдельные участки, к которым обычно приурочены скопления битума и глинистого материала; г) присутствие выделений вторичного кварца в пустотах, трещинках и по остаткам фауны. Известняки аскынской свиты отличаются незначительным содержанием терригенного материала (от 0,98 до 3,61% в глинистых разностях).

Как отмечалось выше, в сложении аскынской свиты подчиненным распространением пользуются доломиты серые и темносерые, сильно перекристаллизованные, пиритизированные, иногда кавернозные, со стилолитами, прожилками кальцита, с включениями ангидрита. Микроскопическим исследованием установлено, что они слагаются в большинстве случаев среднезернистым агрегатом доломита с преобладающим размером зерен от 0,2 мм до 0,5 мм. Встречаются участки, состоящие из более мелких (до 0,01 мм) зерен доломита, служащих реликтами среди основной, почти нацело перекристаллизованной массы породы. Форма зерен доломита обычно изометричная. В доломитах часто наблюдаются мелкие призматические зерна ангидрита, а также крупные скопления его шестоватых или таблитчатых кристаллов. К ним нередко приурочены выделения гипса, образовавшегося в основном за счет последующей гидратации ангидрита.

Кроме известняков и доломитов, среди отложений аскынской свиты наблюдаются редкие прослои тонкослоистых, темносерых мергелей. Они прослеживаются в нижних горизонтах аскыньских образований (сс. Васильевка, Тукмак и др.). Микроскопически мергели характеризуются пелитоморфной структурой. Основная карбонатная масса породы представлена пелитоморфным кальцитом. Участками отмечаются скопления мелко- и среднезернистого агрегата кальцита. Наряду с этим в них встречаются ромбоэдры доломита (величиной до 0,017 мм), нередко образующие небольшие (до 0,1 мм) агрегатные скопления. В тесной смеси с карбонатным материалом находится глинистое вещество, участками раскристаллизованное в тонкочешуйчатые агрегаты. Совместно с ним наблюдаются хлопьевидные скопления битума. Содержание в мергелях терригенного материала, присутствующего обычно в виде глинистых фракций с незначительной примесью песчано-алевритовых частиц, колеблется от 26,08 до 64,6% (в глинистых разностях). Песчано-алевритовые фракции состоят в основном из кварца, изредка встречаются зерна полевых шпатов, черных рудных минералов, граната, рутила, зеленой роговой обманки. Мергели обогащены пиритом, который образует многочисленные округлые стяжения, а также кристаллические сростки и октаэдрические кристаллы. Среди глинисто-карбонатной массы породы наблюдаются остатки фауны остракод, брахиопод, сложенные мелко- и среднезернистым агрегатом кальцита.

Помимо охарактеризованных разностей пород, на контакте аскыньских и мендымских отложений прослеживаются прослои известняковых брекчий (сс. Тукмак, Ст. Маврино, Ивановка и др.). Они состоят из угловатых обломков, сложенных агрегатом тонко-, реже — мелкозернистого кальцита, форма зерен которого обычно ангедральная. Среди этой основной массы породы присутствуют изометричные, более крупные (до 0,2 мм) кристаллы

кальцита, выполняющие иногда трещинки, остатки фауны и ромбоэдри доломита. Вмещающая обломки масса породы состоит из мелко- и среднезернистого кальцита и изотропного глинисто-битуминозного вещества. В качестве примеси в цементе отмечаются ромбоэдри доломита, рассеянный пелитоморфный кальцит, обломочный материал в виде зерен кварца, полевых шпатов, циркона, черных рудных минералов, турмалина и др.

Следовательно, верхнефранские отложения — аскынская свита — в пределах востока Татарии слагаются в основном однообразным комплексом карбонатных пород — известняками, доломитами с линзами ангидритов. Они сохраняют подобный литологический облик на большей части изученной территории и только лишь в нижних горизонтах прослеживаются прослои известняковых брекчий, изредка мергелей (см. рис. 1, 2 и 3).

На отложениях аскынской свиты без каких-либо признаков размыва, судя по имеющимся данным, залегают отложения фаменского яруса. Последние в пределах востока Татарии пользуются повсеместным развитием, но большей частью бурением проходятся без отбора кернового материала. При этом граница фаменского яруса с ниже- и вышележащими образованиями отбивается не вполне четко. В первом случае она проводится весьма условно, как отмечалось выше, по появлению в большинстве разрезов доломитов с линзами ангидритов, а во втором — по резкому изменению комплекса микрофауны. Кроме того, верхняя граница в основном устанавливается по подошве пачки известняков, соответствующих реперу $R_p - C_1 - a$, который характеризуется сменой сравнительно пониженных сопротивлений (до 200 ом/м) пород фаменского яруса более высокими сопротивлениями (до 400 ом/м) отложений турнейского яруса.

В северных районах востока Татарской республики (Сарайлинская площадь) вопрос о границе девона и карбона окончательно не решен из-за отсутствия достаточно обоснованного фактического материала. Здесь, в верхах девона и низах турнейского яруса, прослеживается по отдельным скважинам карбонатно-терригенный комплекс пород, так называемая сарайлинская толща, возраст которой в настоящее время еще твердо не установлен. Согласно данным К. А. Богородской, можно предполагать, что нижние ее горизонты (известняково-мергельный и нижний аргиллитовый комплексы) являются фациальным аналогом фаменского яруса, в то время как верхние (аргиллит-алевролитовый и верхний аргиллитовый комплексы) относятся к турнейскому ярусу¹.

На большей части территории востока Татарии (рис. 3) отложения фаменского яруса слагаются сравнительно однообразным комплексом пород — доломитами, известняками, ангидритами и гипсами. Среди них выделяются: а) нижнефаменские отложения (задонско-елецкие слои) мощностью от 93 до 230 м, представленные доломитами с характерными для них выделениями ангидритов, гипсов и прослоями известняков и б) верхнефаменские отложения (данково-лебединские слои) мощностью от 125 до 185 м, состоящие из известняков с редкими прослоями доломитов.

Граница между ниже- и верхнефаменскими подъярусами проводится по электрокаротажным данным на кривой естественных потенциалов по смене отрицательных аномалий на положительные (репер $R_p - D_3 - C$).

Мощность отложений фаменского яруса в пределах Татарии колеблется от 125 до 365 м.

Как уже отмечалось, в сложении нижней известняково-доломитовой толщи (нижнефаменский подъярус) главная роль принадлежит доломитам. Эти породы обладают серой окраской разной интенсивности, плотной текстурой и содержат прослои, линзы ангидрита, выделения гипса, кальцита и стяжения пирита. Микроскопически все доломиты характеризуются од-

¹ Литологическая характеристика известняково-мергельного и нижнего аргиллитового комплексов сарайлинской толщи дается в статье К. А. Богородской.

нообразным строением. Среди них выделяются средне- и неравнозернистые разности. Первые состоят из зерен доломита размером обычно от 0,15 до 0,5 мм. Неравнозернистые разности слагаются в основном зернами доломита величиной от 0,04 до 0,8 мм. Подобная структура связана с последующей перекристаллизацией этих пород. Форма зерен доломита, как правило, изометричная. Иногда они имеют ясно выраженную зональность, содержат глинистый материал, скопления тонкозернистого доломита, локализирующихся обычно в центральных частях зерен, включения отдельных изометричных кристаллов ангидрита, гипса. Почти по всей доломитовой толще распространены как мелкие, рассеянные призматические зерна ангидрита (до 2,5 мм), так и выделения его, нередко образующие значительные по мощности линзы и прослои.

Ангидриты представляют собой голубовато-серые кристаллические породы с неодинаковой крупностью зерен. Для них, как показало микроскопическое исследование, свойственна кристаллически-зернистая структура. Они слагаются как в стяжениях, так и в более крупных скоплениях зернами неправильной формы величиной от 0,02 до 0,4 мм и иголочками-брусочками, вытянутыми по одному из направлений (размер до 1 мм). Как правило, те и другие присутствуют совместно, но находятся в различных количественных соотношениях. Для них свойственно наличие трещинок спайности, разбивающих призматические кристаллы и иголки его на прямоугольные сегменты. У ангидрита наблюдаются явления перекристаллизации и гидратации с образованием гипса. О последнем свидетельствует присутствие в гипсе реликтовых зерен, агрегатов ангидрита, явления замещения ангидрита гипсом и механической деформации в ангидрите. На явление механической деформации, согласно данным Л. М. Миропольского, указывают: а) волокнистое погасание у индивидуумов ангидрита; б) обвальцевывание его зерен и появление вокруг них ореола из тонкозернистого ангидрита; в) разрыв их по спайности с явлениями трансляции; г) изогнутость у иголок ангидрита и слияние их.

Гипс встречается совместно с ангидритом в виде включений и мелких скоплений. Представлен он зернами неправильной формы (величиной от 0,01 до 0,7 мм), реже — таблитчатыми и призматическими кристаллами. Внутри включений ангидрита и гипса установлены скопления целестина в виде призматических, реже — неправильно ограниченных зерен и кристаллов флюорита, имеющих форму кубов, нередко с резорбированными углами. Величина зерен этих минералов не превышает 0,2 мм. Совместно с ангидритом устанавливаются пирит в виде рассеянных зерен, стяжений, обособленных кристаллов, ограниченных гранями куба и октаэдра, а также скопления ромбоэдров доломита.

Среди указанных пород присутствуют изредка прослои известняков буровато-серых, плотных, с тонкими трещинками, выполненными битумом и крупнозернистым кальцитом. Микроскопически они характеризуются в основном тонкозернистой структурой и мало чем отличаются от верхнефаменских известняков. Так, основная масса в них представлена тонкозернистым агрегатом кальцита с величиной зерен менее 0,01 мм, а в некоторых участках наблюдается скопление мелко- и среднезернистого кальцита с размером зерен до 0,5 мм. Зерна кальцита имеют ангедральную форму и более крупные из них содержат примесь глинистого материала, реликтовые скопления пелитоморфного и тонкозернистого кальцита. В известняках присутствуют выделения окристаллизованного кальцита по трещинкам и в пустотах в виде щеток и корочек размером до нескольких миллиметров, включения призматических зерен гипса размером до 0,12 мм, скопления битума в виде пятен и прожилок, неясные остатки фауны, содержание которых не превышает 10—15%.

На отложениях охарактеризованной известняково-доломитовой толщи

без следов перерыва ложатся верхнефаменские образования, представленные в основном известняковой толщей. Слагающие ее известняки обычно сероокрашенные, неравномерно перекристаллизованные, участками пиритизированные, прослоями битуминозные, содержат стилолиты и неясные остатки фауны.

По структурным особенностям среди известняков выделяются две разности: зернистые и органогенные. Последние из них пользуются весьма ограниченным распространением и встречаются лишь в единичных прослоях. Известняки зернистой структуры слагаются обычно агрегатом тонко- и мелкозернистого кальцита ($< 0,01 - 0,08$ мм), реже среднезернистого (до 0,8 мм). Зерна кальцита имеют ангедральную форму. В мелко- и среднезернистых известняках встречаются зерна кальцита с прямыми линиями ограничения. Многие из них содержат примесь глинистого материала. У некоторых зерен наблюдаются явления нарастания с периферии, трещинки спайности и двойниковая штриховка по ромбоэдру. Внутри более крупных из них отмечаются реликтовые скопления тонкозернистого кальцита. Среди основной массы кальцита присутствуют ромбоэдры доломита. Содержание их незначительное и лишь в доломитистых разностях достигает 16%. В описываемых известняках в небольших количествах (15—20%) наблюдаются мелкие обломки створок брахиопод, пластинчатожаберных, раковинки остракод, фораминифер, членики криноидей, состоящие обычно из волокнистого кальцита. Необходимо отметить, что разнообразие структур у зернистых известняков и, в частности, появление крупнозернистых разностей, обусловлено последующими процессами перекристаллизации и разной степенью ее выраженности. Так, в результате неравномерной перекристаллизации наблюдается наличие участков мелко- и среднезернистого кальцита в пелитоморфных разностях, а также средне- и крупнозернистых агрегатов его в мелкозернистых известняках. Наряду с этим встречается ступчатая структура, обусловленная присутствием среди мелко- и среднезернистого кальцита беспорядочно рассеянных ступчатых скоплений пелитоморфного кальцита. Кроме того, отмечается замещение мелко- и среднезернистым кальцитом створок и выполнение полостей раковин остракод, брахиопод, члеников криноидей.

С явлениями перекристаллизации связано наличие прослоев брекчиевидных известняков, изредка встречающихся в отдельных скважинах. Они состоят из обособленных участков совершенно неизмененных и сложенных пелитоморфным и тонкозернистым агрегатом кальцита. Форма их обычно неправильная. Остальная масса породы оказывается перекристаллизованной в более крупнозернистый агрегат кальцита с величиной зерен до 0,1—0,2 мм. Такая неравномерная перекристаллизация пелитоморфных известняков вызывает неоднородное, а иногда и контрастное строение их.

Известняки органогенной структуры слагаются (на 60—70%) обломками створок брахиопод, пластинчатожаберных, остракод, раковинок фораминифер, члениками криноидей. Остатки фауны обычно перекристаллизованы и точно определению в большинстве случаев не поддаются. Остальная масса породы состоит из тонко- и мелкозернистого кальцита, среди которого наблюдаются более крупные (до 1,2 мм) изометричные кристаллы его, содержащие обычно реликты тонкозернистого кальцита. В известняках встречаются тонкие трещинки, пустоты, остатки фауны, полностью или частично выполненные окристаллизованным кальцитом с величиной кристаллов до 2 мм, нередко дающих щетки; скопления битума в виде пятен и прожилок; тонкие прослойки и промазки зеленовато-серого глинистого материала; скопления изометричных кристаллов ангидрита; выделения зерен пирита, дающих иногда кристаллические сростки, особенно многочисленные в битумизированных участках; единичные скопления окристаллизованного кварца.

Помимо известняков, в описываемой толще пород отмечаются редкие прослои доломитов. Они характеризуются среднезернистой структурой и по своим макро- и микроособенностям не отличаются от подобных доломитов из нижележащей известняково-доломитовой толщи. Для отложений фаменского яруса, в основном известняков и доломитов, свойственно незначительное содержание терригенного материала, достигающего 5% (не более). Представлен он, как правило, фракциями менее 0,01 мм. Алевритовые и особенно песчаные фракции играют подчиненную роль и в сумме обычно составляют 1—2%.

Выход тяжелых минералов из песчано-алевритовых фракций колеблется от 0,03 до 81,5%, значительно повышаясь в известняках верхнефаменского подъяруса за счет концентрации в них пирита. Иммерсионные изучения тяжелых и легких фракций из пород фаменского яруса, производившиеся Г. Л. Миропольской, выявили их довольно однообразный состав.

Установленные в тяжелых и легких фракциях минералы выделяются в три генетические группы — терригенные, син-диагенетические и эпигенетические минералы. Содержание указанных групп минералов неодинаковое для всего разреза фаменских отложений. Так, син-диагенетические минералы, представленные ангидритом, флюоритом, целестином, частично пиритом и гипсом, преобладают в тяжелых и легких фракциях из пород известняково-доломитовой толщи по сравнению с известняковой. На долю эпигенетических минералов, к которым относятся пирит, гидрогетит, лейкоксен, частично гипс и кварц, приходится в тяжелых и легких фракциях значительный процент.

Среди легких и тяжелых терригенных минералов по содержанию преобладают ведущие минералы, второстепенные и акцессорные.

Ведущие минералы представлены группой черных рудных минералов (магнетит, титаномагнетит, ильменит — 14,4%). В известняковой толще, помимо указанной группы, к ним относятся минералы группы эпидота (эпидот, цоизит, клиноцоизит — 12,3%) и кварц (13,6%), а в известняково-доломитовой — мусковит (11%).

К второстепенным минералам, обычно являющимся корреляционными, относятся циркон (5,1%), группа граната (гроссуляр, спессартит — 2,1%), рутил (1,2%), хлоритонд (1,2%); зеленая роговая обманка (2,2%), корунд (8,7%). В верхнефаменской известняковой толще, кроме указанных минералов, наблюдаются титанит (1%), анатаз (3,2%), пикотит (1%), турмалин (1%), мусковит (3%), арфведсонит (1,2%), а в нижнефаменской известняково-доломитовой толще — группа эпидота (7,7%), биотит (1,6%), кварц (7,2%). Акцессорные минералы, встречающиеся в единичных зернах, представлены хлоритом (0,1%), ставролитом (0,3%), дистеном (0,1%), актинолитом (0,1%), халцедоном (0,01%), группой полевых шпатов (плагноклазы, ортоклаз, микроклин — 0,15%), лейцитом (0,03%).

Таким образом, намечаются следующие особенности минералогического состава пород фаменского яруса: а) преобладание син-диагенетических минералов (ангидрита, флюорита, целестины) в тяжелых фракциях из нижнефаменской известняково-доломитовой толщи; б) незначительная концентрация тяжелых и легких терригенных минералов в песчано-алевритовых фракциях из пород нижнефаменского подъяруса, принадлежащих в основном к второстепенным и акцессорным минералам; в) повышенное содержание терригенных минералов в тяжелых и легких фракциях из верхнефаменских отложений, среди которых наибольшим распространением пользуются: группа черных рудных минералов, эпидот, циркон, гранат, анатаз, зеленая роговая обманка, кварц.

На основании приведенных в статье данных следует высказать ряд положений.

1. На рассматриваемой нами территории востока Татарии карбонатная толща, охватывающая разрез девона от мендымской свиты до верхов фаменского яруса, представлена в основном известняками, реже — доломитами и мергелями. Иногда здесь встречаются прослои горючих сланцев, брекчий, аргиллитов, а также линзы ангидритов.

2. Распределение пород, слагающих карбонатную толщу, во времени неоднозначное. Так, нижние горизонты ее, соответствующие мендымской свите, представлены известняками, мергелями, обогащенными нередко органическим веществом, и горючими сланцами. Эта наиболее глинистая и содержащая органическое вещество часть разреза карбонатной толщи по своему составу близка к доманиковой свите. Верхняя часть карбонатной толщи, включающая верхнефранские и фаменские отложения, отличается по характеру слагающих ее пород от нижележащих глинисто-карбонатных образований. Здесь, как правило, отсутствуют глинистые породы и основное значение принадлежит известнякам и доломитам с линзами ангидритов. Лишь в нижних горизонтах верхнефранских отложений наблюдаются прослои брекчий и изредка мергелей.

3. Верхнефранские и фаменские отложения имеют между собой явную литологическую преемственность. Это подтверждается наличием близких структурных разностей (в основном зернистых) среди известняков и доломитов, а также сходством вторичных процессов (перекристаллизация, пиритизация, доломитизация, гипсизация), изменивших в какой-то мере первоначальный характер этих пород.

4. Отложения карбонатной толщи в пределах востока Татарской республики сохраняют в основном охарактеризованный выше литологический облик. Отмечается лишь в ее нижних горизонтах заметное увеличение в породах содержания глинистого материала в направлении с востока на запад и с юга на север, выразившееся в возрастании прослоев глинистых известняков, мергелей и появлении аргиллитов.

Наличие указанных литологических особенностей у отложений мендымской, аскынской свит, фаменского яруса их широкое распространение в пространстве, специфический комплекс фауны явились отражением режима открытого сравнительно неглубокого моря с нормальной соленостью, покрывающего значительную территорию. Об этом свидетельствует преобладание в разрезе карбонатных пород, их значительное протяжение на сотни километров и наличие в них типично морской фауны. Условия накопления осадков в этом морском бассейне в период формирования характеризуемой карбонатной толщи неоднократно менялись. Так, начало мендымского времени ознаменовалось, надо полагать, кратковременными локальными поднятиями изучаемой территории. Следствием этого явилось образование местами прослоев брекчий и наличие многочисленных трещин высыхания у глинисто-карбонатных пород.

Несколько позднее в связи с постепенным погружением местности происходило накопление карбонатных осадков фаций открытого шельфа, представленных известняками органогенными, реже — зернистыми, брекчиевидными, с многочисленными остатками фауны строматопор, брахиопод, цефалопод. В последующее время они сменялись образованием более глубоководных отложений, обладающих рядом характерных особенностей доманиковой фации. Это привело к накоплению в основном известняков зернистых, нередко глинистых и мергелей, прослоями обогащенных органическим веществом, а также горючих сланцев. На грани мендымского и аскынского времени происходил подъем территории Татарии, сопровождавшийся нередко размытием нижележащих отложений. Об этом свидетельствуют резкое изменение мощности мендымских отложений по направлению с востока на запад, наличие в восточных районах Татарии, в основании аскынской свиты, прослоев известняковых брекчий среди толщи брек-

чневидных известняков, а в Приказанском районе — глинисто-мергельной угленосной толщи с остатками наземной флоры и лагунно-морской фауны. После этого на фоне постепенного погружения изучаемой территории со-здалась в основном условия открытого морского бассейна с нормальной соленостью. Здесь до конца верхнефранского времени происходило на-копление карбонатных осадков — известняков с фауной брахиопод и фо-раминифер, большей частью в несколько удаленной от берега зоне шельфа. Лишь только к началу фамена море несколько омелело и засолилось, что привело к образованию в это время в основном доломитов с выделе-ниями ангидритов, скоплениями флюорита и целестина. Временами, бла-годаря притоку нормально соленых морских вод, наблюдалось кратковре-менное рассолонение морской среды, ее опреснение, что влекло за собой нередко появление известняков с тонкими примазками глинистого мате-риала. Во вторую половину фаменского времени восстановились нормаль-ные морские условия, благоприятствующие накоплению известняков с ти-пично морской фауной.

ЛИТЕРАТУРА

- Антропов И. А. Новые виды фораминифер верхнего девона некоторых районов востока Русской платформы. «Изв. Казанск. фил. АН СССР, серия геол.», 1950, № 1.
Батанова Г. П. Стратиграфия франских отложений в Татарской АССР. ДАН СССР, т. 89, 1953, № 1.
Батанова Г. П. и Солонцов Л. Ф. Стратиграфический разрез девонских отло-жений Шугуровского района ТАССР. «Изв. Казанск. фил. АН СССР, серия геол.», вып. 1, 1950.
Богородская К. А. Литологическая характеристика так называемой сарайлинской толщи. «Изв. Казанск. фил. АН СССР, серия геол.», № 4.
Данилова Т. Е. и Герасимова Е. Т. Новые данные о литологии мендымской свиты востока Татарии. «Уч. Зап. Казанск. гос. ун-та», т. 114, кн. 7, 1954.

К. А. БОГОРОДСКАЯ

ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТАК НАЗЫВАЕМОЙ САРАЙЛИНСКОЙ ТОЛЩИ

Так называемая сарайлинская толща темносерых, в основном але-врито-глинистых пород мощностью более 353 м была вскрыта в 1952 г. у с. Калмаш Набережно-Челнинского района Татарии, на Сарайлинской площади, от которой и получила свое название.

Стратиграфическое положение сарайлинской толщи определяется под-стилающими ее условно франскими, в основном карбонатными образова-ниями верхнего девона, и перекрывающими ее карбонатными породами тульского горизонта окской свиты визейского яруса нижнего карбона. Довольно широкие возрастные пределы оставляли неясной более точную стратиграфическую принадлежность сарайлинской толщи, что и привело к необходимости ее неотложного литологического и палеонтологического изучения. Последнее было проведено коллективом сектора стратиграфии геологического института Казанского филиала АН СССР под общим руко-водством А. П. Блудорова. Макрофауна изучалась Г. П. Батановой, микро-фауна — И. А. Антроповым, споро-пыльцевой анализ был проведен Л. С. Тузовой. На долю автора в этой коллективной работе выпало изуче-ние литологии, результаты которого и излагаются кратко в настоящей статье, подготовленной в 1954 г.

Приводимая ниже литологическая характеристика сарайлинской толщи основывается на изучении 210 образцов пород, довольно полно освещаю-щих ее литологию на данном участке разведок. Породы изучались визу-ально и в плоскопараллельных шлифах под микроскопом. Полученные данные позволили расчленить сарайлинскую толщу на пять литологиче-ских комплексов, объединяющих породы, близкие по своему происхожде-нию и составу, по морфологическим и некоторым другим петрографиче-ским признакам. Так были выделены снизу вверх следующие литологи-ческие комплексы: 1) известняково-мергельный мощностью 49,65 м; 2) нижний аргиллитовый мощностью 75,7 м; 3) аргиллито-алевролитов-ый мощностью 59,8 м; 4) верхний аргиллитовый мощностью 64,6 м; 5) песчано-аргиллито-алевролитовый мощностью 103,55 м.

Известняково-мергельный комплекс. В составе этого комплекса часто пересланываются темносерые и почти черные, обычно тон-ко- и микрослонистые породы: а) известняки органогенные, шламмово-водорослевые, неравномерно глинистые, часто переходящие в подобные им мергели; б) мергели известково-сидеритовые; в) аргиллиты известково-сидеритовые; г) аргиллиты известковые. Перечисленные породы неравно-мерно обогащены органическим веществом, местами окремнены. В боль-шинстве они связаны между собой послойными взаимными переходами и

лишь местами разобщены более резко тонкими прослоями почти черного не известкового аргиллита. Мощность отдельных групп слоев с преобладанием в них той или другой разности перечисленных пород колеблется от 0,25 до 2 м и несколько более. В нижней части комплекса залегает пачка сидерито-известковых пород общей мощностью 10,25 м, в которой развиты реликтивно-органогенные, трещиноватые, перекристаллизованные известняки и известково-сидеритовые мергели и аргиллиты. Породы этой части разреза наиболее сильно битуминозны и наиболее часто окремнены. Венчает их прослой очень сильно окремненной и сильно битуминозной породы, разбитой многочисленными трещинами, выполненными вторичным кристаллическим кальцитом и вторичным неравнокристаллическим кварцем. Органические остатки здесь представлены остатками лингул, местами многочисленными и более редкими остатками брахиопод и птерохений. В кровле пачки к этому составу присоединяются остатки остракод, фораминифер, иглокожих и тонких трубчатых водорослей. Последние иногда являются порообразующими.

Средняя часть комплекса представлена пачкой глинисто-известковых пород мощностью 24,6 м. Общая глинистость пород здесь понижается, преобладают органогенные — шламмово-водорослевые известняки и подобные им мергели с относительно редкими прослоями известковых и еще реже не известковых аргиллитов. Битуминозность пород здесь также сильно понижена и часто совсем не поддается наблюдению. Заметно снижается содержание сидерита; окремнение наблюдается лишь в единичных случаях и за исключением известняка, залегающего в основании пачки, выражено слабо. Органические остатки представлены преимущественно тонкими трубчатыми водорослями, обычно порообразующими, к которым в разных количествах присоединяются мелкий органический шлам, иногда редкие иглы брахиопод и несколько чаще — остатки мелких фораминифер.

В верхней части известняково-мергельного комплекса залегает пачка сидерито-известковых пород общей мощностью 14,8 м. Здесь вновь возрастают его глинистость, битуминозность и содержание сидерита. Пачка в основном представлена неравномерно сидеритовыми, известковыми мергелями, местами с прослоями почти черных не известковых аргиллитов. В самой верхней части пачки слабо сидеритовые известковые мергели переходят в мергель сидеритовый с небольшой примесью алевроитового материала и редкими обугленными растительными остатками. Этот мергель в разных направлениях разбит трещинами, выполненными вторичным кальцитом. Фауна представлена то редкими, то многочисленными остатками брахиопод и пелеципод. В сидеритовом мергеле, венчающем разрез верхней пачки, встречены остатки криноидей. Местами присутствуют проблематичные реликты мелких фораминифер. Для органического состава данной части разреза комплекса характерно исчезновение массовых скоплений тонких трубчатых водорослей.

Нижний аргиллитовый комплекс. Представляет собой толщу сидеритовых и кремневых¹ аргиллитов темносерых и почти черных, иногда буроватых, тонкослоистых, местами сланцеватых, почти до перехода в глинистый сланец, в большинстве обогащенных тонким и мелким углистым материалом. В нижней части комплекса сидеритовые аргиллиты иногда переходят в сидеритовые мергели.

¹ Кремневые аргиллиты не следует смешивать с аргиллитами окремненными, так как в первом случае присутствие кремния — результат диагенетических процессов в осадке, обогащенном кремнеземом, а во втором — результат вторичных процессов, протекавших в условиях привноса вещества, возможно, и не входившего в состав первоначального осадка.

Фауна в основном приурочена к средней и верхней частям комплекса, где нередко встречаются остатки брахиопод, пелеципод и более многочисленных гастропод и гониатитов, в том числе довольно крупных.

Закономерность, наблюдаемая в распределении сидеритовых и кремневых аргиллитов, позволила выделить в разрезе данного комплекса четыре пачки.

В основании комплекса залегает пачка сидеритовых аргиллитов, иногда слабо известковых, с большим содержанием пирита, а в верхней части — с отпечатками точно неопределимых органических остатков. Общая мощность 12,9 м.

Выше залегает пачка, в которой происходит постепенное замещение аргиллитов сидеритовых, коричневатых-темносерых аргиллитами черными, кремневыми. Сидеритовые аргиллиты в ней тонко- и среднепереслаиваются с аргиллитами сидеритово-кремневыми. И те и другие содержат обильные остатки фауны. Интересной особенностью почти черных аргиллитов данной пачки является наличие в них крупных темнокоричневых конкреций сидерита, разбитых мелкими трещинами. Трещины, расходясь от центра конкреции в разные стороны, дают ответвления в виде апофиз, которые, пересекаясь между собой, образуют более или менее густую сеть тонких трещин, секущих конкрецию в самых разнообразных направлениях. Трещины выполнены кварцем, образующим иногда в местах их пересечения довольно крупные агрегатные скопления. Ближе к центру конкреции трещины иногда выполнены галенитом и пиритом, образующими относительно крупные агрегатные скопления. Общая мощность данной пачки 15,75 м.

Описанная пачка перекрывается пачкой кремневых аргиллитов, прослоями слабо алевроитовых, с более или менее многочисленной фауной. Мощность этой пачки 23,15 м.

Венчает разрез нижнего аргиллитового комплекса пачка аргиллитов с крупными стяжениями сидерита. Последние, как и конкреции сидерита, встреченные в аргиллитах второй пачки, разбиты сетью мелких трещин, выполненных здесь вторичным кальцитом. Мощность этой пачки определяется в 23,9 м.

В приведенном литологическом строении нижнего аргиллитового комплекса отчетливо отражена постепенная смена условий, сначала благоприятствовавших накоплению в осадке солей железа, а потом кремнезема, послойно, постепенно сменявшего соли железа. Новая смена условий после отложения осадков третьей пачки опять сделала обстановку благоприятной для накопления солей железа, вновь сменявших в осадке кремнезем и обогативших породы верхней пачки.

Аргиллитово-алевролитовый комплекс. В составе этого комплекса переслаиваются между собой темносерые, серые и светлосерые кварцевые алевролиты, обычно неравномерно песчаные и глинистые, светлосерые, кварцевые, мелкозернистые алевроитовые песчаники и темносерые или почти черные неравномерно алевроитовые аргиллиты, иногда битуминозные. Среди них выделяются разности сидеритовые, кремневые и кремнево-сидеритовые, подобные аргиллитам нижнего аргиллитового комплекса.

Характер переслаивания и мощность отдельных слоев перечисленных пород не постоянны: наряду с тонкими пропластками от одного до нескольких миллиметров отдельные их разности образуют слои мощностью до 1 м и более.

Для всех пород данного комплекса характерно обилие обугленных растительных остатков, с которыми связаны мелкие вкрапления, а иногда и довольно крупные стяжения пирита, и местами обилие в аргиллитах остатков мелкой фауны в виде ядер на плоскостях наложения. Здесь

же впервые появляются споры, типичные для турнейского яруса нижнего карбона. Закономерности в распределении пород данного комплекса выражены преимущественным развитием в его нижней части (15,35 м) темносерых глинистых алевролитов, в средней части (30,35 м) резким преобладанием аргиллитов, иногда содержащих фауну, и в верхней (14,1 м) — появлением песчаников среди переслаивающихся между собой алевролитов и аргиллитов.

Верхний аргиллитовый комплекс. Представлен темносерыми, иногда буроватыми, сланцевато-тонкослоистыми аргиллитами, часто существенно сидеритовыми или кремневыми, неравномерно алевроитовыми, в нижней части слегка песчаными и местами тонко переслаивающимися с алевролитами. Характерной особенностью аргиллитов данного комплекса является наличие в них часто встречающихся и местами весьма многочисленных биоморфных стяжений сидерита, замещившего, видимо, какие-то стеблевидные, но уже неопределимые органические остатки. Фауна данного комплекса очень бедна — лишь местами встречаются единичные раковинки и створки остракод, остатки пелеципод и проблематичные обломки кораллов, мшанок и криноидей. Нередко наблюдается присутствие в аргиллитах многочисленных растительных остатков; встречаются единичные, относительно крупные обломки обугленной древесины. С растительными остатками, как обычно, связаны многочисленные выделения пирита. В некоторых случаях последний образует и довольно крупные, иногда биоморфные стяжения.

Песчано-аргиллито-алевролитовый комплекс. Состоит из песчано-алевритовых и глинистых пород, преимущественно темно-серых, обогащенных тонким углистым материалом. В верхней части комплекса среди них встречаются прослои глинисто-углистых сланцев с тонкими пропластками угля. По преобладанию в разрезе тех или иных пород в этом комплексе снизу вверх выделяются следующие пять пачек: 1) алевролито-карбонатная, видимая мощность 3,85 м; 2) аргиллито-алевролитовая — 22,1 м; 3) песчано-аргиллитовая с фауной — 24,6 м; 4) алевролито-песчаниковая — 25,05 м; 5) сланце-аргиллитовая — 27,95 м.

Первая пачка представлена переслаивающимися между собой серыми кварцевыми алевролитами и тонкослоистыми темносерыми аргиллитами. В последних встречаются редкие мелкие линзовидные стяжения сидерита и остатки хвощей или каламитов, замещенных кремнем и пиритом. Венчает пачку известково-сидеритовый, слабо алевроитовый мергель. Он в значительной части состоит из крупных, сидеритизированных обломков растительных остатков и местами переполнен более мелкими обугленными и кутинизированными растительными остатками, часто пиритизированными.

Вторую пачку составляют светлосерые, часто почти белые и глинистые серые кварцевые алевролиты, тонко- и среднепереслаивающиеся с темносерыми и почти черными неравномерно алевроитовыми аргиллитами, сланцевато-слоистыми, обычно сильно слюдистыми.

В средней части пачки аргиллиты, имея существенно кремнистый состав, образуют прослой мощностью 5,35 м.

Третья, песчано-аргиллитовая пачка преимущественно состоит из темностально-серых аргиллитов, неравномерно обогащенных кремнеземом, неравномерно алевроитовых, слабо песчаных, сланцевато-тонкослоистых обогащенных тонким и мелким углистым материалом. В этих аргиллитах встречены довольно многочисленные остатки пелеципод, гастропод и другой, в большинстве мелкой фауны. Описанные аргиллиты образуют два слоя мощностью 9,1 (нижний слой) и 11,2 м (верхний слой), разобщенные пластом алевроито-песчаных пород мощностью 1,9 м. В основании этого пласта залегают кварцевые алевролиты, которые вверх

быстро переходят в кварцевые, известковые, в основном среднезернистые песчаники.

Четвертая, алевролито-песчаниковая пачка в нижней части имеет прослой мощностью 7,8 м, темностально-серого, сильно слюдистого и глинисто-кварцевого алевролита с многочисленными тонкими прослоями почти черного аргиллита. В верхней части пачка представлена почти белыми, слабо алевроитовыми, кварцевыми песчаниками, в основном мелкозернистыми, с небольшой примесью зерен среднепесчаной фракции. Песчаники, имея неравномерно распределенный, видимо анкеритовый цемент, характеризуются своеобразной мелкокомковатой текстурой. В нижней части в них встречаются тонкие пропластки обугленного растительного детрита, а в верхней — тонкие глинистые промазки. Мощность этих песчаников 17,25 м.

В пятой, сланце-аргиллитовой пачке то часто, то редко переслаиваются аргиллиты темностально-серые и почти черные, иногда неравномерно алевроитовые, сланцы глинисто-углистые, почти черные, с тонкими прослоями угля, с отпечатками коры стигматий, и алевролиты кварцевые, глинистые, серые. Местами встречаются прослои светлосерых кварцевых песчаников, в основном мелкозернистых, с примесью среднезернистого песчаного материала и с вторичным кальцитовым цементом. Песчаники местами тонко переслаиваются с аргиллитами.

Сланце-аргиллитовая пачка, венчающая разрез сарайлинской толщи, перекрывается светлосерыми органогенными известняками с прослоями коричневых доломитов, относящимися к тульскому горизонту окской свиты визейского яруса нижнего карбоната.

Заканчивая на этом краткую литологическую характеристику разреза сарайлинской толщи, необходимо отметить некоторые его особенности.

1. Известняково-мергельный комплекс сохраняет, особенно в своей нижней части, некоторые общие черты с подстилающими образованиями девона. Это сходство главным образом наблюдается в части вторичных признаков (характер перекристаллизации и окремнения некоторых пород, их вторичная структура, характер органического вещества, часто очень сильно обогащающего породы этой части разреза и характер его взаимоотношения с другими компонентами этих пород). Иногда отмечается сильная трещиноватость пород с сопутствующими ей кальцитизацией и окремнением. Последнее особенно ярко выражено в кровле нижней пачки данного комплекса. Но вместе с тем следует отметить также, что здесь среди органических остатков совершенно отсутствуют развитые в подстилающих отложениях своеобразные трубчатые «четковидные» водоросли, тогда как встречающиеся там совместно с ними, но в малом количестве другие тонкие трубчатые водоросли в известняково-мергельном комплексе имеют массовое развитие и часто являются пороодообразующими. Это обстоятельство безусловно указывает на известную смену условий к началу сарайлинского времени, ставших неблагоприятными для первых и, наоборот, благоприятными для развития вторых.

2. Известняково-мергельный и нижний аргиллитовый комплексы связаны между собой исторической преемственностью условий седиментации, что отражено в составе пород верхней пачки первого комплекса и нижней — второго. Смена одного комплекса другим была, видимо, обусловлена медленным удалением береговой линии и углублением бассейна, постепенно приобретшего в придонной части застойный характер. Интересно отметить, что, по данным Г. П. Батановой, остатки фауны в породах нижнего аргиллитового комплекса имеют аллохтонный характер и чрезвычайно плохую сохранность.

3. Образование аргиллито-алевролитового комплекса, вероятно, было связано с более значительными колебательными движениями, обусловив-

шими периодическое поступление в сарайлинский бассейн алевроито-песчаного материала. Некоторое затишье в обстановке наблюдается лишь в период отложения осадков средней части комплекса, когда на некоторое время в бассейне возникли условия, благоприятствовавшие накоплению преимущественно тонких осадков с фауной.

4. Переход аргиллит-алевролитового комплекса к верхнему аргиллитовому снова указывает на известную историческую преемственность условий накопления осадков того и другого. В составе пород аргиллит-алевролитового комплекса это отражено послойно, постепенным уменьшением в них снизу вверх содержания песчано-алевролитового материала, а в комплексе, в целом, — уменьшением количества алевролитовых прослоев. Однако глубина бассейна во время накопления глинистых осадков верхнего аргиллитового комплекса, возможно, существенно и не изменилась, хотя бассейн, видимо, и приобрел некоторую направленность к обмелению.

Застойный режим области накопления осадков в это время не сильно, но часто нарушался притоком в бассейн относительно свежих вод, приносивших терригенный материал. Некоторая стабилизация обстановки и восстановление более или менее застойных условий в придонной части бассейна наблюдаются лишь в конце этого времени, хотя бассейн в целом, возможно, стал уже несколько более мелководным.

5. Переход от верхнего, аргиллитового комплекса к песчано-аргиллит-алевролитовому из-за отсутствия керна остается не совсем ясным. Осадки, сформировавшие песчано-аргиллит-алевролитовый комплекс, накапливались в условиях, видимо, близких к условиям, в которых происходило накопление осадков аргиллит-алевролитового комплекса, но с более сильной тенденцией бассейна к обмелению. Особенно интенсивное обмеление отмечается после отложения осадков аргиллитовой пачки, которое к началу формирования сланце-аргиллитовой пачки привело к установлению прибрежно-морского режима затопленной береговой полосы с застойным характером относительно мелководного водоема. В этих условиях в основном и накапливались осадки, образовавшие сланце-аргиллитовую пачку рассматриваемого комплекса. Несколько позднее без видимых следов перерыва они были перекрыты осадками шельфовой зоны тульского нормального морского бассейна.

Переходя к вопросу стратиграфической принадлежности сарайлинской толщи, необходимо отметить, что встреченный в нижней части этой толщи комплекс макрофауны, по заключению Г. П. Батановой, указывает на ее нижнекаменноугольный малевко-мураевнинский возраст. Однако было бы не объективным не отметить, что некоторые литологические данные, комплекс микрофауны и данные спорово-пыльцевого анализа, если и не противоречат резко этому положению, принимая во внимание общеизвестную историческую преемственность и сходство условий седиментации в фаменском и турнейском веках, то все же оставляют возможность и иного решения вопроса о стратиграфической принадлежности сарайлинской толщи.

Перечисленные данные и то же общеизвестное сходство фаменских и турнейских фаций, наряду с крайне недостаточной изученностью верхнего девона и нижнего карбона востока Русской платформы, с большой долей вероятности позволяют предполагать все же верхнедевонский, а не каменноугольный возраст известняково-мергельного комплекса. Если же это так, то отчетливо выраженная историческая преемственность условий седиментации, тесно связывающая известняково-мергельный и нижний аргиллитовый комплексы, многие литологические признаки, роднящие породы того и другого, а также отсутствие в них остатков типичной ка-

менноугольной флоры дают основание думать, что и нижний аргиллитовый комплекс должен быть отнесен к девону.

Наступление турнейского века представляется более вероятным уже после накопления осадков, положивших начало формированию нижнего аргиллитового комплекса. Только в это время становится заметным некоторое, более существенное изменение обстановки, в которой отлагались осадки, образовавшие аргиллит-алевролитовый и верхний аргиллитовый комплексы. К этому же времени относится и появление в осадках остатков типичной нижнекаменноугольной флоры.

Песчано-аргиллит-алевролитовый комплекс весь целиком отвечает угленосной свите.

Следует, однако, подчеркнуть, что высказанные в статье соображения о возрасте сарайлинской толщи являются сугубо предварительными и требуют тщательной проверки путем более широких, региональных сопоставлений с привлечением более обширного фактического и литературного материала.

Н. В. КИРСАНОВ

О МИНЕРАЛОГИЧЕСКОМ СОСТАВЕ ДЕВОНСКИХ АРГИЛЛИТОВ НА ВОСТОКЕ ТАТАРИИ

Среди терригенных живецких и нижнефранских отложений на востоке Татарии значительным распространением пользуются аргиллиты. В нефтеносных районах они слагают кровлю и подошву нефтяных залежей и своими прослоями — перемиками подразделяют их на ряд кажущихся самостоятельными горизонто-пластов.

Изучение минералогического состава аргиллитов нефтеносных отложений девона представляет собой большой научный и практический интерес. Знание минералогического состава аргиллитов может облегчить уяснение палеогеографической обстановки осадкообразования нефтеносного комплекса пород и самого генезиса нефти. Особенности состава глинистых минералов аргиллитов могут быть использованы для целей корреляции терригенных толщ и отдельных нефтеносных горизонтов. Наконец, знание минералогического состава аргиллитов может быть использовано и для борьбы с обвалами и прочими осложнениями, возникающими при разбуривании терригенного комплекса пород (Кирсанов и др., 1954).

Изучению минералогического состава аргиллитов и глинистой составной части других терригенных девонских образований до последнего времени уделялось мало внимания. Автору известны лишь суждения по этому вопросу Ю. В. Сементовского, высказавшего свои предположения на основании термических исследований. Последний отнес аргиллиты нижней аргиллито-песчаниковой пачки нижнеживецкого подъяруса к каолинитовому типу, а аргиллиты всех вышележащих девонских отложений — к монтмориллонитовым. В печатной литературе минералогия глинистой составной части пород девона Татарии вообще не освещена. В работах же, касающихся смежных районов востока Русской платформы, есть лишь упоминания М. Г. Кондратьевой, Т. И. Федоровой (1954) и Е. И. Тихвинской (1953) о каолинитовом составе «глин» и глинистого цемента песчаников живецкого яруса в районе Самарской Луки и Саратовского Поволжья. При этом какого-либо фактического материала в пользу высказанных суждений названными авторами не приводится.

Настоящая работа, подготовленная автором в 1954 г., является попыткой восполнить до некоторой степени пробел в области исследования девонских глинистых образований.

Для решения вопроса о характере глинистой составной части аргиллитов нами наряду с обычными методами исследований — гранулометрическим, химическим, микропетрографическим применены термический, фракционный, коллоидно-химический, спектральный, рентгено-структур-

ный и электронно-микроскопический методы, в совокупности позволившие решить в первом приближении поставленную задачу.

Автор пользуется случаем выразить глубокую благодарность научным сотрудникам Института геологических наук Академии наук СССР Н. Н. Слудской и А. А. Вороновой, выполнившим по его просьбе рентгено-структурные исследования и электронно-микроскопическую съемку ряда образцов.

Характер распространения и мощность аргиллитов среди стратиграфически различных отложений девона на востоке Татарии далеко непостоянны. Так, в отложениях живецкого яруса они имеют повсеместное распространение. Мощность прослоев их обычно колеблется от 0 до 10 м и закономерно возрастает в направлении с востока на запад и с севера на юг соответственно увеличению общей мощности яруса. В отложениях пашийской свиты мощность прослоев аргиллитов также, как правило, не превышает 10 м. По данным Г. Л. Миропольской, аргиллиты здесь имеют наибольшее распространение и мощность в крыльевых частях современных структур. В пространственном же отношении, в направлении с севера на юг, несмотря на общее возрастание мощности отложений пашийской свиты, роль аргиллитов заметно снижается вследствие фациального замещения их песчано-алевритовыми породами. Максимальное и повышенное распространение аргиллиты имеют в отложениях кыновской свиты нижнефранского подъяруса. Мощность их часто превышает 20 м. В южном направлении в соответствии с возрастанием общей мощности свиты мощность аргиллитов также увеличивается и в ряде мест достигает 40 м. Аргиллиты кыновской свиты слагают кровлю — непроницаемую покрывку ряда нефтеносных залежей Татарии. В вышележащем карбонатном комплексе пород саргаевской свиты, среднефранского и верхнефранского подъярусов аргиллиты имеют ничтожно малое распространение, а в отложениях фаменского яруса в описываемом районе они вообще не зарегистрированы.

Макроскопически аргиллиты девона Татарии весьма плотные, слабо пластичные, обычно в разной степени алевритовые, листовато-слоистые, зеленовато-серого, шоколадно-коричневого, реже — темносерого и почти черного цвета. Они обычно содержат тонкие прослои белых и светлосерых алевролитов, а по плоскостям наложения — обугленные растительные остатки и иногда обломки фауны. Подобного типа аргиллиты, встречающиеся в отложениях живецкого яруса, а также пашийской и кыновской свит, не обнаруживают следов карбонатов кальция даже при воздействии крепкой HCl. В сухом состоянии при легком ударе они распадаются на тонкие плиточки, при длительном же соприкосновении с водой обнаруживают склонность к расщеплению и осыпанию, что нередко вызывает осложнения при разбуривании этих пород. Подчиненным распространением пользуются относительно тонкодисперсные, известковистые разновидности аргиллитов, встречающиеся в отложениях саргаевской и доманиковской свит, а также сидерито-алевритовые аргиллиты, зарегистрированные Г. Л. Миропольской и В. Н. Логиновой в отложениях верхнеживецкого и нижнефранского подъярусов. Текстура аргиллитов преимущественно тонко- и микрослоистая, реже, как например, в нижней, аргиллито-песчаниковой пачке нижнеживецкого подъяруса (Дв), — массивная. В структурном отношении преобладающая часть аргиллитов характеризуется обломочной, алевропелитовой и чешуйчатой структурами. В высокодисперсных разновидностях их отмечается и гелевидная структура.

Некоторые физические свойства аргиллитов и гранулометрический состав их характеризуются данными, приведенными в табл. 1. Гранулометрический состав аргиллитов иллюстрируется также структурной схемой (рис. 1).

Таблица 1*

Стратиграфическое положение	Число анали- зов	Несквашен- ный остаток*	Вес **		Пористость **		Размер фракции, мм							
			удельный	объемный	общая	открытая	>0,5	0,5- 0,25	0,25- 0,1	0,1- 0,05	0,05- 0,01	< 0,01	<0,001	
							Гранулометрический состав, %							
Свита доманико- вая	2	84,29	—	—	—	—	—	—	—	0,28	1,35	98,37	—	
Свита саргаевская	3	81,6	—	—	—	—	—	0,05	0,09	0,76	3,88	95,22	46,37	
" кыновская .	65	90,98	—	—	—	—	0,01	0,11	0,69	3,64	14,51	81,04	38,46	
" пашийская .	102	93,55	2,70	2,51	6,2	2,9	0,17	0,35	2,35	8,06	24,21	64,86	22,53	
Подъярус верхне- живетский . . .	75	92,51	2,79	2,51	10,0	2,2	0,05	0,16	1,14	3,82	24,18	70,65	11,77	
Подъярус ниж- неживетский {	верхняя кар- бонатно - ар- гиллитовая пачка	15	87,16	—	—	—	3,44	1,98	3,36	5,40	14,32	71,50	8,64	
	нижняя ар- гиллитопес- чанниковая пачка	14	94,04	—	—	—	1,40	6,87	8,11	10,76	18,75	54,11	1,87	
	Среднее значение	276	92,14	2,71	2,51	6,44	2,88	0,33	0,66	1,94	5,72	20,72	70,63	24,01

* Анализы произведены в Геологическом институте Казанского филиала Академии наук СССР: аналитиком Ф. А. Габитовой и лаборантом Н. А. Зуевым.

** Пористость, удельный и объемный вес определены для 16 образцов, а содержание частиц размером менее 0,001 мм — для 7 образцов.

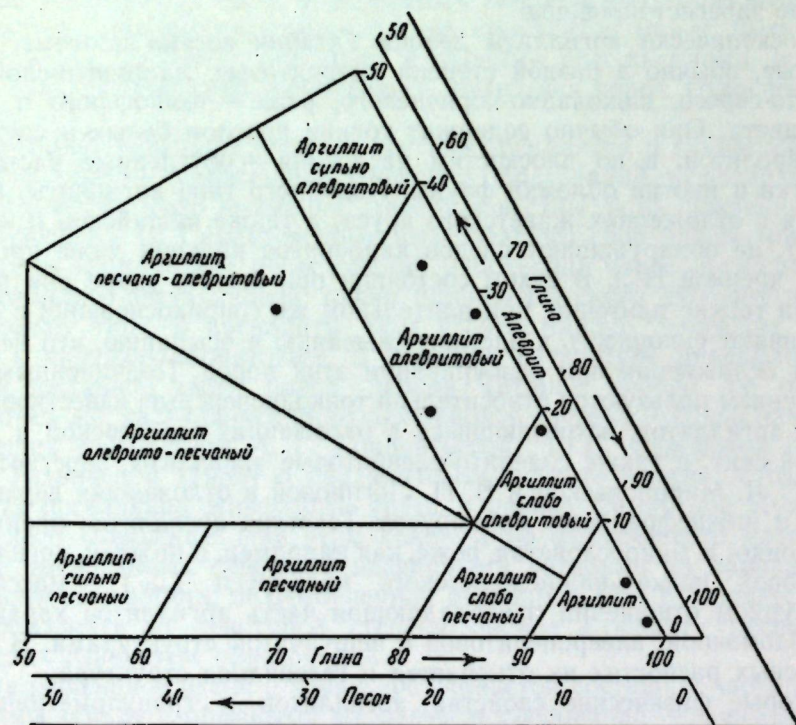


Рис. 1. Структурная схема аргиллитов девона востока Татарии.

I — доманиковская свита, II — саргаевская свита, III — кыновская свита, IV — пашийская свита, V — верхнеживетский подъярус, VI — нижнеживетский подъярус, верхняя пачка, VII — нижнеживетский подъярус, нижняя пачка

Как видно из этих данных, аргиллиты девонских отложений востока Татарии относятся преимущественно к категории алевроитовых и сильно алевроитовых, относительно грубодисперсных разностей. Дисперсность аргиллитов, содержание в них пелитового материала и растворимых компонентов снизу вверх по разрезу, от наиболее древних к молодым образованиям, закономерно увеличиваются, а содержание обломочного материала соответственно уменьшается. Наиболее грубодисперсные, песчано-алевритовые разности аргиллитов приурочены к основанию девонской толщи пород, к нижней, аргиллитопесчанниковой пачке нижнеживетского подъяруса. Содержание обломочного песчано-алевритового материала в этих аргиллитах достигает 45%, в то время как содержание тонкопелитовых и коллоидных частиц размером меньше 0,001 мм составляет лишь 1,87%.

Наиболее тонкодисперсные разности аргиллитов приурочены к карбонатным, саргаевской и доманиковской свитам франского яруса. В этих аргиллитах песчаный материал практически отсутствует, содержание алевроитового — в среднем не превышает 5%, а тонкопелитового и коллоидного — достигает 46,4%.

Аргиллиты девона принадлежат к весьма плотным разностям. Удельный вес их в среднем равен для верхнеживетского подъяруса 2,79, а для пашийской свиты — 2,70. Объемный вес и тех и других равен 2,51. Общая пористость аргиллитов верхнеживетского подъяруса равна 10,0%, а пашийской свиты — 6,2%. Открытая пористость соответственно равна 2,2 и 2,9%.

ХИМИКО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ АРГИЛЛИТОВ

Для выявления общей химической характеристики описываемых аргиллитов нами использованы данные 38 сокращенных химических анализов, произведенных за последние годы под руководством К. В. Троицкой в химической лаборатории Геологического института по заданию разных лиц. Кроме того, по поручению автора, в этой же лаборатории В. К. Аментовой произведено дополнительно 6 анализов с определением поглощенных оснований, 12 анализов с определением кристаллизационной воды и 6 полных фракционных силикатных анализов типичных образцов с определением TiO_2 , K_2O , Na_2O и SO_3 , параллельно проанализированных В. А. Луговой в спектральной лаборатории Физико-технического института. Результаты валовых анализов аргиллитов в виде средних значений по стратиграфическим подразделениям приведены в табл. 2.

Как видно из этих данных аргиллиты девона относятся преимущественно к полукислым разностям с содержанием Al_2O_3 свыше 15%. Содержание SiO_2 в них колеблется от 48 до 70% и снизу вверх по разрезу существенно уменьшается. Содержание окислов K и Na в аргиллитах различной стратиграфической принадлежности неодинаково. В основании разреза, в нижней аргиллитопесчанниковой пачке нижнеживетского подъяруса, оно минимальное и равно лишь 1,1%, а вверх по разрезу заметно увеличивается. Так, в верхней пачке нижнеживетского подъяруса оно равно 1,9, а еще выше, в верхнеживетских и франских отложениях, становится весьма значительным и в среднем равно уже 4—5%. Подобное закономерное изменение химического состава аргиллитов в зависимости от стратиграфической принадлежности связано, несомненно, с изменением их минералогического состава глинистой части. Следует еще заметить, что аргиллиты доманиковской и саргаевской свит, в отличие от аргиллитов более древних отложений, являются известковистыми.

Для надежного суждения о роли и степени участия главнейших химических компонентов в минералогическом составе тонкодисперсной части описываемых аргиллитов был произведен фракционный химический анализ, результаты которого приведены в табл. 3.

Таблица 2

Стратиграфическое положение	Число анали- зов	Влага при 105°	Химический состав, % на абсолютно сухое вещество*										Потери при прокаливании			Всего	
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	MnO	K ₂ O	Na ₂ O	V ₂ O ₅	SO ₃	Влага от 105 до 250°	Влага от 250 до 700°		CO ₂ и ор- ганика
Свита доманиковая	2	3,20	48,05	—	17,79	6,17	7,02	1,32	—	—	—	—	4,99	—	—	12,66	98,0
• саргаевская	3	2,07	54,13	0,97	18,78	7,28	4,92	1,70	0,1	3,97	1,23	0,1	0,08	0,00	3,67	3,52	100,27
• кыновская	16	2,37	53,02	1,04	21,90	8,55	0,90	1,45	0,1	2,97	1,21	0,1	1,05	0,91	5,76	—	98,96
• пашийская	3	1,89	60,10	0,95	21,58	4,32	0,91	1,38	0,01	2,58	0,63	0,01	1,37	1,16	4,23	0,32	99,55
Подъярус верхнеживетский	7	1,08	69,0	0,63	12,14	4,44	0,51	0,88	0,1	3,70	1,24	0,1	1,45	0,42	5,43	—	100,04
Подъярус { нижнежи- ветский { верхняя карбонатно-аргилито- вая пачка нижняя аргилито-песчанико- вая пачка	6	0,98	60,04	1,37	17,61	7,69	0,60	0,73	0,01	1,02	0,85	0,01	3,21	0,69	2,97	3,66	100,46
	7	0,78	61,07	1,13	20,22	7,11	0,42	0,70	0,01	0,43	0,67	0,01	0,64	1,18	8,01	—	100,60
Среднее значение	44	1,74	58,13	0,93	19,35	7,07	1,34	1,40	0,05	2,45	0,97	0,05	1,96	0,86	4,85	1,28	102,49

* Содержание TiO₂, MnO, K₂O, Na₂O, V₂O₅ и кристаллизационной воды определено для отдельных типичных образцов.

Таблица 3

Лабораторный индекс	Стратиграфическое положение	Место взятия (сечение)	Глубина, м	Размер фракции, мм	Влага при 105°	Химический состав, %										$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$
						SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	П.п.п. выше 105°		
953	Свита саргаевская	Альметьево, скв. 14, обр. 56	1556—1563	Валовой анализ 0,01— —0,001 —0,001 —0,001	3,04 0,95 2,11	58,69 68,72 48,63	19,06 15,23 27,11	7,48 5,36 8,34	0,97 — —	1,67 0,00 0,00	2,29 2,00 2,00	3,97 3,75 5,33	1,23 1,32 1,09	4,62 3,42 6,73	5,23 7,63 3,06	
955	Свита кыновская	Туктар, скв. 8, обр. 1569	1608,6— —1609,74	Валовой анализ 0,01— —0,001 —0,001 —0,001	2,99 0,98 1,92	54,58 58,11 47,19	21,21 19,40 28,75	8,52 8,65 8,94	1,04 — —	1,50 0,00 0,00	1,83 3,04 2,45	2,97 3,05 4,36	1,21 1,82 1,36	6,85 6,82 7,44	4,37 5,10 2,78	
951	Свита пашийская	Тукмак, скв. 9, обр. 231	1715,3— —1716,0	Валовой анализ 0,01— —0,001 —0,001 —0,001	1,28 0,41 1,55	67,83 75,62 48,38	16,90 12,46 26,35	4,33 3,30 9,89	0,95 — —	0,47 0,00 0,00	1,25 1,92 2,14	2,58 1,96 3,71	0,63 0,92 1,41	4,56 3,49 7,84	6,85 10,33 3,13	
952	Подъярус верхнеживетский	То же, обр. 361	1776,0— —1779,6	Валовой анализ 0,01— —0,001 —0,001 —0,001	2,19 1,17 1,43	50,03 49,44 47,60	26,26 26,18 31,30	6,94 6,65 3,00	0,63 — —	1,01 0,00 0,00	1,77 1,79 1,72	3,70 3,29 4,69	1,24 1,96 1,28	8,57 10,02 10,37	3,24 3,21 2,57	
954	Подъярус нижнеживетский, верхняя пачка	То же	1822,8— —1826,1	Валовой анализ 0,01— —0,001 —0,001 —0,001	0,92 0,23 1,09	78,25 84,65 57,24	10,82 10,07 27,19	1,24 0,40 1,08	1,37 — —	1,20 0,00 0,00	0,75 0,87 1,12	1,02 0,67 2,81	0,85 0,55 1,27	4,04 3,23 9,06	8,07 14,24 3,58	
950	То же, нижняя пачка	Тукмак, скв. 9, обр. 425	—1862,7 —1863,1	Валовой анализ 0,01— —0,001 —0,001 —0,001	1,51 0,60 1,59	57,16 60,53 39,87	23,89 22,55 33,89	6,90 5,92 7,38	1,13 — —	0,78 0,00 0,00	1,27 1,61 1,64	0,43 0,14 3,18	0,67 0,44 1,52	8,09 8,44 12,33	4,07 4,57 2,0	

Лабораторный индекс	Стратиграфическое положение	Общее валовое содержание в исходном образце, %				CaO	
		CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	весовое	%
953	Свита саргаевская . . .	1,67	2,29	3,97	1,23	0,2322	13,94
955	кыновская . . .	1,50	1,83	2,97	1,21	0,2901	19,34
951	пашийская . . .	0,47	1,25	2,58	0,63	0,114	24,25
952	Подъярус верхнеживетский	1,01	1,77	3,70	1,24	0,1534	15,19
954	Подъярус нижнефранский, верхняя пачка .	1,20	0,75	1,02	0,85	0,0757	6,31
950	Подъярус нижнеживетский, нижняя пачка .	0,78	1,27	0,43	0,67	0,0952	12,21

Как видно из таблицы, химический состав крупнопелитовой (0,01—0,001 мм) и тонкопелито-коллоидной (<0,001 мм) фракций резко различен. С увеличением дисперсности фракций с 0,01—0,001 до менее 0,001 мм процентное содержание SiO₂ резко падает, в то время как содержание Al₂O₃, K₂O и потери при прокаливании соответственно закономерно увеличиваются. MgO присутствует во всех фракциях в небольшом, примерно одинаковом количестве, CaO в тонкодисперсных фракциях не зарегистрирован. Различия в химическом составе фракций объясняются различием их минералогического состава. Высокое содержание SiO₂ во фракциях 0,01—0,001 мм объясняется наличием в них большого количества обломочного кварца, фиксируемого оптическими методами исследований. О наличии свободных окислов SiO₂ свидетельствует и высокое, несвойственное глинистым минералам молекулярное отношение SiO₂:Al₂O₃, достигающее в отдельных случаях 10,3 (пашийская свита) и даже 14,2 (нижнеживетский подъярус, верхняя пачка).

Наиболее правильное представление о минералогическом составе глинистой части девонских аргиллитов может дать химический состав их коллоидных фракций. Особенности химического состава этих фракций позволяют подразделить описываемые аргиллиты по минералогическому составу их глинистой части на две неравноценные по распространению группы. К первой из этих групп относятся аргиллиты нижней, аргиллитопесчанниковой пачки нижнеживетского подъяруса. Химический состав их резко отличен от аргиллитов всех вышележащих отложений. Тонкопелитовые и коллоидные фракции аргиллитов этой пачки имеют минимальное по разрезу содержание SiO₂, равное 39,9%, и, наоборот, максимальное содержание Al₂O₃, равное 33,9%. Молекулярное отношение SiO₂:Al₂O₃ в этих аргиллитах равно 2,0, что соответствует теоретическому соотношению этих компонентов в минералах каолинитового типа. К иной по минералогическому составу, второй группе аргиллитов принадлежат аргиллиты всех вышележащих отложений. Среднее содержание SiO₂ в их тонкопелитовых и коллоидных фракциях колеблется от 47,2 до 57,4%, в то время, как содержание Al₂O₃ лежит в пределах 26,3—31,3%. Молекулярное отношение SiO₂:Al₂O₃ в этих аргиллитах колеблется от 2,6 до 3,6, что соответствует отношению названных компонентов в гидрослюдах. Предположение о гидрослюдистом составе тонкопелитовых и коллоидных фракций описываемых аргиллитов подтверждается также относительно высоким содержанием в них окислов щелочных металлов и постоянным

Таблица

Обменное содержание											Сумма обменных оснований, мг-экв
MgO			K ₂ O			Na ₂ O					
обменные ионы, мг-экв	весовое	%	обменные ионы, мг-экв	весовое	%	обменные ионы, мг-экв	весовое	%	обменные ионы, мг-экв		
8,28	0,0062	0,27	0,31	0,0452	1,14	0,96	0,369	30,0	11,90	21,45	
10,34	0,0138	0,75	0,68	0,0871	2,93	1,85	0,478	39,50	15,42	28,29	
4,06	0,0098	0,78	0,48	0,0451	1,75	0,96	0,175	27,78	5,64	11,14	
5,47	0,0086	0,48	0,43	0,0907	2,45	1,92	0,228	18,47	7,36	15,18	
2,70	0,0049	0,65	0,24	0,0225	2,20	0,48	0,117	13,76	3,76	7,18	
3,4	0,0123	0,97	0,61	0,0136	3,19	0,28	0,104	15,52	3,36	7,65	

присутствием окиси Mg. Во фракциях размером более 0,001 мм гидрослюды фиксируются и оптическими методами исследований.

Окислы железа присутствуют вместе с глиноземом во всех фракциях, причем в тонкопелито-коллоидных, как правило, — в относительно значительных количествах. Преобладающая часть Fe₂O₃ присутствует в аргиллитах в виде свободных гидроксидов, однако, некоторая часть Fe₂O₃, возможно, замещает Al₂O₃ в составе глинистых минералов.

Коллоидно-химическими исследованиями установлено, что общая емкость поглощения и сам характер поведения оснований (Ca, Mg, K и Na) в глинистых породах могут служить надежным критерием для определения состава их основного глинистого компонента. При этом экспериментально было доказано, что глинистые породы, содержащие на 100 г сухой породы 3—15 мг-экв обменных ионов, относятся к каолинитовым, 20—40 мг-экв — к иллитовым гидрослюдам и 60—100 мг-экв и выше обменных оснований — к монтмориллонитовым (Гинзбург, 1941). С целью выяснения характера поведения оснований и общей емкости поглощения в описываемых аргиллитах 6 наиболее типичных образцов их были подвергнуты обработке нормальным раствором хлористого аммония.

Емкость поглощения оснований в анализируемых образцах характеризуется данными, приведенными в табл. 4.

Как видно из этих данных, емкость поглощения оснований у описываемых аргиллитов невелика и колеблется от 5,05 до 19,65 мг-экв, в общем увеличиваясь снизу вверх по разрезу. Анализ этих данных в совокупности с результатами фракционных химических исследований позволяет заключить, что в сложении девонских аргиллитов принимают участие два типа глинистых минералов — каолинит и гидрослюды. Количественная роль каждого из них, повидимому, находится в прямой зависимости от стратиграфического положения аргиллитов. Так, аргиллиты нижней пачки нижнеживетского подъяруса в своей глинистой части представлены почти исключительно каолинитом. Примеси других глинистых минералов здесь ничтожны и, по всей вероятности, представлены только гидрослюдами. Аргиллиты кыновской и саргаевской свит, наоборот, представлены почти исключительно гидрослюдами и лишь в незначительном количестве содержат примеси других минералов, в том числе каолинита. Аргиллиты свит, занимающих промежуточное положение, представлены в основном также гидрослюдами. В качестве примесей они содержат за-

метное количество каолинита, содержание которого снизу вверх по разрезу явно уменьшается.

Анализ 5 — верхней пачки нижнеживетского подъяруса, показывающий емкость поглощенных оснований, равную 7,18. мг.-экв. характерную для каолинита, не соответствует молекулярному соотношению SiO_2 и Al_2O_3 , ранее определенному для того же образца и, по-видимому, является результатом аналитической погрешности.

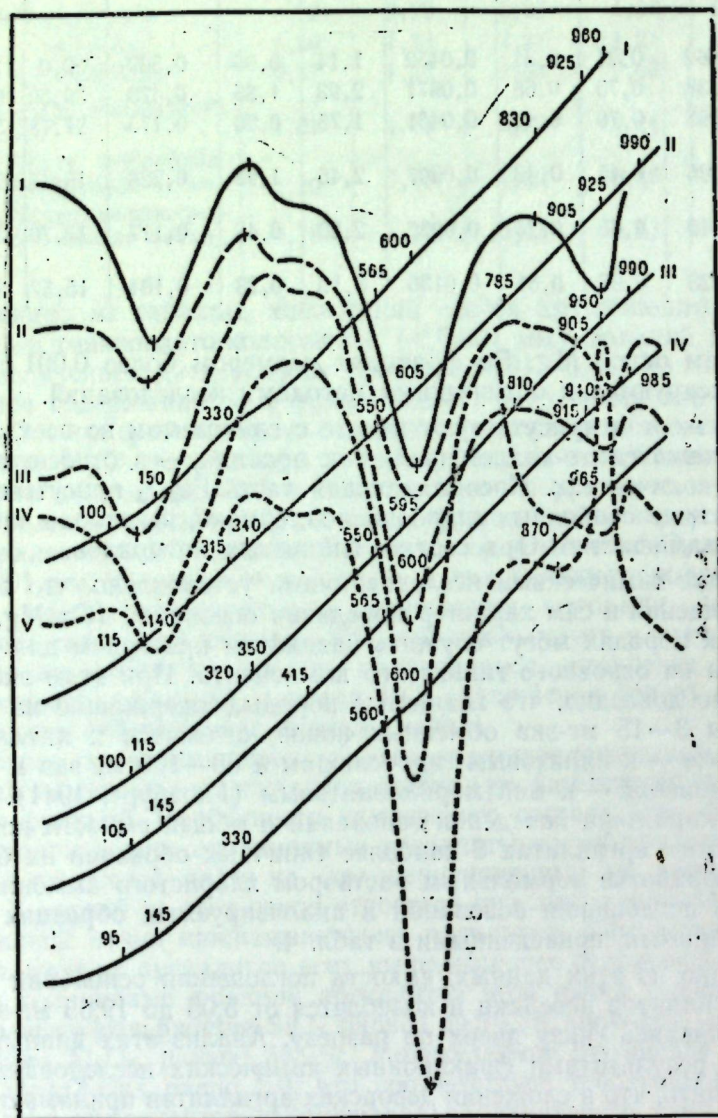


Рис. 2. Термограммы

I — саргаевская свита, II — кыновская свита, III — пашийская свита, IV — верхнеживетский подъярус, V — нижнеживетский подъярус, нижняя пачка

ТЕРМИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ АРГИЛЛИТОВ

Термическому исследованию нами были подвергнуты фракции с размером частиц менее одного микрона, выделенные из шести образцов аргиллитов, параллельно проанализированных вышеописанными другими методами исследований. Испытание производилось на термографической

установке сектора минералогии и геохимии геологического института Казанского филиала Академии Наук СССР.

Нагревание анализируемых образцов производилось равномерно, с постоянной скоростью 20° в одну минуту до 1050° . Запись кривых нагревания велась дифференциальным методом с помощью фоторегистрирующего пирометра системы академика Н. С. Курнакова. Сопротивление в цепи дифференциальной термодомы (Rg) было установлено 10 000 ом. В качестве нейтрального эталона была применена обожженная каолинистая глина. Полученные термограммы изображены на рис. 2, а результаты их расшифровки приведены в табл. 5.

Таблица 5

Лабораторный индекс	Стратиграфическое положение	Эндотермический эффект, %			Экзотермический эффект, %		
		I	II	III	I	II	III
953	Свита саргаевская D_3^1	100—150	565—600	925—960	300—330	820—830	990—1005
955	Свита кыновская	115—140	550—600	905—925	315—340	765—785	980—990
951	Свита пашийская	100—115	550—595	905—950	320—350	810	980—990
952	Подъярус верхнеживетский D_2^2	105—145	565—600	915—940	435—445	—	980—985
950	Подъярус нижнеживетский (D_2^1), нижняя пачка	95—145	560—600	—	315—330	—	950—965

Данные табл. 5 в полном соответствии с результатами коллоидно-химических исследований позволяют уверенно заключить, что в составе девонских аргиллитов принимают участие два типа глинистых минералов — каолинит и гидрослюда.

В аргиллитах нижней пачки нижнеживетского подъяруса основным глинистым компонентом является каолинит, что подтверждается прекрасно выраженным на термограмме V эндотермическим эффектом в интервале $560—600^\circ$ и экзотермической реакцией при $950—965^\circ$. В аргиллитах вышележащих отложений основным компонентом среди глинистых минералов являются гидрослюда, что подтверждается хорошо выраженными эндотермическими реакциями в интервалах $100—150^\circ$, $550—600^\circ$ и $905—940^\circ$, а также экзотермическим эффектом при $980—1005^\circ$.

Экзотермические реакции, зафиксированные при $315—350^\circ$, соответствуют обезвоживанию присутствующих в аргиллитах гидроокислов железа. Экзотермические же эффекты при $435—445^\circ$ и $765—830^\circ$, по-видимому, соответствуют сгоранию органического вещества, присутствие которого регистрируется и оптическими методами.

РЕНТГЕНО-СТРУКТУРНОЕ И ЭЛЕКТРОННО-МИКРОСКОПИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ АРГИЛЛИТОВ

Рентгено-структурному и электронно-микроскопическому изучению были подвергнуты фракции аргиллитов размером меньше $0,001$ мм, выделенные из 6 образцов, параллельно проанализированные всеми вышеописанными методами исследований.

Рентгено-структурная съемка образцов и расшифровка дебаграмм производились по нашей просьбе в Институте геологических наук Академии наук СССР заведующим рентгено-структурным кабинетом Отделения минералогии Н. Н. Слудской. Съемка образцов производилась по порошковому методу в камерах диаметром, равным $90,7$ мм, на Fe-излучении. Диаметр образца — столбика (d) был принят равным $0,6$ мм. Полученные

Стратиграфическое положение и лабораторный индекс образца														Эталонный образец			
Саргасская свита, обр. 953		Кыновская свита, обр. 955		Пашийская свита, обр. 951		Верхнекижвинский подъярус, обр. 952		Нижнекижвинский подъярус				клозинит		гидромус- ковит		кварц	
								верхняя пачка, обр. 954		нижняя пачка, обр. 950							
N*	Y*	dA	N	Y	dA	N	Y	dA	N	Y	dA	Y	dA	Y	dA	Y	dA
1	5	10,09	1	7	10,03	1	7	10,12	2	10,09	—	—	—	4	10,01	—	—
2	—	—	2	3	7,02	2	6	7,08	4	7,05	1	10	10	—	—	—	—
3	5	4,92	3	4	4,93	3	7	4,92	3	4,88	—	—	1	4,84	4	4,99	—
4	—	—	4	10	4,48	4	10	4,46	8	4,46	26ш.	—	3	4,48	7	4,48	—
5	9	4,46	5	4	4,15	5	—	—	7	4,17	3	7	4	4,17	—	—	44,224
—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	3,83	4	3	2	4,09	2	3,88	—
4	4	3,66	6	3	3,74	6	5	3,90	8	3,66	5	1	2	3,73	4	3,70	63,692
4a	2	3,51	7	2	3,53	7	4	3,51	4	3,51	6	10	3	3,57	3	3,56	—
5	10	3,33	8	9	3,33	8	9	3,33	10	3,31	7	2	3	3,32	9	3,34	103,323
—	—	—	10	—	3,00	9	1	2,96	1	2,96	—	—	2	2,83	бразм.	2,83	—
6	5	2,84	11	4	2,84	10	7	2,82	3	2,82	8	1ш.	—	—	1	2,69	—
7	3	2,69	—	—	—	—	—	—	1	2,69	—	—	5	2,559	10	2,567	—
8	9	2,56	12	10	2,57	12	9	2,56	8	2,55	9	6	2	2,489	4	2,451	42,455
—	—	—	—	3	2,49	—	1	2,45	3	2,43	10	6	6	2,378	5	2,381	—
9	3 ш.	—	11	5	2,39	13	3	2,42	5 ш.	2,32	11	7	4	2,338	2	3,344	—
—	—	—	—	3	2,35	1	1	2,34	—	—	—	—	8	—	—	—	—
10	1	2,35	—	—	—	—	—	2,25	2	2,27	12	4	6	2,291	2	2,244	42,274
11	1	2,20	12	2	—	—	14	2,20	1	2,22	—	—	—	—	3	2,193	—
12	1	2,13	—	—	2,13	14	3	2,12	1	2,16	—	—	2	2,186	5	2,131	—
13	1	1,981	13	3	1,995	15	4	1,975	4	2,10	13	3	бразм.	1,993	бразм.	2,00	22,128
—	—	—	—	—	—	—	—	—	5 ш.	1,963	—	—	3	1,940	1	1,963	41,974
—	—	—	16	—	—	—	—	—	1	1,876	14	1	2	1,896	2	1,896	—

Окончание табл. 6

Стратиграфическое положение и лабораторный индекс образца														Эталонный образец			
Саргасская свита, обр. 953		Кыновская свита, обр. 955		Пашийская свита, обр. 951		Верхнекижвинский подъярус, обр. 952		Нижнекижвинский подъярус				кзолинит		гидромус- ковит		кварц	
								верхняя пачка, обр. 954		нижняя пачка, обр. 950							
N*	Y**	dA***	N	Y	dA	N	Y	dA	N	Y	dA	Y	dA	Y	dA	Y	dA
14	2 дв.	1,84—1,82	14	2	1,823	17	4	1,820	22	8	1,817	15	1,761	3	1,817	101,815	—
15	4	1,694	15	2	1,704	18	3	1,704	23	4	1,692	16	1,677	2	1,694	—	—
16	4 ш.	1,67—1,65	16	4	1,660	19	7 ш.	1,664	24	5 бразм.	1,639	17	1,664	8 бразм.	1,652	—	—
17	2	1,538	17	2	1,543	20	3	1,544	25	7	1,534	17	1,547	2	1,544	101,538	—
18	8	1,505	18	8 бразм.	1,506	21	9	1,507	26	6 бразм.	1,486	18	1,485	10	1,498	—	—
19	2	1,486	19	1	—	—	4	1,487	—	3	1,447	—	—	1	1,484	—	—
20	2	1,451	20	1	1,432	—	22	1,449	27	3	1,447	—	—	2	1,453	—	—
—	—	—	—	—	—	—	23	1,425	28	1 бразм.	1,415	—	—	1	1,414	61,382	—
21	2	1,374	20	2	1,375	22	2	1,371	29	8	1,368	—	—	2	1,373	81,372	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	30	1	1,336	19	1,338	4 бразм.	1,337	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	31	1	1,317	20	1,305	6	1,304	—	—
22	4	1,299	21	4	1,298	Не измерено	Не измерено	Не измерено	32	3	1,297	—	—	2	1,290	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	33	3	1,283	21	1,285	7	1,283	—	—
23	2	1,249	—	—	—	—	—	—	34	2	1,255	—	—	5	1,265	42,282	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	35	3	1,225	—	—	6 бразм.	1,247	61,256	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3	1,212	21,231	—

* N — порядковый номер линии на рентгенограмме (помещен в верхней части рисунка).
 ** Y — относительная интенсивность линий, определения визуальны по 10-балльной шкале:
 ш. — широкая, дв. — двойная, разм. — размытая, нечеткая.

*** dA — межплоскостные расстояния в ангстремах; для четких линий точность определения равна 1% измеряемой величины.

дебаграммы показаны на рис. 3. При расшифровке рентгенограмм в качестве эталонов гидромусковита и каолинита были использованы рентгенограммы этих минералов, заимствованные из диссертации И. В. Иогансен «Новые эталонные дебаграммы глинистых минералов и приемы определения минерального состава глинистых фракций пород рентгенографическим методом» (Кафедра кристаллографии Ленинградского горного института, 1951—1952 гг.).

Эталонная дебаграмма кварца приведена по данным Г. А. Ковалева (1938).

Рентгенографическая характеристика исследуемых образцов, снятая с соответствующих дебаграмм (см. рис. 3), приведена в табл. 6.

Расшифровка дебаграммы и анализ полученных рентгенографических характеристик, приведенных в табл. 6, позволили Н. Н. Слудской сделать следующее заключение.

Во фракции меньше 0,001 мм, выделенной из аргиллитов нижней пачки нижнеживетского подъяруса (обр. 950), основным компонентом является минерал каолинит. Указаний на присутствие каких-либо других минералов на рентгенограмме не получено. В исследованных фракциях аргиллитов всех вышележащих девонских образований (обр. 951—955) основным компонентом являются гидрослюды типа гидромусковита. В образцах 951—952 и 954—955 в качестве примесей, повидимому, присутствует каолинит (характерная линия — 7,13). В образце 954 в заметном количестве содержится кварц, сравнительно крупные кристаллы которого фиксируются точечными линиями. Указаний на присутствие монтмориллонита нет. Присутствие его, как и кварца (кроме обр. 954), в мелких количествах не исключено, но не может быть определено в связи с совпадением их наиболее интенсивных линий с соответствующими линиями гидрослюды и каолинита.

Как видно из изложенного, рентгено-структурные исследования полностью подтверждают ранее сделанные нами выводы о минералогическом составе девонских аргиллитов и позволяют уточнить характер их гидрослюдистого компонента как гидромусковита.

Структурный облик глинистых минералов описываемых аргиллитов наглядно иллюстрируется электронно-микроскопическими фотографиями (рис. 4), заятыми по нашей просьбе в кабинете электронной микроскопии Института геологических наук Академии наук СССР младшим научным сотрудником А. А. Вороновой. Съемка образцов произведена на электронном микроскопе модели ЭМ-3 при увеличении в 4600 раз.

ВЫВОДЫ

1. Аргиллиты нефтеносных терригенных образований живетского и франского ярусов востока Татарии относятся преимущественно к категории алевроитовых и сильно алевроитовых, относительно грубодисперсных разностей. Структурный состав их во времени претерпевает закономерные изменения. Снизу вверх по разрезу, от наиболее древних к относительно молодым образованиям, дисперсность аргиллитов, содержание в них коллоидного материала и растворимость компонентов заметно увеличиваются, а содержание обломочного материала соответственно уменьшается. Содержание фракции менее 0,001 мм в аргиллитах снизу вверх по разрезу увеличивается с 1,9% в нижней пачке нижнеживетского подъяруса до 46,4% — в саргаевской свите нижнефранского подъяруса. Содержание обломочного песчаного и алевроитового материала в этом же направлении падает с 45 до 5%.

2. В химическом отношении девонские аргиллиты относятся преимущественно к полукислым разностям с содержанием Al_2O_3 в среднем более

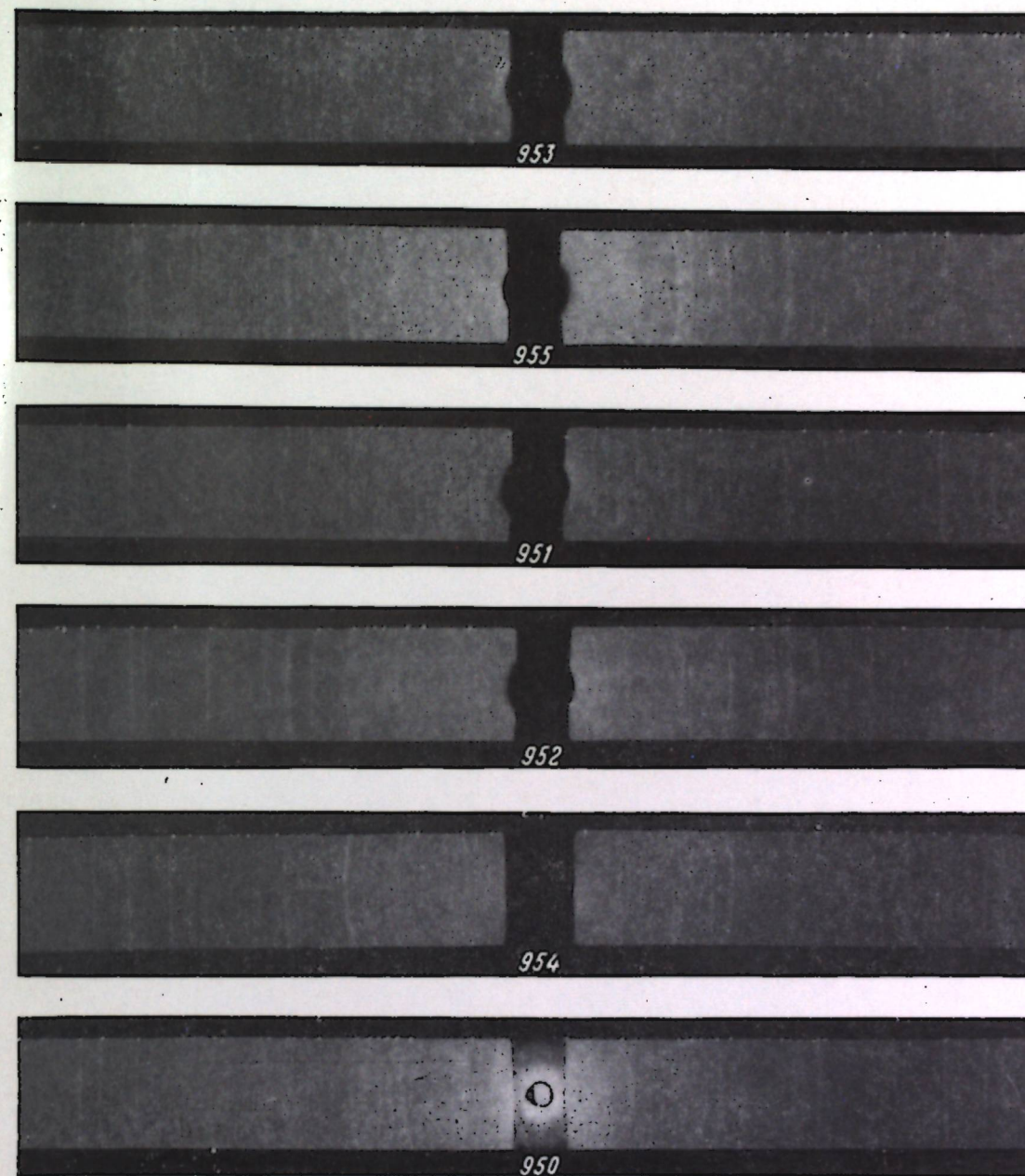


Рис. 3. Дебаграммы глинистых минералов
Определение и место взятия образца — см. рис. 4.

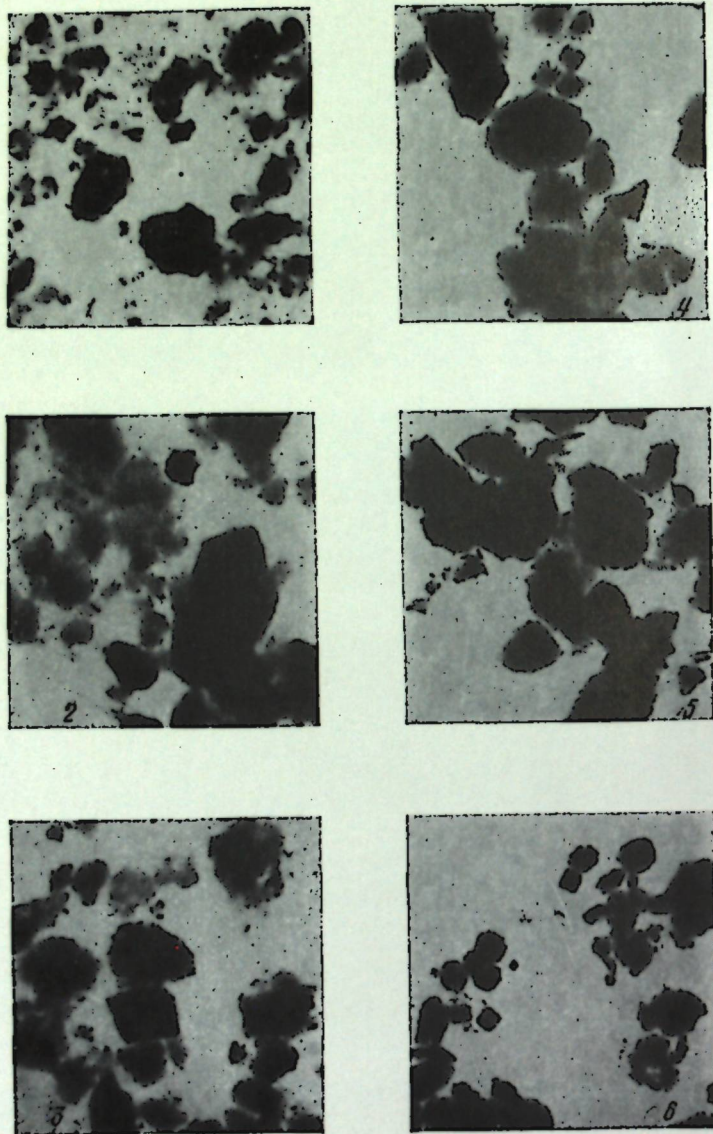


Рис. 4. Электронно-микроскопические фотографии глинистых минералов $\times 4600$

1—5 — гидрослюда: 1 — обр. 953, саргаевская свита; 2 — обр. 955, кинновская свита; 3 — обр. 951, пашийская свита; 4 — обр. 952, верхнеживетский подъярус; 5 — обр. 954, нижнеживетский подъярус (верхняя пачка); 6 — каолинит, обр. 950, нижнеживетский подъярус (нижняя пачка).

15%. Содержание SiO_2 в них колеблется от 48 до 70%, уменьшаясь снизу вверх по разрезу в соответствии с понижением содержания обломочного материала.

Для описываемых аргиллитов типично постоянное присутствие, и в том числе в тонкодисперсных фракциях окислов Mg, а также относительно высокое содержание окислов K и Na, увеличивающееся от наиболее древних к более молодым образованиям с 1,1 до 5,0%. Подобные изменения химического состава аргиллитов в возрастном отношении находятся в прямой зависимости от изменения их минералогического состава, в том числе и состава глинистой части.

3. В сложении девонских аргиллитов принимают участие два основных типа глинистых минералов — каолинит ($\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) и гидрослюда. Количественная роль каждого из них связана со стратиграфическим положением аргиллитов. Так, аргиллиты нижней, аргиллитопесчанниковой пачки нижнеживетского подъяруса (Дv) сложены почти чистым каолинитом с молекулярным отношением $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$, равным теоретическому. Примеси других глинистых минералов здесь не зарегистрированы, но возможны в незначительных количествах в виде гидрослюды. Аргиллиты кинновской и саргаевской свит, наоборот, сложены почти исключительно гидрослюдами, по всей вероятности, типа гидромусковита и лишь в незначительном количестве содержат каолинит. Аргиллиты свит, занимающих промежуточное положение, сложены в основном также гидрослюдами, по видимому, типа гидромусковита. В качестве примеси они содержат заметное количество каолинита, содержание которого снизу вверх по разрезу явно уменьшается.

4. Исследованиями Г. Л. Миропольской, В. Н. Логиновой и Т. Е. Даниловой, работы которых публикуются в настоящем сборнике. Установлено, что аргиллиты девона в пространстве и во времени обычно образуют постепенные взаимопереходы с алевролитами и песчаниками. Это обстоятельство позволяет предполагать, что определенные для аргиллитов глинистые минералы характерны и для глинистой составной части других терригенных пород, имеющих соответствующее же стратиграфическое положение. Однако уточнение этого вопроса, несомненно, требует специальных дополнительных исследований.

ЛИТЕРАТУРА

- П. И. Гинзбург. Глины и каолин, § 2. Специальная минералогия глин. «Неметаллические ископаемые СССР», т. IV, 1941.
- Н. В. Кирсанов, В. Ф. Кочетов и В. Н. Логинова. Об осложнениях при бурении нефтяных скважин на воде. «Нефт. хоз-во», 1954, № 6.
- Г. А. Ковалев. Рентгенометрический определитель минералов, ч. 1. «Зап. Ленингр. уни-та», т. XI, вып. 2, 1938.
- М. Г. Кондратьева и Т. И. Федорова. Литолого-стратиграфическая характеристика девонских отложений Саратовской области. «Девон Русской платформы». Гостоптехиздат, 1953.
- Е. И. Тихвинская. Девон Татарской АССР на фоне общего геологического строения республики. Гостоптехиздат, 1953.

А. И. КРИНАРИ

СТРОЕНИЕ И КОЛЛЕКТОРСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД ТЕРРИГЕННОЙ ФОРМАЦИИ ДЕВОНА ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ТАТАРИИ

1. СТРОЕНИЕ ФОРМАЦИИ

Впервые между Волгой и Уралом толща терригенных девонских пород была вскрыта в 1940 г. в Башкирии скважиной у с. Ардатовки (Балаев, 1940), а в 1944 г. — в пределах Татарии скважиной у пос. Бавлов. Первая схема строения толщи как нефтяного резервуара была предложена А. А. Трофимуком (1947) в 1945—1947 гг. для Туймазинского района. Верхнеживетские и пашийские образования (в современном понимании) он назвал тогда продуктивной толщей, разделив ее на три свиты — нижнюю, среднюю и верхнюю. В каждой из них он выделил продуктивные песчанико-алевролитовые горизонты, перенумеровав их в порядке залегания сверху вниз по разрезу толщи с индексом Д. Таким образом Трофимук ввел в практику продуктивные горизонты Д₁, Д_{II}, Д_{III} и Д_{IV}.

В 1948 г. К. Р. Тимергазин (1948) и М. Ф. Микрюков (1948) расчленили терригенные отложения девона западной Башкирии и Бавлинского района Татарии на живетский ярус и туймазинскую свиту, выделив в них три горизонта — ардаатовский, нарышевский и михайловский, а также 12 литологических пачек, причем пачки алевроито-песчаных пород авторы называли песчаными пластами. Таким образом, были выделены изолированные один от другого песчаные пласты: Д_V — в живетских отложениях, Д_{IV} и Д_{III} — в ардаатовском горизонте, Д_{II} и Д_I — в нарышевском горизонте.

В 1946 г. терригенные отложения девона Татарии были вскрыты скважиной в Шугуровском районе (Батанова и Солонцов, 1950), а в 1948 г. — у с. Ромашкино.

С тех пор началось детальное изучение строения этой толщи и коллекторских особенностей ее пород в тресте «Татнефтегазразведка» (Мельников, Егоров, Тропольский, Мусина, Забиров), в Геологическом институте Казанского филиала АН СССР (Миропольский, 1954; Миропольская, 1954, 1955; Герасимова, Кринари), в объединении «Татнефть» (Мальцев, Ерофеев, Бегинев, Свищов и Иванова), Всесоюзном нефтяном научно-исследовательском институте (Чопорев, Кузнецов), в Институте нефти АН СССР (Теодорович, Долицкий, Бухарцев), ВНИГРИ (Милаушкин, 1955) и др. Результаты выполненных работ в основном изложены в многочисленных рукописных отчетах и лишь незначительная часть из них опубликована. Настоящая работа была автором подготовлена в 1953 г.

Большинство из проведенных исследований по строению терригенной толщи девона юго-восточной части Татарии свелось, по существу, к при-

способлению расчленения ее разрезов к эталонному разрезу западной Башкирии. Анализ же накопленного фактического материала свидетельствует о том, что наряду с чертами сходства разрезов этих двух соседних нефтеносных областей существуют и различия.

На рис. 1 приведена схема сопоставления типовых разрезов терригенной формации девона для некоторых площадей юго-восточной Татарии (с запада на восток от с. Акташа до пос. Бавлов) с типовым разрезом ее на Туймазинском месторождении. Данные схемы показывают, что строение терригенной формации девона Татарии существенно отличается от строения ее на территории западной Башкирии. Эти отличия касаются верхнеживетских, пашийских и кыновских отложений.

Верхнеживетские отложения на Туймазинском месторождении содержат, как известно два горизонта пород-коллекторов — Д_{IV} (нижний) и Д_{III} (верхний). На территории Татарии в них выделяются четыре алевролитопесчаниковых пласта (I, II, III и IV по нашей схеме), из которых два верхних соответствуют горизонту Д_{III} — у Туймазов, пласт III — горизонту Д_{VI}, а пласт IV является специфической особенностью месторождений Татарии, будучи развитым в их южных частях.

Пашийские отложения у Туймазов содержат два песчаниковых горизонта: Д_{II} (нижний) и Д_I (верхний). На территории Татарии в наиболее полных разрезах отчетливо выделяются шесть алевролитопесчаниковых пластов (I, II, III, IV, V и VI по нашей схеме), из которых три верхних (I, II и III) соответствуют горизонту Д_I у Туймазов, нижний (VI) — горизонту Д_{II} — у Туймазов, а пласты IV и V являются специфической особенностью Ромашкинского месторождения.

Кыновские отложения на Туймазинском месторождении представлены однообразной толщей аргиллитов с прослоем известняка в основании (репер «верхний известняк»), и лишь местами в них встречаются прослои глинистых алевролитов, приуроченных к ее средней и верхней частям. На территории Татарии в кыновских отложениях выделяются два песчанико-алевролитовых пласта (II — в средней части кыновских слоев и I — в их верхней части).

Песчаниковые горизонты на Туймазинском месторождении представляются изолированными один от другого плотными глинистыми породами (аргиллитами с прослоями известняков). На территории же Татарии все пласты алевролитопесчаниковых пород в верхнеживетских и пашийских отложениях местами взаимосвязаны между собой. На основании этого в составе терригенной формации девона Татарии следует выделять лишь четыре горизонта коллекторов: нижнеживетский, верхнеживетский, пашийский и кыновский, понимая под горизонтом систему местами взаимосвязанных коллекторских пластов, изолированную от другой подобной системы плотными глинистыми породами.

В терригенных отложениях девона у Туймазов установлено два перерыва в осадконакоплении (Микрюков и Тимергазин, 1948; Тимергазин, 1948): перед отложением терригенной формации и перед отложением горизонта Д_{IV}. В терригенной же формации девона Татарии их, повидимому, пять. Они, очевидно, образовались перед отложением нижнеживетских, верхнеживетских, нижнепашийских, верхнепашийских и верхнекыновских слоев. Причем, вероятно, что каждый последующий за перерывом комплекс осадков лежит с некоторым угловым несогласием на предыдущем комплексе осадков.

Описанные различия в строении терригенной формации девона Татарии и Башкирии объясняются, по нашему мнению, главным образом двумя причинами: а) последовательным и прерывистым во времени погружением татарского свода под уровень наступавшего с юга и юго-востока девонского моря, отчего в направлении к куполу этого свода последователь-

но выпадают из разреза нижние, составляющие формации, и особенно комплексов пород, заключенных между поверхностями размывов; б) более ранним заложением туймазинской, а также бавлинской структуры (начало верхнепашийского времени) по сравнению с временем заложения ромашкинской структуры, вследствие чего на туймазинской площади отсутствуют, например, пласты IV и V пашийского горизонта.

На рис. 2 приведена схема строения терригенной формации девона Татарии, составленная по данным наших исследований. В этой схеме по характеру расчленения осадков формации мы прежде всего различаем стратиграфические, тектонико-литологические и промысловые комплексы пород. Среди первых в соответствии с унифицированной схемой стратиграфии девона мы выделяем отделы, ярусы, подъярусы, свиты и подсвиты; среди вторых — формацию, ритмы и литологические пачки; среди последних — коллекторские горизонты, пласты и пропластки. Детальное изучение терригенных отложений девона рассматриваемой территории приводит нас к следующим выводам.

1. Терригенная толща девона представлена в основном песчано-глинистыми прибрежно-морскими осадками, резко отличными (по литологическим особенностям) от ниже- и вышележащих образований, и имеет широкое распространение при относительном постоянстве состава и строения. Она сформирована в условиях волновых дифференциальных колебательных движений при общей тенденции региона к погружению.

Мы называем эту толщу туймазинской формацией, так как она полностью отвечает современным представлениям о формации, которая трактуется как «генетическая совокупность фаций, выделяющаяся среди других особенностями своего состава или строения и устойчиво образующаяся на более или менее значительном участке земной поверхности при определенном тектоническом режиме» (Рухин, 1953, стр. 433). Туймазинской эту формацию мы называем потому, что она была впервые вскрыта, изучена и описана в Туймазинском районе, а основная часть ее разреза вошла в геологическую литературу под названием туймазинской свиты.

2. Колебательные движения региона обусловили ритмичность в осадконакоплении и явились причиной многократного повторения в разрезе сходных фаций и однозначных по составу пород, обусловив многопластовость единого природного резервуара. Повторение это, однако, не тождественное и имеет направленный характер, отчего каждый последующий ритм наряду с чертами сходства отличается от предыдущего рядом специфических, свойственных ему особенностей (размерность зерен, степень их сортировки и окатанности, состав, пористость и проницаемость пород и др.).

По характеру и комплексу осадков, по характеру и размаху обусловивших их колебательных движений необходимо различать для формации ритмы первого, второго и третьего порядков.

Ритмы первого порядка связаны с временами значительных поднятий региона на фоне общего опускания его в девонский период. Они характеризуются последовательным развитием в разрезе полного комплекса осадков от гравеллитов и песчаников до карбонатов включительно. Между ритмами первого порядка наблюдаются обычно перерывы в осадконакоплении с размывом ранее отложенных образований. Таких ритмов в составе формации мы выделяем пять: нижнеживетский, верхнеживетский, нижнепашийский, верхнепашийский и верхнекыновский. С ритмами первого порядка обычно связаны коллекторские горизонты.

Ритмы второго порядка подчинены ритмам первого порядка и характеризуются в разрезе региональной сменой обломочных пород осадками первичной коллоидной природы. К последним иногда приурочены прослои карбонатных пород. Между ритмами второго порядка наблюдаются локальные размывы ранее сформированных образований. Ритмов второго

Верхне-кыновский	Возраст
Верхнепашийский	Возраст
Нижнепашийский	Возраст
Нижнеживетский	Возраст
Верхнеживетский	Возраст
Нижнекыновский	Возраст

порядка мы выделяем в составе формации 11: четыре ритма в верхне-живецких (А, Б, В и Г), пять ритмов в верхнепашийских и кыновских (А, Б, В, Г и Д) и два ритма в верхнекыновских слоях (А и Б). С ритмами второго порядка обычно связаны коллекторские пласты.

Ритмы третьего порядка подчинены ритмам второго порядка и характеризуются тенденцией к региональной смене в разрезе обломочных пород тонкозернистыми и глинистыми образованиями. Однако подобная четкая смена во многих случаях отсутствует. В каждом ритме второго порядка обычно наблюдаются два ритма третьего порядка (нижний—и и верхний—в) С ритмами третьего порядка связаны коллекторские пропластки.

3. На эффект дифференциальных колебательных движений региона, проявившихся с разной интенсивностью на различных участках и в разное время, существенный отпечаток наложили местные физико-географические условия, течения, рельеф дна водоема, характер береговой линии, различная скорость накопления осадков разного состава и различная способность их к последующему уплотнению. Все это привело местами к наложению ритмов, к их затуханию, а иногда к резкой смене пород по простиранию, наблюдаемой в современных разрезах. В соответствии с этим пласты пород-коллекторов либо разобщены непроницаемыми глинистыми породами, либо взаимосвязаны, либо имеют широкое развитие, либо выклиниваются на узких площадях. На территории юго-восточной части Татарии существуют три типа взаимоотношений коллекторов: а) коллекторы изолированы один от другого плотными непроницаемыми породами на значительных площадях (месторождение) и взаимосвязи их представляют исключительно редкие явления (горизонты); б) коллекторы имеют локальные, хотя иногда и частые взаимосвязи, однако их изоляция плотными породами носит широкий, региональный характер (пласты); в) коллекторы имеют широкие и частные взаимосвязи, а их изоляция—узкий, локальный характер (пропластки).

II. КОЛЛЕКТОРСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПРОДУКТИВНЫХ ПЛАСТОВ

Из всего многообразия свойств горных пород, характеризующих их коллекторские особенности, изучались состав, форма, размерность и степень окатанности зерен обломочного материала пород, состав и характер цемента, пористость и проницаемость пород, содержание в них карбонатов, битума и реликтовой воды. Эти особенности, так же как и строение формации, изучались большим коллективом исследователей.

Проведенные исследования позволили дать общую литологическую и коллекторскую характеристику пород формации, изучить их состав и проследить его изменение на месторождениях, определить коллекторские параметры продуктивных пластов и установить основные закономерности их изменения на площади юго-восточной части Татарии.

Ниже приводится краткая коллекторская характеристика выделенных горизонтов и пластов с использованием всего накопленного фактического материала.

Нижнеживецкий горизонт

Нижнеживецкий горизонт пород-коллекторов залегает на размытой поверхности бавлинской свиты, а там, где она отсутствует, — на кристаллическом фундаменте платформы. Распространен он лишь на крайнем юго-востоке Татарии, не поднимаясь севернее широты Альметьевска. От вышележащего верхнеживецкого горизонта он отделен регионально выдержанной пачкой плотных непроницаемых глинистых пород с прослоем известняков и доломитов в нижней части (каротажный репер «ниж-

ний известняк»). В составе этого горизонта принимают участие кварцевые гравеллиты, песчаники и алевролиты с тонкими прослоями и линзами аргиллитов. Породы слабо отсортированы, зерна обломочного материала в них преимущественно неправильной формы и весьма слабо окатаны. Размер зерен изменяется от 6 до 0,08 мм. Принадлежат они в основном кварцу с незначительной примесью зерен кварцитов, полевых шпатов и аксессуарных минералов (циркон, турмалин и др.).

Изменение коллекторских параметров пород и их среднее значение приведены в табл. 1.

Таблица 1

Пределы изменения	Касторность в HCl	Размер фракции, мм						Средний диаметр зерен, мм	Коэффициент сортировки ¹	Открытая пористость, %	Газопроницаемость, мда
		0,5—	0,25—	0,10—	0,05—	0,01—	<0,01				
		>0,5	0,25	0,10	0,05	0,01					
Максим.	23,6	65,6	98,6	88,9	74,2	29,3	37,8	0,60	600	26,0	3000
Миним.	0,01	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,7	0,01	1,2	10,0	0
Среднее	2,7	9,0	35,0	21,3	14,0	6,5	12,1	0,23	17	18,0	250

¹ Здесь и в других таблицах — отношение диаметра зерен, соответствующего на кумулятивной кривой 75% содержанию, к диаметру зерен, соответствующему 25% содержанию.

Данные табл. 1 показывают, что величина коллекторских параметров у пород этого горизонта изменяется в весьма широких пределах. Это объясняется фациально-литологической невыдержанностью отложений как по разрезу, так и по площади.

Верхнеживецкий горизонт

Верхнеживецкий горизонт пород-коллекторов распространен на всей площади юго-восточной Татарии, но нижние его пласты (прежде всего IV) выпадают из разреза в северных направлениях. Залегает горизонт, по-видимому, с угловым несогласием на размытой поверхности аргиллитов нижнеживецкого подъяруса и там, где он отсутствует, — на кристаллическом фундаменте платформы. От вышележащего пашийского горизонта этот горизонт отделен пачкой аргиллитов с прослоем известняка или доломита в нижней части (репер «средний известняк»).

В составе коллекторов горизонта принимают участие кварцевые гравеллиты, песчаники и алевролиты. Цвет их изменяется от светлосерого до темносерого, иногда бурого и зависит от содержания глинистого вещества, обугленного растительного детрита, битума, выделений пирита, сидерита, шамуазита и гидроокислов железа. Породы с неясной, а иногда криволинейной слоистостью, от грубо- и разнотонных до мелко- и мелкозернистых. Обломочный материал в них обычно составляет 80—95%, цементирующее вещество — 20—5%.

В составе обломочного материала основную роль играют зерна кварца с весьма незначительной примесью зерен кварцита, полевых шпатов и аксессуарных минералов (ильменит, магнетит, циркон, турмалин и др.). Размер зерен изменяется от 0,008 до 5,0 мм с преобладанием зерен 1—3 мм — в гравеллитах, 0,2—0,5 мм — в песчаниках и 0,05—0,1 мм — в алевролитах. Форма крупных зерен угловато-неправильная, мелких — угловато-изометрическая. Степень окатанности их весьма слабая.

Цементом пород обычно служит глинистое вещество, раскристаллизованное в тонкочешуйчатый агрегат. Наряду с глинистым веществом в

составе цемента принимают участие опал, тонкокристаллический кварц, сидерит и битумное вещество. Иногда встречаются разности пород, лишённые цемента. Характер цементации поровый, контактный и в редких случаях (в участках с сидеритовым цементом) базальный.

В составе горизонта отчетливо обособляются четыре коллекторских пласта, местами взаимосвязанные, но обычно разделенные между собой прослоями аргиллитов. Эти пласты мы обозначаем римскими цифрами в порядке залегания их сверху вниз по разрезу горизонта от I до IV включительно. Каждый из пластов прослоем глинистых пород в своей средней части иногда делится на два пропластка: верхний — а и нижний — б.

Пласт IV распространен на меньшей территории по сравнению с нижнеживетским горизонтом. В соответствии с этим в составе пласта участвуют гравеллиты, грубо и разнозернистые песчаники, песчаники мелкозернистые и в меньшей мере алевролиты.

Пласт III развит на всей территории описываемого региона. В южной части его пласт залегает без видимых признаков размыва и несогласия на пачке аргиллитов, отделяющих этот пласт от нижележащего IV пласта. В направлении на север этот пласт последовательно налегает на пласт IV, нижнеживетский горизонт и кристаллический фундамент платформы. В соответствии с этим в южной части региона он представлен в основном песчаниками и алевролитами, в северной части песчаники содержат гравийный материал и становятся более грубозернистыми. Каждый из пропластков содержит местами прослой и линзы аргиллитов, не имеющих широкого развития.

Пласт II развит на всей площади исследованного региона, но породами-коллекторами, обладающими промышленными параметрами, он представлен не повсеместно. Часто песчано-алевритовые породы пласта фациально замещаются по простиранию глинистыми непроницаемыми породами. В сложении пласта примерно в равной мере принимают участие мелкозернистые песчаники и алевролиты. Роль крупнопесчаного материала незначительна, а гравийный материал встречается в исключительно редких случаях.

Пласт I также развит на всей изученной территории, но породы с промышленными коллекторскими параметрами имеют здесь локальное развитие, часто замещаясь глинистыми алевролитами и даже аргиллитами. Преобладающим развитием в составе пласта пользуются алевролиты, песчаники же имеют резко подчиненное значение. Причем развиты лишь мелкозернистые разности песчаников; крупный песчаный материал либо отсутствует, либо содержание его незначительно. Гравийный материал отсутствует.

Изменения коллекторских параметров пластов верхнеживетского горизонта и их средние значения приведены в табл. 2.

Из изложенного, а также из данных табл. 2 видно, что для верхнеживетского горизонта коллектора характерны уменьшение размерности зерен от нижних пластов к верхним, изменение в этом же направлении преобладающего типа пород от гравеллитов и песчаников до алевролитов, широкое развитие в фации промышленных коллекторов нижних пластов, пониженные значения коллекторских параметров пород в нижних и верхних пластах и повышенные — в средних.

Пашийский горизонт

Пашийский горизонт коллекторов залегает местами на размытой поверхности аргиллитов верхнеживетского подъяруса. От вышележащего кыновского горизонта он отделен пачкой аргиллитов с прослоем известняка в ее нижней части (кароттажный репер «верхний известняк»).

Таблица 2

Пласт	Пределы изменения	Растворимост ь в HCl	Размер фракции, мм						Средний диаметр зерен, мм	Коэффициент сортировки	Открытая пористость, %	Газопроницаемость, мда
			>0,5	0,5-0,25	0,25-0,10	0,10-0,05	0,05-0,01	<0,01				
			Содержание по весу, %									
I	Максим.	7,2	0,0	10,0	75,0	81,3	23,0	26,0	0,20	200	26,0	1100
	Миним.	1,2	0,0	0,5	8,2	4,8	4,1	2,0	0,02	2,5	10,0	0
	Среднее	2,5	0,0	3,5	28,0	44,3	11,6	12,6	0,08	3,0	17,0	200
II	Максим.	4,6	2,8	12,0	80,2	71,9	18,4	25,2	0,20	300	25,0	2500
	Миним.	1,5	0,0	0,0	25,4	3,3	3,8	1,2	0,02	1,5	10,0	0
	Среднее	2,3	0,0	5,0	38,5	36,8	8,4	11,3	0,10	2,4	18,0	400
III	Максим.	7,7	39,1	38,2	88,6	85,0	42,4	19,1	0,23	220	26,0	3000
	Миним.	0,0	0,0	0,0	0,1	0,6	0,4	0,6	0,6	1,3	10,0	0
	Среднее	1,8	6,7	7,1	50,2	23,2	8,4	4,8	0,14	2,0	21,0	700
IV	Максим.	21,5	45,5	86,4	92,0	75,3	30,1	29,5	0,40	300	24,0	2000
	Миним.	0,0	0,0	0,0	0,5	0,1	0,0	0,8	0,02	1,5	10,0	0
	Среднее	1,9	8,4	33,6	25,4	14,1	7,2	11,3	0,20	9,5	19,0	500

В составе пород-коллекторов горизонта принимают участие песчаники и алевролиты с прослоями и линзами аргиллитов. Песчаники и алевролиты — породы с неясной слоистостью и, в отличие от аналогичных пород живетских горизонтов, обычно мелко- и равнозернистые. Цвет их изменяется от светлосерого до бурого и зависит от содержания битума, глинистого вещества, выделений сидерита и пирита.

Обломочный материал в породах составляет обычно более 80%. Представлен он зернами кварца с весьма незначительной примесью (до 1%) зерен кварцита, полевых шпатов и акцессорных минералов (циркона, ильменита, анатаза, турмалина, рутила и др.). Форма зерен либо угловато-неправильная, либо призматическая, либо изометрическая. Окатанность их слабая, но выше, чем в породах живетского горизонта. Основную массу песчаников составляют зерна мелкопесчаной фракции и алевролитов — крупноалевролитовой фракции.

Цемент в породах содержится не более 20%. Часто встречаются разности пород, в которых он отсутствует. Основную роль в составе цемента играют глинистое вещество и битум. Первое обычно раскристаллизовано в тонкочешуйчатый агрегат. Цемент, как правило, концентрируется в местах соприкосновения зерен, реже он выполняет поры или окружает зерна в виде тонких каемок. Иногда цементом является сидерит и в редких случаях — кальцит. Форма пор обычно всегда зависит от формы зерен.

В составе пашийского горизонта, в наиболее полных его разрезах, отчетливо обособляются шесть пластов, разделенных плотными непроницаемыми породами, но имеющих между собой локальные взаимосвязи. Эти пласты (как и в верхнеживетском горизонте) мы обозначаем римскими цифрами в порядке залегания их сверху вниз по разрезу горизонта от I до VI включительно. Каждый из пластов прослоем глинистых пород в своей средней части обычно делится на два пропластка: верхний — а и нижний — б.

Пласт VI местами, повидимому, лежит на размытой поверхности пачки аргиллитов верхнеживетского подъяруса. В составе его главную роль играют мелкозернистые песчаники, обогащенные иногда крупным песчаным материалом. Пласт местами по простиранию замещается глинистыми алевролитами и аргиллитами.

Пласт V всюду залегает с трансгрессивным и угловым несогласием на породах нижнепашийской свиты и развит не повсеместно — отсутствует на Бавлинском месторождении, на Азнакаевской и Акташской площадях Ромашкинского месторождения, где он либо размыт, либо не отлагался. По составу и строению пласт весьма близок к нижележащему пласту VI.

Пласт IV распространен на большей территории по сравнению с V пластом. Однако и он не имеет повсеместного развития — отсутствует на Бавлинском месторождении и постепенно выклинивается в северных направлениях.

Пласты III и II также не имеют повсеместного развития и на некоторых участках замещаются по простиранию непроницаемыми глинистыми породами.

Пласт I отличается от вышеописанных большей невыдержанностью состава по простиранию. Песчаники и алевролиты здесь развиты примерно одинаково, но во многих участках (Бавлинское месторождение, Миннибаевский участок Ромашкинского месторождения и др.) пласт замещен глинистыми алевролитами и аргиллитами.

Данные об изменении коллекторских параметров пластов пашийского горизонта приведены в табл. 3.

Таблица 3

Пласт	Пределы изменения	Размер фракции, мм					Средний диаметр зерен, мм	Коэффициент сортировки	Пористость, %	Газопроницаемость, мда
		0,5— 0,25	0,25— 0,10	0,10— 0,05	0,05— 0,01	<0,01				
		Содержание по весу, %								
I	Максим.	8,5	92,1	72,1	40,2	27,4	0,15	5,4	23,5	1080
	Миним.	0,0	0,2	1,4	0,2	1,3	0,05	1,5	10,0	0
	Среднее	1,2	42,0	40,6	8,0	8,2	0,10	2,3	20,0	360
II	Максим.	21,5	85,0	87,6	33,8	23,4	0,14	6,8	22,2	950
	Миним.	0,0	4,2	1,6	0,2	2,3	0,03	1,5	10,0	0
	Среднее	1,4	43,0	41,1	7,5	7,0	0,10	2,3	20,0	500
III	Максим.	17,0	92,4	88,5	31,8	33,5	0,16	2,5	27,0	1455
	Миним.	0,0	0,6	2,0	0,1	0,9	0,06	1,5	10,0	0
	Среднее	1,5	53,0	30,0	10,0	5,5	0,12	1,9	20,4	510
IV	Максим.	49,0	96,3	90,2	53,0	23,0	0,18	12,0	24,8	1350
	Миним.	0,0	0,4	0,5	0,4	0,3	0,06	1,5	10,0	0,0
	Среднее	1,5	55,0	40,0	5,5	2,0	0,12	1,8	21,0	650
V	Максим.	47,8	95,0	91,0	35,0	15,0	0,24	2,5	23,3	885
	Миним.	0,0	4,9	5,0	0,2	0,5	0,08	1,5	10,0	0
	Среднее	1,9	65,0	24,0	4,1	5,0	0,13	1,9	20,3	520
VI	Максим.	49,2	96,0	86,0	12,5	16,5	0,22	8,0	24,0	835
	Миним.	0,1	10,8	0,5	0,0	0,1	0,06	1,5	10,0	0
	Среднее	1,0	69,3	23,0	1,5	5,2	0,14	2,0	20,0	400

Данные, приведенные в табл. 3, показывают, что для пашийского горизонта характерны уменьшение размерности зерен обломочного материала от нижних пластов к верхним, усиление в том же направлении роли глинистых пород, повышение значений коллекторских параметров для средних пластов и понижение для нижних и верхних.

Кыновский горизонт

Кыновский горизонт относится к верхнекыновской подсвите и, видимо, трансгрессивно залегает с некоторым угловым несогласием на нижележащей аргиллитовой пачке нижнекыновской подсвиты.

В составе пород этого горизонта основное значение имеют алевролиты и глинистые алевролиты. Песчаники же развиты весьма ограниченно, лишь в северо-западной части региона. Песчаники и алевролиты светлого или бурого цвета, неясно слоистые. Обломочного материала в них содержится более 75%, цемента — до 25%. В составе обломочного материала главную роль играет кварц с весьма незначительной примесью зерен полевых шпатов, кремня, кварцита и др. Размер зерен изменяется от 0,08 до 0,17 мм в алевролитах и от 0,01 до 0,5 мм — в песчаниках. Зерна обычно слабо окатаны, форма их неправильная, иногда удлинённая.

Цементом пород обычно служит глинистое вещество, раскристаллизованное в тонкощупчатый агрегат и битум. Местами роль цемента выполняет сидерит, реже — пирит. Форма пор обусловлена формой зерен.

В составе горизонта выделяются два пласта пород-коллекторов: верхний (I) и нижний (II).

Кыновский нижний (II) пласт залегает в средней части кыновской свиты и породами-коллекторами представлен лишь в северо-западной части региона. В южных направлениях пласт замещается глинистыми алевролитами. Изменение коллекторских параметров пласта и их средние значения приведены в табл. 4.

Таблица 4

Пределы изменения	Размер фракции, мм							Средний диаметр зерен, мм	Коэффициент сортировки	Пористость, %	Газопроницаемость, мда
	Растворимость в HCl	>0,50	0,50—0,25	0,25—0,10	0,10—0,05	0,05—0,01	<0,01				
		Содержание по весу, %									
Максим.	8,4	0,0	3,4	72,2	78,8	23,9	6,8	0,12	300	24,9	1840
Миним.	0,5	0,0	0,0	0,6	14,7	10,6	16,6	0,03	1,2	10,0	0
Среднее	2,6	0,0	0,1	15,9	60,0	16,0	8,0	0,08	2,5	20,0	400

Кыновский верхний (I) пласт еще не изучен и выделяется нами условно. Залегает он в кровле кыновской свиты под саргаевскими известняками и представлен алевролитами и глинистыми алевролитами. Коллекторские параметры пласта изучены весьма слабо.

Приведенные данные о коллекторских особенностях пород позволяют сделать следующие выводы.

1. Терригенная формация представляет собой в разрезе закономерное чередование пластов пород-коллекторов с пластами плотных глинистых пород, роль которых увеличивается снизу вверх по ее разрезу. Это обуславливает многопластовость природного резервуара региона.

2. Коллекторские параметры пластов в пределах горизонта и всего разреза формации изменяются закономерно, испытывая четко выраженную ритмичность. Лучшими коллекторами, как правило, обладают средние пласты горизонтов.

3. Пористость и проницаемость пород зависят главным образом от содержания в них глинистого материала и вторичных выделений, причем содержание глины до 5% не оказывает существенного влияния на эти параметры. При содержании же глины более 5% пористость и проницаемость пород резко снижаются и при содержании ее 18—20% порода становится

практически непроницаемой. Существенное значение при этом имеет характер распределения глинистого вещества в породе.

ЛИТЕРАТУРА

- Балаев В. А. Девон и кристаллические породы на западе Башкирии. ДАН СССР, новая серия, т. 29, 1940, № 4.
- Батанова Г. П. Стратиграфия франских отложений в Татарской АССР. ДАН СССР, т. 89, 1953, № 1.
- Батанова Г. П. и Солонцов Л. Ф. Стратиграфический разрез девонских отложений Шугуровского района ТАССР. «Изв. Казанск. фил. АН СССР, серия геол.», 1950, № 1.
- Долицкий В. А. Продуктивная толща девона месторождений Туймазы и Бавлы. «Новости нефтяной техники, серия геол.», вып. 2, 1947.
- Микрюков М. Ф. Материалы к стратиграфии верхнего девона Западной Башкирии и Восточной Татарии. «Башкирская нефть», 1950, № 2.
- Микрюков М. Ф. и Тимергазин К. Р. Новые данные по стратиграфии и литологии терригенных отложений девона Бавлинско-Туймазинского нефтяного района. «Нефт. хоз-во», 1948, № 9.
- Милаушкин П. Ф. Распространение нефти по разрезу в связи с некоторыми литологическими особенностями терригенных отложений девона Волго-Уральской области. «Тр. ВНИГРИ», вып. 82, 1955.
- Миропольская Г. Л. Новые данные о литологии пашийской свиты на востоке Татарии. ДАН СССР, т. 98, 1954, № 3.
- Миропольская Г. Л. Краткая литологическая характеристика отложений живетского яруса и пашийской свиты на юго-востоке Татарии. «Изв. Казанск. фил. АН СССР, серия геол.», 1955, № 4.
- Миропольский Л. М. К общей характеристике первичной и вторичной минерализации в девонских отложениях на юго-востоке Татарии. «Уч. зап. Казанск. ун-та», т. 114, кн. 8, 1954.
- Рухин Л. Б. Основы литологии. Гостоптехиздат, 1953.
- Теодорович Г. И. О ритмичности в разрезе вероятных нефтематеринских свит (на примере девона Волго-Уральской области). ДАН СССР, т. 86, 1952, № 5.
- Тимергазин К. Р. Туймазинская продуктивная свита девона. «Башкирская нефть», 1948, № 2.
- Тропольский В. И. Стратиграфическая схема девонских отложений Татарской АССР. Девон Русской платформы. Гостоптехиздат, 1953.
- Трофимук А. А. Законтурный флудинг в Туймазах. «Нефт. хоз-во», 1947, № 4.
- Эллерн С. С., Тропольский В. И. и Бальчунас В. Е. О живетских отложениях в Татарии. ДАН СССР, новая серия, т. 79, 1951, № 1.

Г. П. БАТАНОВА

К ЭКОЛОГИИ ФАУНЫ ДЕВОНСКОГО МОРЯ ВОСТОКА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Познание условий осадконакопления продуктивных толщ девона Русской платформы в значительной степени связано с изучением экологии фауны, содержащейся в этих осадках. В настоящей статье кратко сообщаются результаты работы, целью которой было выявление условий существования и захоронения живетской и франской фауны на территории Татарии.

Стратиграфия живетских и франских образований в этой работе дается согласно выработанной за последние годы схеме девона для Татарии (Батанова, 1953; Эллерн и др., 1951).

В нижнеживетских образованиях фауна встречается преимущественно на крайнем юго-востоке Татарии, где встречаются карбонатные прослои. Наибольшим развитием здесь пользуются брахиоподы, пелециподы и криноиды. Местами наблюдаются трилобиты и табуляты, изредка отмечаются головоногие, мшанки и гастроподы. На остальной части территории Татарии нижнеживетские образования представлены песчано-глинистыми породами, в которых из фауны отмечены лишь лингулы.

В различных по составу породах встречается и разный состав фауны. Так, рядом исследователей (Эллерн и др., 1951; Батанова, 1953) уже отмечалось ранее, что в Бавлинском районе, в верхней части нижнеживетских образований, содержится своеобразный комплекс, имеющий в общих чертах доманиковый облик. Здесь встречены птероподы *Styliolina* sp., *Tentaculites* sp. nov., пелециподы *Schizodus* sp., *Pterochaenia* sp., *Leptodesma rogersi* Hall., многочисленные лингулы, остракоды и редкие *Bactrites* sp.

Наличие в этих породах представителей остракод и пелеципод *Schizodus*, являющихся обитателями мелководной полосы моря с мягким дном (Геккер, 1935), указывает на участок с мало подвижной водной средой. Эта особенность нижнеживетского бассейна на описываемой территории устанавливается и по характеру осадков, содержащих указанную фауну. Они представлены темносерыми битуминозными известковистыми аргиллитами с включениями пирита в виде пленок на поверхности ядер пелеципод или мелких обособленных стяжений. Наличие пирита указывает на сероводородное брожение в осадке при разложении органического вещества.

В серых, иногда доломитизированных известняках в этом же районе содержится иной комплекс форм. Здесь преобладают криноиды *Cupressokrinus rossicus* Antr. (Антропов, 1954), мшанки *Nematopora baulen-*

sis Antr. (Антропов, 1953), брахиоподы *Stropheodonta* cf. *uralensis* Vern., *Atrypa* aff. *sogdiana* Nal., *Conchidium* cf., *pseudobaschkiricum* Tschern., *Athyris* ex gr. *concentrica* Buch., *Ilmenia subumbona* Hall. и трилобиты *Dechenella*. Этот комплекс форм свидетельствует о режиме открытого моря, небольших глубинах и довольно многочисленном бентосе в момент отложения этих осадков (Наливкин, 1932).

Наличие в нижнеживетских известняках Бавлинского района большого количества членников криноидей, обломков раковин брахиопод (*Conchidium Atrypa*) и трилобитов свидетельствует о некоторой подвижности вод в момент отложения карбонатных осадков.

В Туймазинском районе Башкирии в известняках верхней части нижнеживетского подъяруса встречаются банки *Stropheodonta uralensis* Vern.

Описанные комплексы форм из аргиллитов и известняков нижнеживетских образований крайнего юго-востока Татарии и Туймазинского района Башкирии, характер захоронения организмов (в виде обломков раковин и банок в известняках и сравнительно хорошо сохранившихся раковин пелеципод и остракод в аргиллитах) свидетельствуют о том, что здесь в нижнеживетское время была шельфовая зона моря, для которой характерны быстрая смена осадков в пространстве и времени в связи с изменениями силы и направления течений, а также смена газового режима.

Западнее пос. Бавлы и с. Чалпы, за полосой выклинивания карбонатных прослоев, в разрезе верхней части нижнеживетских образований из фауны встречаются лишь лингулы, т. е. формы краевых частей моря, воды которых могли быть несколько опреснены. На западе Татарии, у сс. Верхний Услон, пос. Кукмор, и в центральной Татарии, у с. Булдырь, в нижнеживетское время находилась суша.

Фауна верхнеживетского подъяруса характеризуется, с одной стороны, появлением новых форм (*Atrypa desquamata* Sow., *Theodossia schulkei* K e y s., *Agoniatites* sp.), а с другой — элементами преемственности с фауной нижнеживетского времени (*Cupressocrinus*, *Ilmenia subumbona* Hall., *Dechenella* sp.).

В различных по составу породах верхнеживетского подъяруса, отражающих фациальные различия отдельных участков верхнеживетского бассейна, встречаются и различные комплексы форм. Так, в зеленоватосерых сидеритовых аргиллитах встречаются лишь филлоподы *Asmussia membranacea* Pacht., *Asmussia pogrebovi* Lut. — формы обычные для солоноватоводных и опресненных бассейнов. В темносерых тонкослоистых аргиллитах обычны лингулы, пелециподы *Pterochaenia* sp., *Buchiola* sp., *Aviculopecten* sp., *Leptodesma* sp., птероподы и гониатиты *Agoniatites* sp. В известняках преобладают типичные морские формы: криноидеи *Cupressocrinus rossicus* Antr., брахиоподы *Atrypa desquamata* Sow., *Ilmenia subumbona* Hall., трилобиты *Dechenella romanovskii* Tschern.

Прослеживая изменение фауны в пространстве, следует отметить, что в южной полосе центральной и восточной Татарии и в Туймазинском районе Башкирии фауна беспозвоночных характеризуется типично морскими формами (криноидеями, брахиоподами, гониатитами, трилобитами), тогда как в более северных частях преобладают эвригалинные формы (лингулы, эстерии), причем раковины лингул и эстерий здесь встречаются обычно в виде обломков. Такой характер распределения фауны в пространстве указывает, что в верхнеживетское время на юге Татарии были относительно более глубокие участки моря с более нормальным солевым режимом, тогда как на остальной территории Татарии (за исключением центральной и северной частей Татарского свода, где в верхнеживетское время была суша) находилась мелководная часть бассейна.

В породах пашийской свиты фауна встречается редко. Приуроче-

на она к прослоям известняков и аргиллитов, представлена небольшим числом форм и довольно однообразна в видовом отношении. Наиболее часты брахиоподы и филлоподы. Остальные группы — строматопоры, габуляты, криноидеи, пелециподы, птероподы, цефалоподы и остракоды — наблюдаются лишь единичными экземплярами. Сохранность фауны в пашийских отложениях различная. В конгломератах можно обнаружить лишь окатанные обломки раковин *Bactrites* sp. и стеблей *Crinoidea*. В известняках встречаются *Amphipora* sp., *Aulopora* sp., членники *Crinoidea*, обломки раковин брахиопод *Productidae*, *Atrypa* sp., *Ilmenia* cf. *subumbona* Hall., единичные *Buchiola* sp., *Tentaculites* sp. и остракоды. Из них лишь амфиопоры и аулопоры, нараставшие на дно, и остракоды благодаря своим малым размерам обладают довольно хорошей сохранностью. Остальные раковины обычно встречаются в виде обломков. В аргиллитах преобладают цельные раковины лингул и эстерий.

Прослеживая фауну пашийской свиты по разрезу, следует отметить, что в нижней части ее еще отмечаются (Рождественская, 1954) единичные живетские формы (*Agoniatites* sp., *Lingulipora ceatra* M i k r., *Amphisites pulcher*, *Samarella crassa* P o l.). В верхней части они исчезают и появляются новые виды, характерные для франского яруса (*Asmussia vulgaris* Lut., *Asmussia Serdobensis* Nov.).

Таким образом, фауна беспозвоночных пашийской свиты представлена преимущественно лингулами, филлоподами, строматопорами и габулятами. Это свидетельствует о том, что в пашийское время территория Татарии была покрыта мелким морем. На это указывают не только фауна, но и состав пород, представленных осадками мелкоморья — песчаниками и алевролитами, часто переполненными растительными остатками, с прослоями конгломератов, аргиллитов и реже известняков. При этом следует отметить, что на крайнем юго-востоке Татарии фауна в пашийской свите более богата и состоит из типично морских форм (замковых брахиопод, строматопор, габулятов), тогда как в более северных районах восточной Татарии и у с. Аксубаево преобладают эвригалинные формы (лингулы, эстерии) прибрежной полосы моря с пониженной соленостью вод. В районе с. Кукмор и в пашийское время была суша.

Породы кыновской свиты содержат более богатую фауну, чем пашийские образования. Наиболее часты здесь брахиоподы и пелециподы. Встречаются они преимущественно в известняках и темносерых аргиллитах. Кроме них, наблюдаются кораллы, криноидеи, черви, гастроподы, цефалоподы, остракоды и остатки панцирных рыб. В алевролитах, а также в зеленых и коричневых сидеритовых разностях аргиллитов из фауны отмечаются только обломки *Lingula*.

Комплекс фауны, обнаруженный в известняках кыновской свиты — кораллы, криноидеи и брахиоподы (*Schizophoria striatula* Schloth., *Atrypa* ex gr. *aspera* Schl., *Camarotoechia* ex gr. *livonica* Buch., *Cyrtospirifer purchisonianus* Tschern. (non K o n.)), — характерен для неритовой зоны моря. Этому не противоречит присутствие в разрезе кыновской свиты и прослоев сидеритовых аргиллитов. Они, по данным Н. М. Страхова (1947), могли отлагаться также в области шельфа.

Захоронение органических остатков в глинистых известняках в виде обломков отдельных, преимущественно брюшных створок указывает на наличие течений и перемыва осадка в момент отложения известковых осадков.

Встреченные у сс. Мордовский Акташ, Аксубаево и Аракчино прослои темносерых известняков и аргиллитов в кыновской свите с комплексом форм доманика — *Buchiola*, *Tentaculites*, *Styliolina*, *Bactrites* — свидетельствуют о появлении в кыновское время осадков фации, близкой к фациям доманика.

В районе сс. Сарайлы, Соболеково отлагались коралловые известняки, характерные для рифовых фаций морского мелководья.

Наибольшим развитием среди форм, встреченных в саргаевской свите, в видовом отношении пользуются пелециподы и брахиоподы. Головоногие и птероподы встречаются иногда в большом количестве особей, но бедны видами. Криниоидеи отмечаются единичными находками.

В саргаевское время наблюдалось довольно быстрое изменение комплексов фауны в пространстве, вызванное сменой условий существования организмов. На площади Шугуровского участка в большом количестве встречаются такие группы животных, как лингулы и птерохении. В саргаевское время здесь появляются *Lingula aff. punctata* Hall., *Pterochaenia elmensis* Clagke, *Pterochaenia timanica* Hall. и др.

Однако эти формы оказались приспособленными к строго определенным условиям среды и поэтому в доманиковое время, несмотря на близость условий, эти виды исчезают. Своеобразие состава придонной фауны саргаевского времени (*Lingula*, *Pterochaenia*, *Buchiola*) в Шугуровском районе объясняется, видимо, обособленностью этого участка в виде западины, где движение воды было более замедленным, а в связи с этим был нарушен и газовый режим. Это и привело к существованию на данном участке саргаевского бассейна лишь определенных форм. На остальной части территории Татарии была более или менее нормальная обстановка морского бассейна, на что указывает биоценоз форм, встреченных в саргаевских образованиях. В состав его входят типично морские формы — *Ladogia simensis* Mark., *Hypothyridina calva* Mark., *Anatrypa cf. timanica* Mark., *Lamellispirifer cf. novosibiricus* Toll. и *Timanites acutus* Keys.

Фауна доманиковой свиты связана с своеобразным этапом в истории развития девонского бассейна. Особенности доманиковой фации обусловили своеобразный характер пород доманиковой свиты и специфичность комплекса встречающейся в них фауны.

В фауне доманиковой свиты неперенными членами являются из планктонных организмов многочисленные птероподы *Tentaculites* и *Styliolina*, а из придонных — *Lingula*, *Liorhynchus*, *Buchiola* и *Primitia*. Характерны головоногие: *Bactrites* и *Gephyroceras*. Своеобразие фауны заключается в богатстве экземпляров перечисленных форм и в отсутствии в ее составе кораллов и трилобитов.

В породах доманиковой свиты фауна распределяется неравномерно. Так, например, серые и коричневатые-серые битуминозные известняки обычно переполнены фауной. Здесь преобладают брахиоподы — *Stropheodonta interstitialis* Buch., *Chonetes setigera* Hall., *Chonetipustula petini* Nal., *Liorhynchus pavlovi* Mufke, *Liorhynchus quadricostatus* Van., *Atrypa uralica* Nal., *Reticulariopsis pachyrinchus* Verp., гастроподы *Naticopsis*, *Macrocheilus*, пелециподы *Buchiola ex gr. retrostriata* Buch., гоннатиты *Bactrites*, *Orthoceras*, *Gephyroceras*. Следует при этом отметить, что в известняках раковины часто встречаются в виде обломков или сильно потертыми (*Lingula*, *Buchiola*, *Tentaculites*), с плохо сохранившейся скульптурой. Приведенный комплекс форм, наблюдаемый в известняках, и характер сохранности раковин свидетельствуют о режиме открытого моря с подвижной водной средой в момент отложения этих осадков.

Прослой мергелей среди известняков доманиковой свиты содержат иной комплекс форм. Из брахиопод здесь чаще встречаются лингулы, *Orbiculoidea* sp. и *Liorhynchus megistanus* Le Hon., из пелеципод — *Pterochaenia*, из птеропод — *Tentaculites*, *Styliolina*. К перечисленным формам нередко присоединяются остракоды. Таким образом, придонная фауна в мергелях более бедна. Раковины брахиопод (*Liorhynchus*) в мергелях значительно тоньше, обломков раковин встречается меньше, чем в

известняках, хотя раковины часто деформированы, раздавлены. Лучшая сохранность и меньшая толщина раковин, преобладание лингул, птерохений и остракод, а также большее содержание органического вещества в мергелях указывают на более застойный характер бассейна в период отложения карбонатно-глинистых осадков.

Распределение фауны по дну моря также было неодинаковым. Наиболее фаунистически богато охарактеризована доманиковая свита в районе пос. Бавлы, где она представлена преимущественно известняками. Здесь в доманиковое время, вероятно, находился наиболее повышенный участок дна моря и происходило некоторое движение воды, создававшее нормальный газовый режим. На дне селилась богатая фауна с преобладанием форм открытого моря. Именно здесь встречаются из замковых брахиопод *Stropheodonta*, *Chonetes*, *Chonetipustula*, *Liorhynchus*, *Atrypa*, *Pyramidalis*, крупные *Reticulariopsis*, гастроподы *Naticopsis* и *Macrocheilus*, гоннатиты *Gephyroceras*.

На северо-западе Татарии (с. Кудаш) в начале доманикового времени также существовали условия моря с нормальным газовым и гидродинамическим режимом, при которых шло отложение светлых известняковых осадков с фауной крупных брахиопод *Liorhynchus* и *Atrypa*.

Там, где доманик представлен более глинистыми разностями — мергелями (сс. Ерыклы, Тукмак, пос. Шугурово и др.) и глинистыми известняками, состав фауны доманиковой свиты иной. Из брахиопод здесь преобладают лингулы. Замковые брахиоподы представлены единичными мелкими *Chonetes*, *Liorhynchus*, *Septalaria* и *Reticulariopsis*. Местами (с. Ерыклы, скв. Р-6) отмечается обилие остракод *Primitia*.

В мендымское время происходит расцвет фауны. Это связано с дальнейшим развитием и углублением бассейна в это время, с меньшим привносом терригенного материала и установлением более нормального газового режима.

В состав фауны, встреченной в серых известняках мендымской свиты, входят преимущественно организмы прикрепленного и подвижного бентоса — гидроидные полипы *Aulopora* sp., ругозы *Macgeea berdensis* Sosh., брахиоподы *Hypothyridina coronula* Drev., *Atrypa posturalica* Mark., *Atrypa planosulcata* Veb., *Cyrtospirifer tenticulum* Vern., *Cyrtospirifer conoideus* Roem., *Pyramidalia simplex* Phill., пелециподы *Buchiola*, *Ontaria*, *Cardiola*, остракоды *Primitia* и трилобиты *Goldius*. В значительно меньшем количестве наблюдаются нектонные (головоногие) и планктонные формы (птероподы).

Слабая дифференциация органических остатков в мендымских известняках по размерам (встречаются совместно крупные и мелкие раковины), наличие форм, захороненных в вертикальном прижизненном положении (*Reticulariopsis*), мелкие *Manticoceras*, *Buchiola*, довольно хорошая сохранность раковин — все это свидетельствует о том, что здесь мы имеем дело в основном с ископаемыми биоценозами, захороненными на месте существования, и что движение вод было ослабленным, хотя, судя по обилию организмов, в придонных участках были оптимальные условия для развития довольно многообразного бентоса.

Обстановки обитания организмов в течение мендымского времени на территории Татарии не были одинаковы. Если в районах сс. Кудаш, Аракчино, Бураново и пос. Шугурово фации, существовавшие в первой половине мендымского времени, были близкими к обстановке накопления осадков доманика, то к концу мендымского времени условия здесь изменились, море стало более открытым и привнос глинистого материала уменьшился. Наоборот, на территории сс. Тукмак-Васильевка — Альметьево и у пос. Бавлы к концу мендымского времени установились условия, близкие к доманиковой фации, тогда как в начале господствовали условия от-

крытого моря. В связи с этим изменился и состав фаунистических комплексов. В нижней части прослеживаются строматопоры, брахиоподы *Stropheodonta*, *Gypidula* и *Hypothyridina*, большое количество гониатитов *Manticoceras intumescens* Вег., а в верхней части преобладают *Lingula*, *Buchiola*, *Tentaculites* и *Styliolina*, гониатиты же отмечаются лишь единичными экземплярами.

В районе Шугурово, Аракчино, Кудаш в нижней части свиты в темно-серых битуминозных известняках встречается ископаемый биоценоз, в состав которого входят *Lingula*, *Buchiola*, *Primitia*, к нему присоединяется танатоценоз планктонных форм *Tentaculites* и *Styliolina*. В верхней части мендымской свиты на этих участках ископаемый биоценоз значительно богаче и представлен типично морскими придонными формами, как-то: *Stropheodonta*, *Gypidula*, *Pugnax*, *Hypothyridina*, *Atrypa*, *Cyrtospirifer*, *Goldius*.

Верхнефранская фауна по видовому составу значительно отличается от фауны более древней. Преобладающими в количественном и видовом отношении в верхнефранских отложениях являются брахиоподы. Среди них появляются новые виды, характерные только для верхнефранских образований — *Theodossia katavensis* Nal., *Theodossia evlanensis* Nal., *Theodossia livnensis* Nal. Значительно реже встречаются криноидеи, гастроподы и остракоды. Единично отмечаются табуляты, пелециподы, гониатиты и филлоподы.

Фауна в верхнефранских образованиях немногочисленна, рассеяна в породах, брахиоподы располагаются обычно брюшными створками вверх. Встречаются раковины брахиопод с искривленными макушками (мелкие *Theodossia*). Это свидетельствует о тесном примыкании ареала к месту прикрепления. Легкие формы *Chonetes*, *Streptorhynchus* и остракоды наблюдаются часто отдельными створками, криноидеи встречаются только в виде члеников и обломков стеблей. Все это свидетельствует о том, что здесь мы имеем дело с танатоценозом и что в момент отложения осадков происходило движение воды.

Состав фауны, встреченной в основании верхнефранских образований на северо-западе Татарии, у сс. Аракчино (Тихий, 1951), Кудаш, указывает, что осадконакопление в начале верхнефранского времени здесь шло в полузамкнутом, сильно опресненном бассейне, где жила специфическая фауна лингул, редких краиний, пелеципод и эстерий.

К концу верхнефранского времени на северо-западе Татарии устанавливаются условия открытого моря, происходит осаднение в основном карбонатных осадков, среди которых преобладают известковистые. Из фауны на этом дне селятся брахиоподы из семейства *Spiriferidae* — *Theodossia evlanensis* Nal. и *Theodossia livnensis* Nal., пелециподы и гастроподы. Фауна эта мелкая и имеет угнетенный вид, что вызвано повышенной соленостью вод на этом участке. О последнем свидетельствуют прослои доломитов и включения ангидрита среди известняков верхней части верхнефранских образований.

На большей части территории юго-восточной Татарии и прилегающих районов Удмуртской и Куйбышевской области (за исключением района пос. Шугурово и с. Алтунино, где шло осаднение доломитов и ангидритов) открытое море существовало с начала верхнефранского времени. На дне его селилась сравнительно богатая фауна брахиопод — *Productella murchisonianus* Kon., *Hypothyridina* sp., *Pugnoides triaequalis* Goss., *Gyrtospirifer markovskii* Nal., *Gyrtospirifer* cf. *seorsus* Mark., *Pyrandalia simplex* Pill., *Theodossia* cf. *katavensis* Nal. и изредка аулопоры и криноидеи.

Таким образом, во второй половине верхнефранского времени (а на юго-востоке с самого начала) большая часть территории Татарии пред-

ставляла сублиторальную зону открытого моря с нормальной соленостью вод, подвижной водной средой и уплотненным известняково-глинистым дном. Лишь временами в связи с кратковременными отступаниями берега фации открытого моря сменялись (сс. Кудаш, Васильевка, Тукмак) более мелководными фациями с малоподвижной, возможно несколько опресненной водной средой и более мелким глинистым дном, на котором селился совершенно иной биоценоз — из *Lingula*, *Liorhynchus*, *Ostracoda*.

В Шугуровском районе в верхнефранское время шло осаднение доломитов и ангидритов, что было обусловлено обособленностью этого участка и жарким климатом.

ВЫВОДЫ

Смена экологических обстановок в девонское время на территории нынешней Татарии тесно связана с особенностями геологической истории этого участка Русской платформы. Состав фаунистических комплексов живетских и франских отложений Татарии свидетельствует о накоплении осадков в условиях эпиконтинентального морского бассейна. До кыновского времени море омывало островную сушу, что подтверждается, отсутствием местами осадков живетского и пашийского времени и постепенной сменой условий открытого моря условиями побережья с пониженной соленостью вод.

Наиболее мелководным это море было в момент отложения пашийских осадков, в которых встречаются в большом количестве растительные остатки и эвригалинная фауна лингул и эстерий.

Характерной для девонского бассейна территории Татарии является миграция фаций типа доманика, начиная с нижнеживетского времени, что вело к миграции специфической, менявшейся во времени фауны, связанной с этой обстановкой.

ЛИТЕРАТУРА

- Антропов И. А. Новые виды фораминифер верхнего девона некоторых районов востока Русской платформы. «Изв. Казанск. фил. АН СССР, серия геол.», 1950, № 1.
Антропов И. А. О находках *Nematoroga* и других мшанок в девоне востока Русской платформы. ДАН СССР, т. 91, 1953, № 3.
Антропов И. А. Об остатках *Cypressocrinus* и их стратиграфическом значении в девоне Волго-Уральской нефтеносной области. «Изв. Казанск. фил. АН СССР, серия геол.», 1954, № 2.
Батанова Г. П. Стратиграфия франских отложений в Татарской АССР. ДАН СССР, т. 83, 1953, № 1.
Геккер Р. Ф. Жизнь в девонском море. 1935.
Наливкин Д. В. Учение о фациях. ОНТИ, 1932.
Рождественская А. А. О верхней границе живетского яруса в Западной Башкирии по фауне остракод. ДАН СССР, т. 99, 1954, № 3.
Страхов Н. Г. Железорудные фации и их аналоги в истории Земли. «Тр. Ин-та геол. наук АН СССР», вып. 73, 1947.
Тихий В. Н. Девон Казани. ДАН СССР, т. 88, 1951, № 4.
Эллерн С. С., Троепольский В. И., Бальчунас А. Е. О живетских отложениях Татарии. ДАН СССР, т. 79, 1951, № 1.
Эллерн С. С., Иванов Е. Е. Палеофаунистическая характеристика девонских отложений Татарской АССР. «Уч. зап. Казанск. гос. ун-та, геология», т. 114, 1954, кн. 7.

Б. М. ЮСУПОВ

О НЕКОТОРЫХ ПРИЧИНАХ НЕСООТВЕТСТВИЯ СТРУКТУР ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ВОСТОКА ТАТАРИИ

(в порядке обсуждения)

ВВЕДЕНИЕ

Структурное несоответствие между отдельными стратиграфическими горизонтами палеозойских образований юго-востока Татарии впервые установлено в 1947 г. геологами треста «Татнефтегазразведка» на Шугуровском поднятии. Здесь кровля продуктивной толщи девона, так же как и поверхность кристаллического фундамента, имеет моноклинальный подъем с юга на север, тогда как все вышележащие слои палеозоя образуют брахиантклинальное поднятие. Позднее подобное структурное несоответствие установлено и на ряде других площадей Татарии. Об этих структурах упомянуто в отчетах Геологического отдела указанного треста. Однако вопрос о причинах несоответствия структур никем еще не был освещен. Изучение причин структурного несоответствия слоев палеозоя Татарии, по мнению автора, имеет важное теоретическое и практическое значение в вопросах выяснения закономерности формирования локальных структур и усовершенствования методики их разведки.

Структурное несоответствие между слоями палеозоя Татарии доказывает несостоятельность теоретических предпосылок, лежащих в основе структурного бурения. Как известно, в условиях Татарии структурным бурением проверяются верхнепермские структуры по кровле карбона или по слоям нижней перми. При этом, если по кровле карбона устанавливается куполовидная или брахиантклинальная структура, то считается, что площадь под глубокую разведку подготовлена и на этой основе закладываются глубокие скважины; если же положительная структура по этим слоям отсутствует, то площадь считается неперспективной.

Подобный подход к обоснованию площадей под глубокую разведку может быть правильным только в том случае, если все слои палеозоя, начиная с нижней перми до продуктивной толщи девона включительно, залегают в полном структурном соответствии, и последнее отсутствует лишь между слоями нижней и верхней перми. В действительности стратиграфические горизонты в структурном отношении сложены не так просто: чаще всего они находятся в структурном несогласии между собой. На основании некоторого анализа взаимоотношений стратиграфических горизонтов палеозоя юго-востока Татарии мы попытаемся выяснить главные причины, вызывающие это несогласие.

КРАТКАЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЮГО-ВОСТОКА ТАТАРИИ

По данным полевых съемок и глубоких буровых скважин, установлено, что на юго-востоке Татарии выше кристаллического фундамента залегают породы бавлинских, девонских, каменноугольных, пермских и четвертичных отложений.

Бавлинские отложения (Ст — Д₁). Сложены в основном песчаниками, алевролитами и аргиллитами красноцветными в нижней части разреза и сероцветными — в верхней. Развита они лишь на крайнем юго-востоке и несколько южнее рассматриваемой территории. Общая мощность их местами достигает 600 м.

Девонские отложения (Д). Представлены породами живетского, франского и фаменского ярусов.

Живетский ярус (Д₂²). Делится на нижнеживетский и верхнеживетский подъярусы, сложенные серыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами и маломощными прослоями известняков (в нижней и верхней частях). Мощность яруса изменяется с севера на юг от 30 до 120 м.

Франский ярус (Д₃¹). Делится на нижнефранский, среднефранский, верхнефранский подъярусы.

Нижнефранский подъярус. Представлен пашийскими, кыновскими и саргаевскими слоями. Пашийские слои характеризуются преимущественно сероцветными песчаниками, алевролитами и аргиллитами мощностью 30—75 м. Кыновские слои представлены зеленовато- и коричневатосерыми аргиллитами с подчиненными прослойками песчаников и алевролитов. Внизу толщи залегают прослой известняка. Мощность данной толщи колеблется в пределах 20—40 м. Саргаевские слои содержат известняки, доломиты, мергели с подчиненными прослоями песчано-глинистых образований. Мощность их 10—75 м.

Средне- и верхнефранские отложения. Представлены доманиковыми, мендымскими и аскыньскими слоями; характеризуются преимущественным развитием известняков, часто битуминозных (доманик) с подчиненными прослоями глинистых сланцев, аргиллитов и алевролитов. Мощность их 176—328 м.

Фаменский ярус (Д₃²). Делится на две толщи: нижнюю и верхнюю. Нижняя толща представлена преимущественно доломитами с подчиненными прослоями известняков, а верхняя — известняками с прослоями доломитов. Общая мощность яруса 250—300 м.

Каменноугольные отложения (С). Представлены всеми тремя отделами — нижним, средним и верхним. В составе нижнего отдела присутствуют три его яруса — турнейский, визейский, намюрдский.

Турнейский ярус (С₁¹). Сложен серыми, светлосерыми, в верхней части сильно трещиноватыми, брекчиевидными (размыт) известняками. Мощность яруса 50—70 м.

Визейский ярус (С₁²). Представлен тремя свитами — угленосной, окской, серпуховской.

Угленосная свита (С₁^{2h}). Состоит из серых и темносерых аргиллитов, алевролитов, песчаников и незначительных прослоев серых известняков. Мощность свиты 7—21 м.

Окская, серпуховская свита (С₁^{2sp}) и намюрский ярус (С₁³). Представлены чередующимися между собой серыми доломитами и известняками. Кровля их (намюр) сильно размыта. Общая мощность толщи колеблется в пределах от 270 до 320 м.

Среднекаменноугольные отложения (С₂). Так же как и визейские отложения, в нижней части содержат терригенные породы с прослоями известняков (около 60 м), а в верхней части — карбонатные породы — известняки и доломиты. Мощность их 250—400 м.

Верхнекаменноугольные отложения (C_3). Представлены известняками и доломитами мощностью 200—220 м.

Пермские отложения (P). Представлены сакмарским, артинским, кунгурским, уфимским, казанским и татарским ярусами.

Сакмарский и артинский ярусы (P_1^{sa}). Сложены светлосерыми известняками, доломитами, гипсами. Общая мощность их колеблется в пределах от 90 до 250 м.

Кунгурский ярус (P_1^{kg}). Развиг лишь на крайнем востоке Татарии, будучи представленным чередованием галогенных образований (гипсом, ангидритом) с карбонатными. Мощность яруса от 0 до 150 м.

Уфимские отложения (P_2^{uf}). Сложены в основном красноцветными песчаниками, алевролитами, аргиллитами и глинами мощностью 40—100 м.

Казанский ярус (P_2^{kz}). Представлен нижнеказанским и верхнеказанским подъярусами.

Нижнеказанский подъярус ($P_2^{kz_1}$). Сложен толщей серых песчаников, глин, мергелей и известняков мощностью около 65 м. К северо-востоку же мощность толщи сокращается до 30 м.

Верхнеказанский подъярус ($P_2^{kz_2}$). Состоит из толщи серых, местами коричневатых-серых и зеленоватых-серых песчаников, алевролитов, глин и светлосерых известняков. Мощность подъяруса 70—100 м.

Татарский ярус (P_2^{ta}). Представляет собой толщу красноцветных глин, песчаников и мергелей с подчиненными прослойками серых известняков; сохранен лишь на высоких частях водораздела. Мощность его не более 70 м. В большей части района ярус полностью размыт.

Четвертичные отложения (Q). На рассматриваемой территории не пользуются более или менее значительным распространением. На водоразделах они представлены элювиальными суглинками, супесью, а в речных долинах — аллювиальными породами, состоящими из песков, галечников, суглинков и глин. Мощность их не превышает двух десятков метров.

Резюмируя приведенные выше стратиграфические данные, мы приходим к следующим выводам.

1. Общая мощность толщи пород палеозоя закономерно уменьшается с юго-востока на северо-запад от 2440 до 1690 м за счет последовательного выпадения из разреза пород бавлинских, нижнеживетских отложений, с одной стороны, и общего сокращения в этом северном направлении мощности живетского и франского ярусов — с другой.

2. Мощности кунгурских и уфимских образований сокращаются с северо-востока на юго-запад. При этом кунгурские образования в пределах юго-востока Татарии полностью выклиниваются.

3. Поверхности кристаллического фундамента, турнейского, намюрского, артинского и татарского ярусов подвергнуты региональному размыву.

4. На размытую поверхность кристаллического фундамента налегают в районах Бавлинской структуры древнепалеозойские (бавлинские) отложения. В зоне отсутствия бавлинских отложений на фундамент непосредственно ложатся: до широты с. Азнакаево — нижнеживетские и далее к северу — верхнеживетские отложения.

5. В пределах Бугульминско-Альметьевского плато мезозойские и третичные отложения отсутствуют; повидимому, они здесь не отлагались. На склонах же возвышенности и в соседних с ней депрессиях значительным развитием пользуются поздне третичные, плиоценовые отложения. В районе Мелекесской депрессии развиты и мезозойские образования.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЮГО-ВОСТОКА ТАТАРИИ

В течение нижнего палеозоя юго-восток Татарии в основном представлял сушу, сложенную породами докембрия. К востоку и к югу от этой суши располагался водный бассейн, связанный, повидимому, с морем Уральской геосинклинали, в котором отлагались осадки бавлинских образований. После бавлинского времени произошел подъем обширного региона, где бавлинские осадки были выведены на дневную поверхность и в течение длительного периода господствовал режим суши, обусловивший образование на фундаменте коры выветривания.

В нижнеживетское время область древнепалеозойской депрессии вновь начинает опускаться, распространяя свое влияние на запад и северо-запад. В связи с этим часть территории юго-востока Татарии погружается под уровень моря. Нижнеживетское море не распространялось далее к северу от широты с. Азнакаево. Дальнейшее поступательное движение девонского моря на запад и северо-запад до конца франского века также происходило чрезвычайно неравномерно, чем и обусловлено общее сокращение мощности отложений франского яруса при сложном сочетании терригенных пород. Фаменский век характеризуется общим погружением территории Татарии и установлением эпиконтинентального моря. Такое же эпиконтинентальное море занимало юго-восток Татарии и в турнейский век. Конец турнейского века ознаменовался региональным поднятием местности. Визейский век был веком общего погружения территории и трансгрессии моря, отлагавшего вначале терригенные, а затем карбонатные породы. Погружение продолжалось до конца намюрского века, после чего произошел новый подъем местности. От верей до конца артинского века, а в восточной окраине Татарии до конца кунгура происходило погружение и накопление осадков среднего и верхнего карбона, а также нижнепермских отложений. Предуфимский век характеризуется значительным оживлением тектонических движений земной коры в данной области, что вызвало региональный подъем и интенсивный размыв пород кунгурского и артинского ярусов. Новое значительное прогибание рассматриваемого участка земной коры началось в уфимское время, которое в дальнейшем своем развитии охватило и другие территории Русской платформы. В связи с этим с севера началось вторжение на платформу казанского моря, отложившего довольно мощную толщу (до 150 м) терригенных, органогенных и хемогенных образований. Последнее поднятие, после которого область Бугульминско-Альметьевской и Шугуровской возвышенностей не испытывала заметного погружения, относится к концу пермского периода. В связи с этим поднятием, повидимому, объясняется отсутствие здесь пород триаса, юры, мела и третичной системы. Отмеченные тектонические движения, обусловившие характер развития фаций осадконакопления, в значительной степени предопределили облик современного структурного плана юго-востока Татарии.

ХАРАКТЕРИСТИКА СТРУКТУРНЫХ ВЗАИМООТНОШЕНИЙ СЛОЕВ ПАЛЕОЗОЯ СОКСКО-ШЕШМИНСКОЙ ЗОНЫ ДИСЛОКАЦИИ ЮГО-ВОСТОКА ТАТАРИИ

Сложившиеся в современном плане структурные элементы рассматриваемой зоны дислокации являются результатом многократных тектонических движений. В соответствии с этим слои палеозоя здесь находятся в различных структурных взаимоотношениях, что видно из приведенных ниже структурных карт.

По кровле нижнеказанского подъяруса (рис. 1), в пределах Сокско-Шешминской зоны дислокации, выделяется ряд локальных структур, окаймляющихся кулисообразной линией 150-й изогипсы опорного гор-

зонта. В пределах этого контура кровля нижнеказанского подъяруса не погружается ниже отметки 150 м абсолютной высоты. Амплитуда поднятий локальных структур возвышенностей в центральной части Сокско-Шешминской зоны дислокации колеблется в пределах 10—80 м. Пространственная ориентация структур различная: северо-восточная, меридиональная, широтная, северо-западная. Углы падения их крыльев изменяются от долей градусов до 2°. При этом у одних структур относительно более крутым является восточное крыло, у других — западное, а у некоторых — северо-западное и северное крылья.

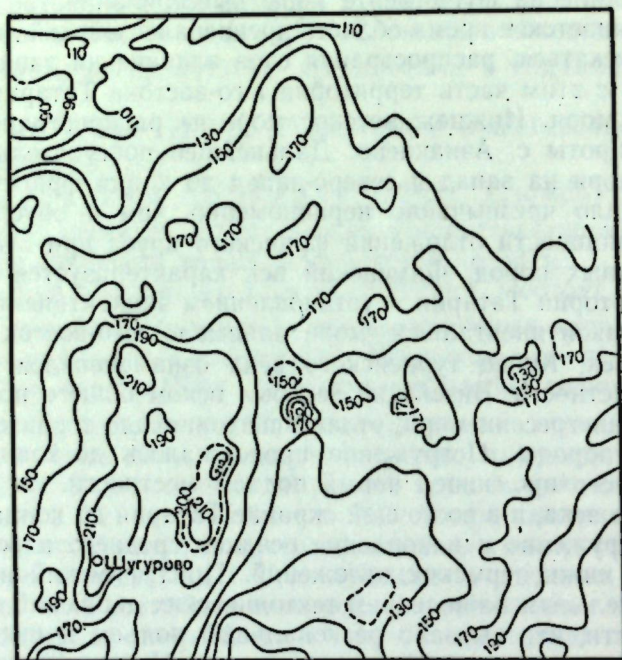


Рис. 1. Схематическая структурная карта по кровле нижнеказанского подъяруса

Структуры по кровле артинского яруса (рис. 2) значительно отличаются от структур верхнепермских слоев как по конфигурации, так и по пространственному размещению. Совпадение локальных структур этих двух стратиграфических горизонтов в общих чертах наблюдается лишь на Шугуровской и Ромашкинской площадях. На остальных участках соответствие между структурами отсутствует. Особенно резкое несоответствие между верхнепермской и нижнепермской структурами отмечается на Сарайлинской площади, где верхнепермские слои образуют довольно крупное поднятие, а кровля артинского яруса, наоборот, имеет синклинальный прогиб.

Слои верхнего карбона (рис. 3) в структурном отношении также расходятся со слоями верхней перми. Совпадение локальных структур между слоями перми и верхнего карбона в общих чертах обнаружено в основном лишь на Шугуровской и Ромашкинской площадях. На других площадях структуры перми и верхнего карбона не совпадают. Особенно резкое несовпадение структур отмечается на северо-востоке региона. Здесь слои перми образуют крупное поднятие, а слои верхнего карбона показывают глубокий прогиб. Исключительно крупная структура по кровле карбона появляется на северо-западе рассматриваемой территории, тогда как по перми эта площадь относится к зоне низких отметок.

По слоям верейского горизонта положительные структуры вырисовываются на Шугуровской, Ромашкинской и некоторых других площадях, а на северо-востоке региона и по верейю отмечается прогиб.

Приблизительно та же структурная ситуация, что и по верейскому, намечается и по кровле турнейского яруса. По кровле девона наблюдаются структуры на Шугуровской, Ромашкинской и некоторых других площадях.

Пашийские слои в структурном отношении отличаются от описанных выше стратиграфических горизонтов тем, что они образуют единый свод

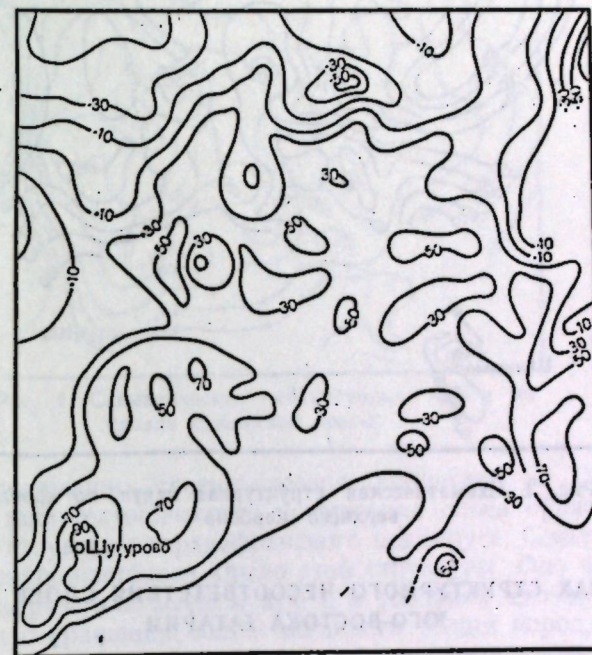


Рис. 2. Схематическая структурная карта по кровле нижнепермских отложений

(рис. 4). Гипсометрическое положение свода определяется отметками 1435—1455 м абсолютной высоты. От этого свода во все стороны кровля пашийской свиты понижается под различным углом падения: к западу — под углом 2°, к югу 17'—21', к северу 10'—12', к востоку — около 15'. На фоне общего погружения слои в отдельных местах образуют небольшие выступы, вызванные местными колебаниями мощности толщи пород, отделяющей поверхность кристаллического фундамента от кровли пашийской свиты. Поверхность кристаллического фундамента (рис. 5) несколько напоминает структуру кровли пашийской свиты, образуя крупный свод с относительно крутыми западным и южным, весьма пологими северным, северо-восточным и восточным склонами. При этом, однако, между структурой кровли пашийской свиты и рельефом кристаллического фундамента есть и существенное различие. Центр свода фундамента расположен на 8 км к северо-востоку от центра свода пашийской структуры. Таким образом, свод пашийской структуры смещается относительно свода своего основания — фундамента — к юго-западу. Подобное смещение сводов структур вышележащих горизонтов по отношению к своду нижележащих наблюдается и по другим опорным горизонтам: свод турнейского яруса, например, по отношению к своду пашийской структуры смещается к юго-западу примерно на 25 км.

Приведенные выше факты свидетельствуют о существенных структурных несоответствиях между слоями палеозоя, с одной стороны, и между последними и кристаллическим фундаментом — с другой. При этих условиях выявление глубинных структур представляет чрезвычайную трудность.

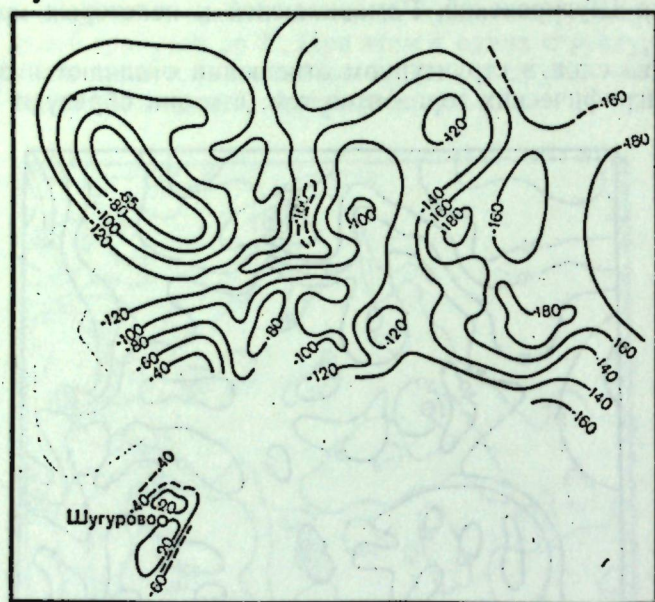


Рис. 3. Схематическая структурная карта по кровле верхнего карбона

О ПРИЧИНАХ СТРУКТУРНОГО НЕСООТВЕТСТВИЯ СЛОЕВ ПАЛЕОЗОЯ ЮГО-ВОСТОКА ТАТАРИИ

В условиях юго-востока Татарии структурные формы залегания стратиграфических горизонтов палеозоя зависят от изменения их мощности и положения кристаллического фундамента. Так, например, кристаллический фундамент у с. Ойкино лежит на отметке 1780 м, у пос. Шугурово — 1700 м, а у с. Тайсуган — 1560 м. Соответственно этому по его поверхности образуется моноклираль, поднимающаяся с юго-запада на северо-восток (рис. 6). Мощность живетских и пашийских образований, лежащих непосредственно на кристаллическом фундаменте, от с. Тайсуган до с. Ойкино увеличивается на 75 м. Величина падения фундамента в пределах этой площади достигает 220 м. Как видно, толща пород указанных стратиграфических горизонтов не компенсирует погружения фундамента на 145 м. Вследствие этого кровля пашийской свиты образует от с. Тайсуган до с. Ойкино моноклиральное погружение с амплитудой падения 145 м. К северо-востоку от с. Тайсуган до с. Тархановка уровень кристаллического фундамента остается почти неизменным. Общая мощность живетских и пашийских образований в этом направлении уменьшается на 50 м. На ту же величину погружается и кровля пашийской свиты, образуя северо-восточное крыло данной структуры. Еще далее к северо-востоку поверхность кристаллического фундамента испытывает некоторое общее погружение примерно на 20 м, а мощность стратиграфических горизонтов увеличивается на 10 м. В соответствии с этим кровля пашийской свиты испытывает погружение на 10 м. Структурные элементы поднятия пашийских слоев являются гетерогенными: юго-западное крыло его образуется в результате общего моноклиального погружения

фундамента и кровли пашийской свиты, а северо-восточное — в результате сокращения в этом направлении общей мощности тела структуры.

В соответствии с указанным положением фундамента и изменением мощностей стратиграфических горизонтов складываются структурные

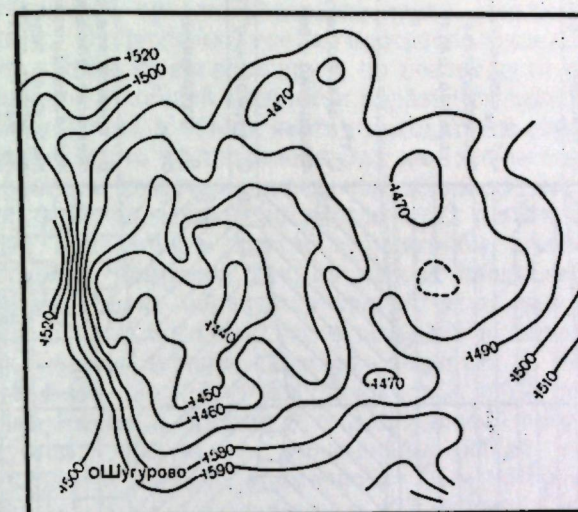


Рис. 4. Схематическая структурная карта по кровле пашийской свиты

элементы и вышележащих слоев палеозоя. Например, на Шугуровской площади вследствие тектонического погружения слоев образуется юго-западное крыло структуры верхнефранского подъяруса. Совершенно иначе образуется северо-восточное крыло этой структуры. Оно формируется не в условиях погружения фундамента, а в условиях его моноклиального поднятия и сокращения общей мощности толщи пород, принимающих участие в строении структуры.

Нетрудно заметить, что механизм формирования рассматриваемой структуры имеет много общего с таковым описанной выше пашийской структуры второго порядка (см. рис. 6). Как первая, так и вторая структуры складываются из гетерогенных склонов, в условиях моноклиального поднятия их основания. Примерно в таких же условиях и при таком же сочетании мощностей стратиграфических горизонтов, что и указанные выше поднятия, образовались структуры на ряде площадей по кровле франского яруса. В районе с. Тайсуган мощность франских отложений резко сокращается и в результате этого по их кровле здесь образуется значительный прогиб.

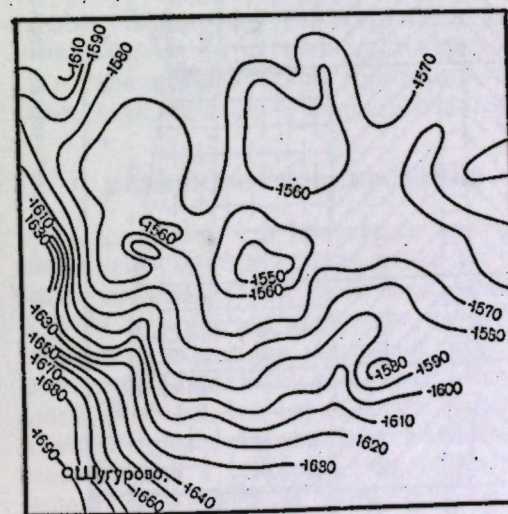


Рис. 5. Схематическая структурная карта рельефа поверхности кристаллического фундамента

а в районе с. Бишмунья, наоборот, мощность яруса увеличивается и в связи с этим по его кровле образуется куполовидный выступ. Далее к

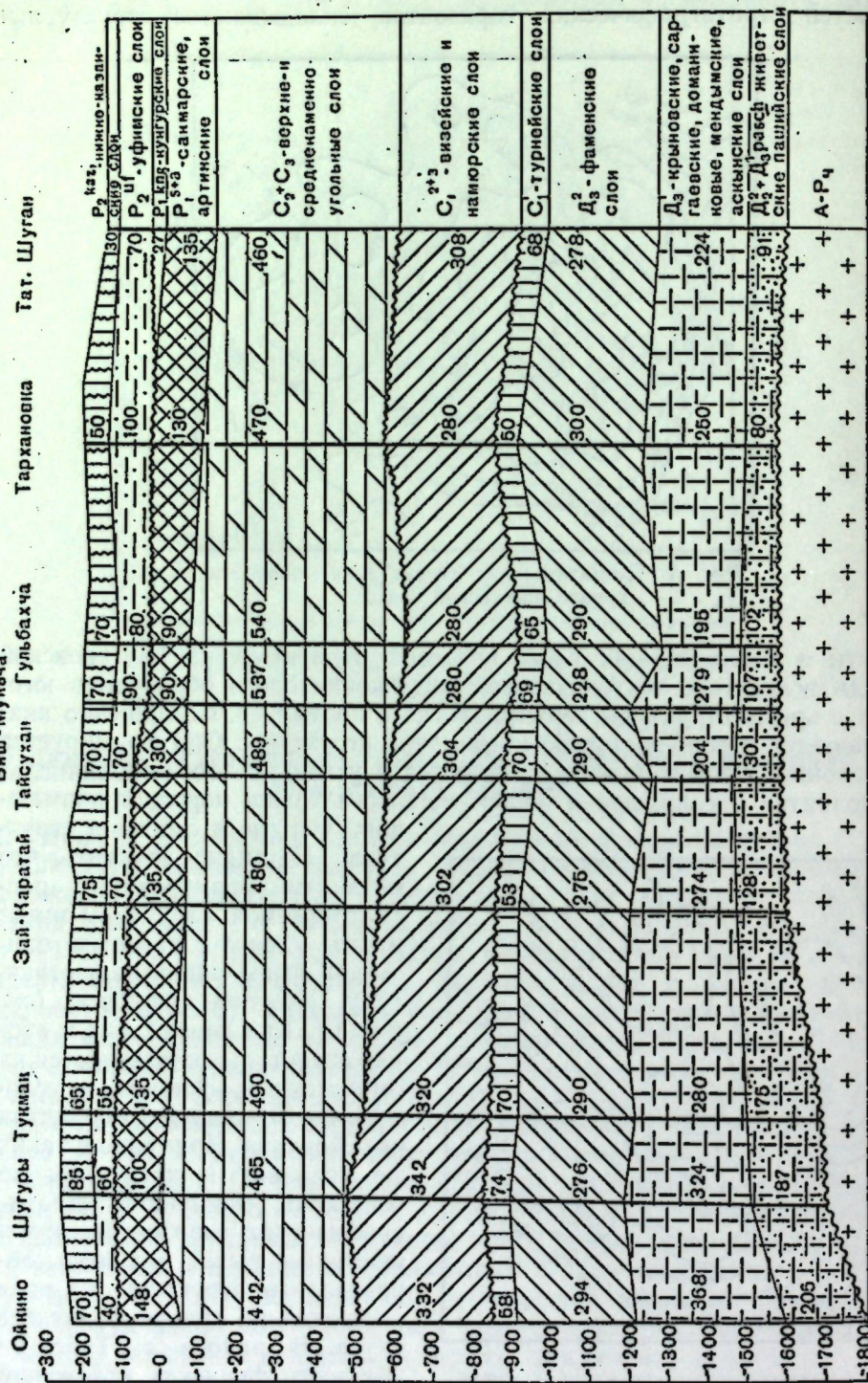


Рис. 6. Схематический стратиграфический профиль палеозойских образований

северо-востоку вследствие сокращения мощности живетских и франских отложений (на 89 м) в районе с. Гульбахча по их кровле образуется синклинальный прогиб, а в районе с. Тархановка вследствие увеличения их мощности (на 33 м) происходит куполовидный подъем. Структурный облик кровли фаменской толщи в большей части юго-востока Татарии напоминает таковой кровли франского яруса. Исключение представляет лишь район с. Бишмульча, где в противоположность положительной структуре по кровле франского яруса по поверхности фаменских слоев в силу уменьшения их общей мощности образуется некоторый прогиб. Турнейские слои карбона в общих чертах находятся в структурном согласии со слоями фаменского яруса девона, так как мощность этих слоев в пределах юго-востока Татарии резких изменений не испытывает. Поверхность же карбона, за исключением отдельных площадей, в рассматриваемом регионе находится в резком структурном несоответствии с ниже-лежащими слоями палеозоя. Так, на многих площадях, упомянутых выше, по кровле карбона образуется прогиб, а по поверхности наюра — моноклиналь. Кристаллический же фундамент и пашийские слои в этих районах показывают наличие сводового поднятия. В районе с. Гульбахча по кровле карбона фиксируется куполовидное поднятие, а по основанию верей — синклинальный прогиб. У с. Зай-Каратай прогиб по кровле карбона образуется в результате уменьшения общей мощности нижнего, среднего и верхнего карбона примерно на 45 м по сравнению с разрезом у д. Тукмак и на 28 м — с разрезом у с. Тайсухан. Подобные же причины вызвали погружение кровли карбона и в районе с. Кудашево. Антиклинальное поднятие кровли карбона в районе с. Гульбахча формируется вследствие увеличения в данном пункте мощности среднего и верхнего карбона относительно районов сс. Зай-Каратай и Тархановка соответственно на 60—70 м.

Значительные изменения мощности пермских образований (90—162 м) в пределах юго-востока Татарии также приводят к заметным структурным несоответствиям между слоями верхнего карбона и перми. Таким образом, мы приходим к выводу, что несоответствие локальных глубинных структур с более поверхностными объясняется главным образом изменениями мощностей стратиграфических горизонтов, залегающих между сравнимыми структурными поверхностями. При этом уменьшение мощности стратиграфических горизонтов приводит к образованию отрицательных, а увеличение — положительных структур.

О МЕХАНИЗМЕ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУР ЮГО-ВОСТОКА ТАТАРИИ

Сложившееся в настоящее время среди геологов Татарии мнение о механизме формирования структур сводится в основном к двум вариантам суждений. Одни геологи склонны признать мнение А. М. Мельникова (1948) о линейном характере, а другие — мнение В. В. Белоусова об идоморфном характере развития структур палеозоя Татарии. Большинство придерживается последней точки зрения. При этом некоторые геологи считают, что локальные структуры развиваются в результате инверсии мелких блоков кристаллического фундамента в процессе осадконакопления, в условиях общего погружения бассейна. Другие же утверждают, что инверсия происходит в сравнительно короткое время уже после формирования стратиграфических комплексов пород как одноактное явление, приводящее к революционному структурному переустройству пластов палеозоя.

По мнению автора, современный план локальных структур юго-востока Татарии является результатом многократных региональных тектонических движений, отличающихся одно от другого как по силе, так и по на-

правлению. Каждый стратиграфический горизонт имеет свою «индивидуальную» структурно-тектоническую природу и общую тектоническую историю развития. Первая обусловила фациальный состав, характер накопления, уплотнения и изменения мощности осадков, а вторая — современный их структурный облик. Последний представляет собой сумму всех тектонических явлений палеозоя, собранных в единую систему альпийским диастрофизмом. Локальные структурные формы, выражающие в основном отдельные черты тектонических условий осадконакопления каждой стратиграфической единицы, неоднократно изменялись в процессе последующих волновых движений земной коры. Так, например, при формировании живецких и пашийских образований интенсивность прогибания фундамента юго-востока Татарии уменьшалась с юго-востока на северо-запад, т. е. в сторону миграции среднедевонского моря. Эти условия осадконакопления в основном и предопределяли первоначальный структурно-тектонический облик терригенной толщи девона. Но последующие тектонические движения изменили структурные ситуации местности. Нам сейчас трудно установить, каковы были структурные ситуации слоев палеозоя, в частности терригенной толщи девона в периоды отмеченных выше древних региональных подъемов Русской платформы. Более или менее уверенно мы можем вести суждения о характере развития структурных элементов рассматриваемой зоны дислокации лишь с конца ее пермской истории, ибо структурно-морфологические результаты последпермских тектонических движений на стратиграфических горизонтах палеозоя отражены более рельефно, чем таковые ранних тектонических событий. Как наиболее ясно выраженные результаты более поздних тектонических движений на юго-востоке Татарии выступают следующие факты:

- а) дислоцированное залегание всех пермских слоев;
- б) наличие сводового поднятия кристаллического фундамента, гармонирующего с положением Бугульминско-Альметьевского плато;
- в) отсутствие в высокой части плато мезозойских и морских третичных образований и присутствие осадков поздне третичного возраста на периферии возвышенности;
- г) ориентированность направления погружения кристаллического фундамента в сторону развития поздне третичных (плиоценовых) образований;
- д) генетическая связь воздымания кристаллического фундамента в районах возвышенности с его погружением в депрессиях.

Эти факты свидетельствуют, что: 1) Бугульминско-Альметьевское плато образовалось в результате сводового поднятия кристаллического фундамента в последние этапы тектонического движения платформы; 2) современный структурный план слоев палеозоя юго-востока Татарии сложился в связи с развитием Бугульминско-Альметьевского свода и окружающих его депрессий; 3) пашийская структура второго порядка в современном плане подчинена тем же тектоническим движениям, что и свод кристаллического фундамента.

Механизм формирования структуры второго порядка (по кровле пашийской свиты) автору рисуется следующим образом. Позднегерцинские тектонические движения вызвали подъем данной территории и в связи с этим из нее отступало пермское море. С этого времени данный участок земной коры сохраняет тенденцию к поднятию. В поздне третичное время с юга и юго-запада от сводовой зоны поднятия местность начала испытывать погружение в связи с развитием Мелекесской депрессии, в то время как свод, наоборот, медленно поднимался (развитие плато). В зоне влияния двух противоположных тенденций (поднятия плато и опускания депрессии) в соответствии с общим сокращением мощности живецких и пашийских слоев к северо-востоку формировались свод и гете-

рогенные крылья пашийской структуры второго порядка. Механизм формирования всех других структур, выраженных в настоящее время по кровлям различных стратиграфических горизонтов палеозоя, принципиально не отличается от такового структуры пашийской свиты.

ВЫВОДЫ

Исходя из приведенных фактов, а также учитывая некоторые результаты бурения других районов Татарии, автор пришел к следующим выводам.

1. Слои палеозоя Татарии находятся между собой в сложных структурных взаимоотношениях. Есть площади, где:

а) все слои палеозоя и рельеф фундамента в общих чертах находятся между собой в структурном соответствии;

б) слои палеозоя находятся в структурном согласии, но рельеф фундамента не имеет сходства со структурами слоев осадочного покрова;

в) пермские и верхнекаменноугольные слои в грубых чертах находятся в структурном соответствии, но не соответствуют структурам девона (Шугурово, Ромашкино и др.);

г) верхнепермские положительные структуры приблизительно отражают структуры пашийских слоев;

д) слои перми и карбона, в общих чертах находясь между собой в структурном согласии, не соответствуют структурам нижележащих стратиграфических горизонтов.

2. Ни один из указанных типов структурных соотношений слоев палеозоя не оправдывает применения структурного бурения на кровлю карбона.

3. В подготовке площадей под глубокую разведку структуры верхнего карбона, выявленные структурным бурением, не имеют преимущества перед верхнепермскими структурами, а в ряде случаев они значительно хуже ориентируют разведочные работы, чем верхнепермские.

ЛИТЕРАТУРА

- Белоусов В. В. Типы складчатости. «Советская геол.», 1945, № 8.
Белоусов В. В. Общая геотектоника. Госгеолитиздат, 1948.
Мельников А. М. Тектоника. Геологическое строение и нефтеносность Татарской АССР. Гостоптехиздат, 1948.

А. П. БЛУДОРОВ

О СТРОЕНИИ УГЛЕНОСНЫХ ТОЛЩ НА ВОСТОКЕ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

(к вопросу о цикличности)

Формирование угленосных отложений и осадочных горных пород подчинено одним и тем же закономерностям. Особенностью угленосных отложений является характер исходного материала углей. В отложении угленосных толщ (как и осадочных) отражены все особенности условий их образования и вскрывается необратимый характер этого процесса. Изучение строения угленосных толщ раскрывает перед нами геологическую историю месторождения, позволяет установить тип месторождения, определить методику разведки и систему эксплуатации угольного месторождения. Следовательно, знание закономерностей строения угленосных толщ имеет не только теоретический, но и практический интерес.

За последние два-три десятилетия закономерности как в осадочном процессе, так и в угленакоплении большинство геологов настойчиво стало связывать с цикличностью как повторяемостью отдельных этапов в истории формирования осадков.

Э. Ог в свое время в геологическом процессе усмотрел три составные части — литогенезис, орогенезис и глиптогенезис, которые следовали один за другим в определенной последовательности и составляли одно целое — цикл (повторяемость геологических процессов). После окончания одного цикла начинался новый. В этой повторяемости Ог рассматривал сущность геологической истории. При описании цикличности он не указывал, что новый цикл отличается от предыдущего обстановкой осадконакопления, характером тектонической деятельности или же еще какими-либо другими особенностями. Цикл (круг) — завершённый процесс, не имеющий исторической преемственности ни с предыдущим, ни с последующим этапами.

Эта концепция Ога была схемой, оторванной от действительности, так как повторяемость в геологических явлениях не была отражена в геологических документах — горных породах, строении земной коры, в форме повторяемости каких-то комплексов горных пород. В ряде случаев она весьма условна. Чем более изучалась геологами земная кора, тем менее могли они привести таких примеров.

Идея цикличности, однако, вошла в науку и была применена к процессам осадконакопления и угленакопления. Неоднократная повторяемость угольных пластов в угленосных толщах рассматривалась геологами как подтверждение этих воззрений. Более того, представления о цикличности охватывали комплексы пород, которые генетически так или иначе связаны именно с угольными пластами. Особенно обратили на себя внимание

такие мощные угленосные толщи, как угленосная толща Донбасса, Кузбасса и некоторых месторождений Западной Европы.

Американские геологи Ванлесс, Веллер и другие, наблюдая строение угленосных толщ в Соединенных Штатах, в категорической форме говорили о цикличности, как повторяемости геологических явлений, подчеркивая ее универсальность.

Ю. А. Жемчужников (1935) в своем известном руководстве по каустобиолитам приводит разрез угленосной толщи Донбасса, как классический пример цикличности в строении угленосной толщи. При этом разрез несколько схематизирован в интересах наглядности, но и в этом случае он отчетливо показывает, что циклы несут на себе много признаков отличий.

Приводя данные американских геологов о циклическом строении угленосных толщ Америки, Ю. А. Жемчужников указывает, что в строении угленосных толщ нет строгой повторяемости. Размыты, например, в разных циклах заходят на разные глубины, меняются мощности слоев. Условия осадконакопления не повторяются вполне. Кроме того, в выводах Ю. А. Жемчужников рядом со словом «цикличность» ставит слово «ритмичность». Это обстоятельство указывает, что в его понимании явление цикличности это не просто механическое повторение. Повторяемость нарушается. В отношении Донбасса в строении угленосной толщи подчеркивается наличие морских и континентальных отложений, наличие перерывов и размывов в основании континентальных песчаников. Неоднократное повторение угольных пластов в Донбассе Жемчужников связывает с неоднократными колебательными тектоническими движениями области угленакопления. Ритмическое строение наблюдается, по мнению этого исследователя, и в Карагандинском бассейне. В новом издании упомянутого труда Жемчужников (1948) указывает на широкое распространение цикличности в угленосных толщах и мезозойских бассейнов, а также отмечает нарушение в строении отдельных ритмов и повторяемости. Приводя данные о строении циклов, по Эллису, Жемчужников подчеркивает, что и этот автор отмечает выпадение в циклах то одного, то другого члена его. Заканчивая главу о строении угленосных толщ, Ю. А. Жемчужников пишет: «цикличность осадков остается, надо полагать, ядром будущей теории осадкообразования, отражая основные закономерности чередования осадочных пород».

В материалах угольного совещания Ю. А. Жемчужников (1947) развивает свои представления о цикличности в осадконакоплении и подчеркивает, что в пределах цикла выделяются не только морская и континентальная части, но также трансгрессивная и регрессивная. Далее отмечается, что идея циклической седиментации подразумевает сочетание повторяемости в комплексах с представлением о «поступательном изменении» циклов в геологической истории» (разрядка наша. — А. Б.). Остановившись на строении угленосной толщи Кузбасса, автор сообщает, что циклы отдельных свит и подсвит разнятся по своему строению. Придавая большое значение изучению циклов и фаций, Жемчужников заключает, что «цикличность» без углубленного фациального анализа — формальный механический прием. Далее он пишет, что нужно «уметь видеть в изменении циклов поступательный ход развития, мыслить циклами — вот элементы нового методического подхода».

В работах Ю. А. Жемчужникова заложены в отечественной литературе по угольной геологии основы представлений о циклической седиментации и разработаны теоретические положения этих воззрений. Из его работ видно развитие этих идей от представлений о повторяемости циклов в разрезе (которые сыграли свою роль как отвергающие хаос в осадконакоплении) до установления в строении циклов поступательного хода

развития, типизации циклов, прерывистости и непрерывности процессов осадконакопления.

В последнее время циклическое строение угленосной толщи Донбасса освещено в работе Н. В. Логвиненко (1945). Подробные материалы есть и в томе 5 углехимической карты Донбасса (22).

П. В. Васильев (1937₂) на основании изучения угленосных отложений нижнего карбона в Кизеловском бассейне пришел к выводу, что угленосная толща делится на части, построенные более или менее однотипно, но в деталях их строения наблюдаются различия. Эти части он называл циклами, выделив в бассейне четыре цикла.

А. Э. Ульмер (1938, 1947) в своих работах устанавливает 12 циклов в строении угленосной толщи Подмосковного бассейна и отмечает в ней несколько размывов. Строение циклов в пределах бассейна не выдерживается.

Л. М. Бирин (1949), останавливаясь на циклическом строении карбона Подмосковной котловины, связывает образование самой угленосной толщи и верейских песчано-глинистых осадков с погружениями, а известняков — с поднятиями и обмелениями, что зависит от ритмичности тектонических колебаний платформы.

Рассматривая строение пермской угленосной толщи Воркуты, Г. А. Иванов (1947) отмечает, что она делится по гранулометрическому составу на «более или менее отчетливые циклы осадконакопления с закономерной повторяемостью пород в каждом из них». Циклическое строение является отражением «мелких» (циклических) колебательных движений области осадконакопления.

О ритмическом строении юрской угленосной толщи Челябинского бассейна указывал в своих работах Г. Ф. Крашенинников (1947).

Угленосная нижнемеловая толща Сучана по гранулометрическому составу была разделена А. Е. Перепечиной и В. С. Шехуновым (1939) на циклы.

Проведенное в Башкирии А. П. Блудоровым изучение третичных угленосных отложений показало, что в строении последних также выделяются особенности, которые названы Ю. А. Жемчужниковым циклическими.

Н. М. Страхов (1946, 1949), разбирая в своих работах историко-геологические типы осадконакопления и необратимость хода осадконакопления, указывает, что угленакопление наблюдается и в геосинклинальных областях и на платформах, а в строении угленосных толщ проявляется ритмичность. Говоря о ритмичности и некоторой повторяемости, Страхов подчеркивает, что ритмы «только более или менее сходны, но отнюдь не тождественны друг другу».

Д. М. Раузер-Черноусова (1949), рассматривая вопросы изменения фораминифер под влиянием окружающей среды в связи с циклической седиментацией, также приходит к выводу о необратимости, эволюции осадочного процесса. В каждом новом цикле, кроме того, появляются новые виды, наблюдается эволюция фузулинид, идущая параллельно с эволюцией осадков. Таким образом, и по фаунистическим данным в циклах отмечается не столько сходство, сколько различие, указывающее на особенности этапов развития осадочного процесса.

Г. Ф. Крашенинников в одной из последних статей (1947) несколько иначе подошел к пониманию циклическости в угленакоплении. Упрекая сторонников циклическости в увлечении этим методом, автор указывает, что при этом забывают о сложности природных явлений. Цикл может быть сохранен как морфологическое понятие, указывающее на повторяемость явлений, но не следует понятие цикла связывать с генезисом осадка и в основу литологического изучения класть циклическость. При анализе процесса осадконакопления имеет значение не колебание

точки, где наблюдается процесс, а весь тектонический режим. Нельзя не согласиться с Г. Ф. Крашенинниковым, что разрез надо изучать как нечто целое, учитывая общую тектоническую обстановку, но отбрасывать циклический анализ осадочной толщи можно лишь в том случае, если имеется в виду простое повторение циклов, если геолог игнорирует генезис осадков, связь их с окружающей средой, как это делают зарубежные ученые. Если же анализ осадочной толщи выделяет генетические комплексы пород, позволяющие фиксировать этапы необратимого процесса, тесно связанного с окружающей обстановкой, то такой анализ должен быть сохранен. Он является плодотворным и полезным в понимании осадконакопления и в практическом приложении этих выводов.

Л. Н. Ботвинкина (1952) в своей статье пишет: «под циклом осадконакопления мы понимаем часть осадочной толщи, сложенную комплексом генетически связанных между собой отложений различных фаций». Началом цикла, по ее мнению, следует считать «поворотный момент в развитии фаций», когда процессы начинают изменяться в обратном направлении. В построении циклов угленосной толщи Ботвинкина предлагает во всех случаях помещать угольные пласты не сверху цикла, а в середине его, что связывает угольный пласт с предыдущими и последующими фациями, а также выделять типы циклов на основании обстановки осадконакопления. Основной причиной циклического строения угленосных толщ (вслед за Ю. А. Жемчужниковым, В. С. Яблоковым и другими советскими геологами) Л. Н. Ботвинкина справедливо считает тектонические колебательные движения. Применяя слово «цикл», Ботвинкина понимает его не как обязательное повторение пород, а как элемент разреза, обобщающий пласты, позволяющий сравнивать эти элементы на более или менее значительной площади.

Таким образом, в строении угленосных толщ всех возрастов и, видимо, во всех бассейнах наблюдаются отмеченные выше особенности строения угленосных толщ, которые многими исследователями называются циклическими. Все авторы связывают эти особенности строения с влиянием тектонических движений, которые происходили при формировании угленосных толщ. Некоторые ученые называют эти движения ритмическими, другие — циклическими. Однако все они подчеркивают известную повторяемость в этих явлениях. В работах всех авторов можно видеть, что на фоне этой повторяемости обнаруживается немало отклонений от общего плана построения циклов, что эти отклонения закономерны и свидетельствуют об изменении особенностей условий угленакопления. Ю. А. Жемчужников сформулировал эту закономерность как проявление поступательного развития процесса угленакопления. Основной задачей исследователей и является вскрытие этих закономерностей.

Знакомство с литературой по вопросу о циклическости строения угленосных толщ показывает, что наша отечественная литература признает важность этого метода анализа угленосных толщ, позволяющего понимать историю месторождения и указывающего пути его практического использования.

Существенное значение в познании процесса угленакопления и исследования угленосных толщ указанным методом имеют следующие положения: а) строение отдельных комплексов;

б) фациальная характеристика и типизация комплексов;

в) изменения в строении комплексов по разрезу и по простиранию и связь этих изменений с тектонической жизнью областей угленакопления.

Мы постараемся осветить эти положения, пользуясь фактическим материалом, полученным нами при изучении угленосных толщ ряда месторождений, расположенных на востоке Русской платформы и связанных с отложениями нижнего карбона, верхней перми, миоцена и плиоцена.

Процесс угленакопления состоит из этапов то мелких, то более крупных, которые в угленосной толще фиксируются в определенном наборе пород, составляющем часть угленосной толщи. В ряде случаев здесь наблюдается и повторение, но оно является частным случаем, а не общей закономерностью. При ближайшем знакомстве это повторение оказывается внешним и условным, т. к. меняются в той или иной степени вещественный состав пород, фауна и флора, выпадает из разреза то одна, то другая составные части. Нередко от первоначально принятого повторения остаются лишь весьма немногие признаки. Наблюдаются в природе не повторения, а этапы геологической истории, отраженные в строении угленосных толщ.

Части угленосной толщи, соответствующие этапам истории угленакопления, мы называем «генетическими комплексами» или просто «комплексами». В их строении мы находим документы, подтверждающие общие особенности угленакопления в данных условиях и конкретную обстановку отдельных этапов, связь между ними, необратимый процесс образования угленосной толщи.

СТРОЕНИЕ ОТДЕЛЬНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Когда исследователи говорят о повторяемости при циклической седиментации, то обычно они приходят к необходимости установления «стандарта» — схемы построения цикла, которая должна была почему-то действовать во всех случаях, а следовательно, независимо от конкретной обстановки. Прилагая эту схему, они всегда видят отклонения от нее, но зачастую отвлекаются от них, принимая во внимание лишь особенности, соответствующие принятой схеме.

Эти схемы были выработаны и привились при изучении угленосных осадков, а затем были перенесены и на другие образования.

«Повторяемость» в строении отдельных частей угленосной толщи наблюдается, например, в Донбассе. В работах исследователей Донбасса указывается, однако, что встречается не только повторение, но и отклонение от него в строении циклов. Наличие иногда весьма многочисленных угольных пластов подчеркивает эту повторяемость, но изучение их указывает и на их отличия. В угленосной толще Донбасса, по данным Б. Ф. Мефферта и Ю. А. Жемчужникова, повторяются комплексы (циклы), состоящие внизу из песчаника, который сменяется сверху глинистыми сланцами с прослоем угля. Комплекс завершается прослоем известняка. По данным Ю. А. Жемчужникова, в основании песчаника наблюдается размыв. В новом цикле снова происходит примерно та же смена пород.

Н. В. Логвиненко (1945) в угленосной толще Донецкого бассейна различает циклы, построенные следующим образом.

9. Песчаник	}	Морские отложения
8. Алевроитовый песчаник		
7. Глинистая порода		
6. Известняк		
5. Глинистая порода		
4. Уголь	}	Континентальные отложения
3. Глинистая порода		
2. Алевроитовый песчаник		
1. Песчаник с прослоем конгломерата		
Размыв		

Эта схема для Донбасса не является всеобщей. Для этой же угленосной толщи Логвиненко указывает схемы и иного порядка.

Различия в строении донецких схем зависели, по мнению Логвиненко, от разных масштабов колебательных движений. Донецкие схемы Логвиненко являются «идеальными», т. е. автор отвлекается при их построении от фактического конкретного материала, свидетельствующего об отклонении от этой схемы.

Практически, по данным Логвиненко (1945), в Донбассе наблюдаются следующие комплексы:

Известняк	}	Известняк
Глинистая порода		Глинистая порода
Уголь		Уголь
Глинистая порода		Глинистая порода
Алевроитовый песчаник или Песчаник		Известняк
Алевроитовый песчаник	}	Глинистая порода
Глинистая порода		Уголь
Известняк		

Выпадает из разреза то один, то другой пласт.

В Подмосковном бассейне в угленосной толще различается также немалое количество циклов. В толще сталингорского горизонта, по данным А. Э. Ульмера (1947), циклы состоят внизу из песков, а сверху из глин с прослоем угля, в тульских слоях присутствуют, кроме того, и известняки.

В пределах Татарской республики угленосная толща нижнего карбона довольно значительно колеблется в мощности и изменчива по строению. В центральной Татарии, в районе с. Булдырь, угленосная толща достигает более значительной мощности, чем в Подмосковье, и складывается, по данным А. П. Блудорова (1944), из генетических комплексов, построенных следующим образом.

VI комплекс сверху	Уголь
V »	Песчаник
IV »	Уголь
	Песчаник
	Сланец углистый
	Уголь
	Глина
	Сланец углистый
	Песчаник
III »	Сланец углистый
	Песчаник
IIб »	Уголь
	Песчаник
IIа »	Глина
	Песчаник
I »	Уголь
	Глина
	Сланец углистый
	Глина
	Сланец углистый
	Глина
	Песчаник

Как и в предыдущих разрезах, в составе полного комплекса здесь наблюдается внизу песчаник, а сверху — глинистый материал с прослоями угля. «Полным» комплексом является четвертый, остальные же оказы-

ваются «сокращенными» в соответствии с обстановкой формирования осадков. Прослой известняков в данном разрезе отсутствуют и наблюдаются лишь в тульских слоях, как это отмечено и в Подмосковье.

В Кизеловском бассейне, по данным П. В. Васильева (1937), циклическое строение угленосной толщи обнаруживается также довольно отчетливо. В угленосной толще бассейна Васильев выделяет четыре комплекса (цикла). «Каждый цикл начинается промежуточной свитой и завершается углесодержащей». Здесь подчеркивается повторяемость в более общем виде, а в деталях допускаются отклонения.

В приведенных выше схемах построения комплексов (циклов) указывается внизу грубый материал-песчаник, а выше следуют более тонкий материал-алевролит и далее — глина (аргиллит), содержащая прослой углей. Эта схема может применяться в самом общем понимании, так как имеются существенные отклонения от нее, как, например, наличие известняков с морской фауной, которые встречаются в определенных типах бассейнов. Порядок расположения фауны в комплексах несет также черты, свойственные данному бассейну. Для Донбасса Б. П. Чернышев указывает следующий порядок распределения фауны снизу вверх: *Estheria*, *Carbonicola*, *Aviculorosten*. Этот порядок, однако, не всегда справедлив, для других бассейнов. Он свидетельствует о нарастающем углублении области угленакопления, а это явление всегда будет носить оттенок конкретной обстановки и приведет к нарушению общей схемы построения цикла. Например, в пермских отложениях востока Русской платформы известняки с антракозидами покрывают или подстилают уголь, и строение комплексов меняется.

По данным А. П. Блудорова, в верхнепермской угленосной толще Башкирии и Татарии также выделяются несколько генетических комплексов пород (ритмы), построенных следующим образом.

- | | | |
|---------------------------------|----------------------------------|-------------------|
| I. 5. Известняк с антракозидами | II. 5. Известняк с антракозидами | III. 8. Известняк |
| 4. Мергель | 4. Глина | 7. Глина |
| 3. Глина | 3. Уголь | 6. Уголь |
| 2. Уголь | 2. Глина | 5. Известняк |
| 1. Известняк с антракозидами | 1. Известняк с антракозидами | 4. Уголь |
| | | 3. Известняк |
| | | 2. Уголь |
| | | 1. Известняк |

- IV. 10. Известняк оолитовый с брахиоподами
9. Мергель с антракозидами
 8. Уголь
 7. Мергель с остракодами
 6. Известняк с антракозидами
 5. Глина
 4. Уголь
 3. Глина
 2. Известняк с антракозидами
 1. Известняк оолитовый с брахиоподами

Во всех приведенных разрезах в комплексах пермской угленосной толщи присутствуют антракозидовые известняки. Нередко встречаются известняки с типичной морской фауной, которые подстилают или покрывают первые. В этом состоит особенность пермской угленосной толщи Прикамья. Песчаники здесь встречаются очень редко и находятся при этом обычно в основании угленосной толщи, как бы начиная большой комплекс, состоящий из более мелких, указанных выше комплексов. Особенностью угленосной пермской толщи является также отсутствие размывов, что считалось обязательным для циклов, ранее описанных.

Порядок расположения фауны в комплексе, указанный в разрезе IV, в верхней своей части в какой-то степени напоминает порядок, отмеченный Б. П. Чернышевым для Донбасса (свидетельство о погружении), но, однако, в нижней части комплекса мы видим обратное расположение слоев.

Для пермской угленосной толщи востока Русской платформы нельзя, следовательно, полностью применить указанную нами схему комплексов. Очевидно, новая обстановка формирования осадков, иная история месторождений вносят существенные поправки в схему построения генетических комплексов угленосной толщи.

Угленосные миоценовые отложения востока Русской платформы, по данным А. П. Блудорова, в своем строении обнаруживают определенные закономерности и подразделяются на генетические комплексы. Угленосная толща складывается песками, иногда содержащими примесь галечника, алевролитами, глинами и углями. Комплексы состоят внизу обычно из песков, выше — из алевролитов и глин, сопровождающих угольные пласты. Однако в строении комплексов очень часто наблюдаются отклонения.

Приведем несколько примеров построения этих комплексов.

- | | | |
|----------------------|-----------------------|---------------------|
| I. 5. Уголь бурый | II. 4. Уголь бурый | III. 2. Уголь бурый |
| 4. Глина белая | 3. Глина темносераая | 1. Песок с лигнитом |
| 3. Глина с лигнитом | 2. Глина алевроитовая | |
| 2. Песок с гравием | 1. Песок | |
| 1. Галечник и гравий | | |

Эти три комплекса принадлежат угленосной толще одного месторождения. Общим для них является только то, что в основании своем они содержат пласт грубообломочного материала, а выше следует более тонкий материал. Все комплексы завершаются углем. Различаются они между собой тем, что в каждом из них наблюдается разное количество прослоев пород разного гранулометрического состава. Присутствие галечника отчетливо указывает на размыв, который происходил перед отложением комплекса I, находящегося в середине угленосной толщи. В остальных комплексах явных признаков размыва не наблюдалось.

По другому месторождению комплексы построены следующим образом:

- | | | |
|-------------------|--------------------|---------------------|
| I. 4. Уголь бурый | II. 3. Уголь бурый | III. 2. Уголь бурый |
| 3. Глина углестая | 2. Глина углестая | 1. Песок |
| 2. Глина белая | 1. Песок глинистый | |
| 1. Глина углестая | | |

Эти комплексы сохраняют некоторые общие черты строения, отмеченные выше, но имеют и свои особенности. Первый из них не содержит, например, в своем основании песка. В остальных комплексах уменьшается общее количество слоев.

Приведенные выше разрезы комплексов (циклов) угленосных толщ разного возраста и из разных месторождений показывают, что трудно дать одну схему построения комплекса. Некоторые геологи считают, что комплекс всегда начинается песком или галечником и заканчивается прослоями глин и углей. В ряде случаев действительно наблюдается такая последовательность слоев, но она часто нарушается. Комплекс может начинаться и песчаником, и известняком, и глиной. Все зависит от того, какую обстановку отражает данный комплекс.

По своему строению в связи с условиями осадконакопления комплексы могут подразделяться на две категории.

Первая категория комплексов содержит «набор» пород, последовательно расположенных в разрезе в следующем порядке:

4. Уголь
3. Глина
2. Алевролит
1. Песчаник

Или

3. Уголь
2. Глина
1. Известняк

В других случаях комплексы построены проще:

- | | | |
|----------|----------|--------------|
| 3. Уголь | 2. Уголь | 2. Уголь |
| 2. Глина | 1. Песок | 1. Известняк |

Эти комплексы заканчиваются угольным пластом, характеризуя историю водоема, приводящую в итоге к заболачиванию и угленакоплению.

Породы, залегающие выше угля, свидетельствуют о прекращении угленакопления. Они связаны с новым этапом истории, который также завершается угленакоплением и относится к следующему комплексу. Угольные пласты в комплексах первой категории достигают разной мощности и часто очень значительной, что указывает на изменения обстановки угленакопления. В угленосной толще встречаются один или несколько таких комплексов. В последнем случае образуется сложный комплекс. Выше в разрезе следуют иногда пустые породы, а потом снова появляются угленосные. Иногда угленосная толща ограничивается одним таким сложным комплексом. В девонских отложениях Татарии, в морской толще франского яруса, наблюдается один сложный комплекс. Внизу он сложен мерелями с солоноватоводной фауной, а выше — глинами с тонкими прослоями угля.

В комплексах второй категории угольный пласт оказывается в середине, и комплекс делится на две части. В нижней — снизу вверх наблюдается такой порядок: песчаник, алевролит, глина, уголь или: известняк, глина, уголь. В верхней части комплекса происходит обратное чередование пород: глина, алевролит, песчаник или: глина, известняк. Таким образом, сверху и снизу комплекса наблюдаются примерно одинаковые породы. Примеры таких комплексов мы приводили выше (Донбасс, пермские угленосные осадки). Части их обычно называют полуциклами — регрессивный и трансгрессивный. В соответствии с особенностями геологической истории эти части комплекса или сохраняются или один из них выпадает — наблюдается размыв. Поэтому нельзя согласиться с Л. Н. Ботвинкиной (1952), что угольный пласт всегда оказывается в середине комплекса (цикла). Это зависит от условий осадконакопления, которые и создают разные комплексы.

ФАЦИАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ТИПИЗАЦИЯ КОМПЛЕКСОВ

При изучении угленосной толщи мы стремимся познать историю ее формирования, выделяя характерные черты отдельных этапов истории. Пользоваться при этом знанием лишь схемы строения комплексов, порядком их распределения в угленосной толще недостаточно. В основе исследования должно лежать познание фаций, документами которых и являются комплексы угленосной толщи. Изучая таким путем строение комплекса, мы вскрываем условия его образования, а прослеживая по

разрезу изменения в строении комплексов, познаем историю образования угленосной толщи данного месторождения.

Ю. А. Жемчужников в своих первых работах (1935), касаясь цикличности угленосных осадков, всегда связывал исследование последних с раскрытием обстановки осадконакопления, т. е. с фациями. В работе, посвященной цикличности (1947), Ю. А. Жемчужников писал, что «угленосная толща — полифациальное накопление» и следует говорить об угленосной толще как об угленосной формации, как «о своеобразном комплексе генетически связанных друг с другом фаций». Далее он подчеркивал, что «цикличность без углубленного фациального анализа — лишь формальный механический прием».

Л. Н. Ботвинкина придерживается таких же представлений и предлагает метод изучения угленосных толщ называть фациально-циклическим (1952).

Мы полностью поддерживаем предложение, что при изучении циклов угленосных отложений надо исходить из обстановки осадконакопления.

Перейдем к рассмотрению фаций угленосных отложений изученных нами месторождений.

В нижнекаменноугольной угленосной толще выделяются комплексы, состоящие из песчаников, глинистых сланцев и углей (см. стр. 157). В них встречаются остатки наземной растительности. В верхней части сталингорского горизонта угленосная толща переходит в тульские слои, где угленосность выражена весьма слабо и встречаются прослои с морской фауной. Подстилается угленосная толща морскими турнейскими образованиями (чаще известняками). Следовательно, породы рассматриваемой угленосной толщи при формировании были тесно связаны с морскими породами того же отдела системы.

Песчаники, залегающие в основании комплексов угленосной толщи, образованы потоками, впадающими в приморские водоемы. Сюда же сносился и мелкий обугленный растительный материал, примешивающийся к песчанику. Выше лежащие черные аргиллиты и глинистые сланцы формировались за счет глин, которые осаждались в водоемах со спокойной водной средой. Эти осадки принадлежат озерно-болотной фации. Сами угли являются продуктом болотной фации. На востоке Татарии, как показали недавно полученные материалы, угленосные осадки наблюдаются на огромной площади. Местами угли образуют пласты большой мощности, обладают невысокой зольностью (в среднем 16—17%). Малая зольность углей и связь угленосной толщи с морскими образованиями указывают на формирование угля на месте в приморской заболоченной низине. Рельеф земной поверхности при этом определял глубину заболоченных бассейнов и влиял на колебание мощности угольных пластов. По краю площади угленакопления мощность пластов падает. Угленосная толща, образованная в такой обстановке; относится, скорее всего, к параличе-лимническому типу.

Угленосные верхнепермские образования Татарии и западной Башкирии, как мы уже указывали, состоят из комплексов, фациальная характеристика которых несколько приближается к фациальным особенностям угленосной толщи нижнего карбона, но несет и весьма своеобразные черты.

По краю площади, занятой верхнепермскими угленосными осадками, на грани перехода их по простиранию в морские осадки, комплексы угленосных отложений включают осадки следующих фаций. Внизу залегают осадки фации открытого неглубокого моря — оолитовый известняк с брахиоподами, пелециподами (крупными) и фораминиферами (см. разрез IV на стр. 158). Выше следует известняк «листоватый», содержащий остатки антракозид (приспособившихся к опресненным морским водоемам) и лие-

бей. Далее встречаются осадки озерно-болотных фаций, представленные светлосерыми и темносерыми глинами. Затем появляются снова известняки с антракозидами — осадки мелких опресненных бассейнов, которые сменяются прослоями углей и морскими известняками оолитовой структуры. Из изложенного следует, что значительное место в разрезе занимают осадки морских фаций.

В средней части пермской угленосной площади и по краю ее на грани перехода к континентальным осадкам комплексы угленосной толщи состоят из антракозидо-линеевых «листоватых» известняков, глин и углей. Здесь фации мелкого опресненного водоема (листоватые известняки) сменялись осадками озерно-болотных фаций (темносерые глины под углем) и болотными фациями, когда стал накапливаться уголь. Чередование известняков и углей указывает на соответствующую смену фаций (см. стр. 158, разрез III). В этой части угленосной площади (в Татарии и Удмуртии) в угленосной толще проходит один прослой известняка с морской фауной, разделяющий угленосную толщу на две части. Здесь типично морские фации имеют подчиненное положение и преобладают фации опресненных водоемов и болот. Смена фаций качественно выделяется достаточно резко, но размыва осадков не обнаружено. Угленосная толща верхней перми по своей фациальной характеристике, так же как и нижнекаменноугольная, относится к параличе-лимническому типу. В пермский период возобновились условия приморского угленакопления, как и в нижнем карбоне, но в верхнепермское время паралический тип угленакопления сформировался более отчетливо, что особенно подчеркивается присутствием в угленосной толще прослоев известняков.

Изученные нами на востоке платформы угленосные осадки олигоцена, миоцена и плиоцена, как уже указывалось, состоят из генетических комплексов, слагающихся внизу песком с галечником, выше которых следуют глины и прослой углей. В угленосной толще по всем месторождениям прослоев с морской фауной не наблюдается. В угленосной толще встречаются остатки пресноводной фауны и наземной растительности, преимущественно древесной, которые свидетельствуют о континентальных условиях осадконакопления. Пески кварцевые светлосерые, подстилающиеся нередко галечником, отложены были наземными водными потоками, реками. Формирование песков было связано, следовательно, с аллювиальными фациями. Выше следуют белые и светлосерые тонкие глины, которые осаждались в малоподвижной среде, в обстановке озерных фаций, стариц. Малоподвижная водная среда, отсутствие притока свежей воды и развитие растительности привели к заболачиванию, накоплению исходной растительной массы углей. Осадки озерных фаций поэтому сменяются вверх по разрезу осадками болотных фаций. Встречаются в составе угленосной свиты, кроме того, комплексы, состоящие из темносерых, углистых глин и углей, формирование которых было связано с болотными фациями того же континентального типа, что было отмечено и выше.

Изложенный выше материал показывает, что генетические комплексы угленосных толщ должны выделяться и изучаться в целях понимания происхождения данного месторождения лишь на основе фациального анализа. Приведенные примеры фациальной характеристики комплексов показывают, что комплексы, сообразно общей обстановке осадконакопления, разделяются на несколько типов. Комплексы изученных нами месторождений разделяются на два типа.

1. Тип приморский, паралический или континентально-бассейновый, как отмечает Л. Н. Ботвинкина. В составе комплексов этого типа наблюдаются песчаники, глины, аргиллиты, угли и прослой с морской или солоноватоводной фауной. Морские отложения подстилают и покрывают угленосную толщу. Этот тип объединяет осадки следующих фаций: мел-

ководных морских заливов, фации потоков, озер и болот. В них встречаются угли каменные и бурые. Примером являются комплексы пермской угленосной толщи и нижнекаменноугольной.

2. Тип континентальный. В составе комплексов этого типа наблюдаются галечники, пески, глины и бурые угли, а также многочисленные остатки наземной растительности, иногда — пресноводная фауна. Кроме того, отмечаются осадки, связанные с фациями потоков и рек, озерными и болотными фациями. В них встречаются угли типично бурые. Примером могут служить комплексы неогеновых угленосных отложений.

Оба эти типа объединяются тем, что формировались на платформе и принадлежат к платформенной угленосной формации. Это характеризует условия и формы залегания угольных пластов, качество углей и мощность угленосных отложений.

ИЗМЕНЕНИЯ В СТРОЕНИИ КОМПЛЕКСОВ ПО РАЗРЕЗУ И ПО ПРОСТИРАНИЮ И СВЯЗЬ ЭТИХ ИЗМЕНЕНИЙ С ТЕКТОНИЧЕСКИМИ ДВИЖЕНИЯМИ

В строении каждого комплекса угленосной толщи, как мы видели выше, наблюдается не случайное, а закономерное сочетание пород, свидетельствующее о том, как протекает процесс осадконакопления, в результате которого формируется уголь. Различия в строении комплексов показывают, как меняется под влиянием тектонических движений направление этих процессов в разных условиях, хотя во всех этих случаях они приводят к одному результату — к образованию угля.

Выше мы приводили примеры построения комплекса в угленосной толще Донбасса по материалам Н. В. Логвиненко. В каждом ритме он выделяет континентальные и морские отложения как части цикла.

Изученные нами материалы показывают, что на рассматриваемой территории в угленосных толщах наблюдаются или только континентальные или только морские фации.

Общим для угленосных толщ большинства месторождений является изменение в строении комплексов по разрезу, а не повторение, что свидетельствует об изменении конкретной обстановки, ее истории. Анализ этих изменений по разрезу угленосной толщи и должен привлекать наше внимание, поскольку он вскрывает конкретную обстановку седиментации, а не идеализированные схемы, сглаживающие эти особенности обстановки, не считающиеся с конкретным материалом.

Проведенное нами изучение строения угленосных толщ разного возраста показало, что эти изменения наблюдаются всюду и характеризуют разные обстановки.

Угленосные отложения нижнего карбона в Башкирии, Татарии и Удмуртии имеют сравнительно небольшую мощность, слагаются песчаниками, черными аргиллитами и углями. Угленосная толща охватывает здесь и турней, и визей.

Разрез угленосной толщи по скважине у с. Булдырь, на р. Каме, может быть представлен сверху вниз в следующем виде.

C ₁ ^{2h}	1. Глина черная	1,00 м*	} VII комплекс
	2. Песчаник мелкозернистый серый и светлосерый с выделением пирита	4,80 м	
	3. Глина черная, местами углистая с выделением пирита	8,50 м	} VI комплекс
	4. Уголь каменный с растительными отпечатками	1,50 м	

C ₁ ^{2h}	5. Песчаник мелкозернистый кварцевый	6,5 м	V комплекс
	6. Уголь каменный, местами глинистый	0,60 м	
	7. Песчаник серый, сверху черный, внизу светлосерый, кварцевый слабо глинистый	9,70 м	
	8. Сланец углистый, внизу переходящий в уголь	0,50 м	IV комплекс
	9. Глина черная, пиритизированная, внизу песчанистая	2,80 м	
	10. Сланец углистый с прослойками угля мощностью до 1,5 м, со стигмариумами, зеркалами скольжения	5,70 м	
	11. Песчаник кварцевый белый, внизу темносерый	3,20 м	
	12. Сланец углистый с отпечатками растений	0,42 м	III комплекс
C ₁ ^{4 kls}	13. Песчаник мелкозернистый кварцевый светлосерый	9,35 м	
	14. Уголь плотный сланцеватый	0,60 м	II комплекс
	15. Песчаник мелкозернистый кварцевый, местами углистый, местами глинистый, пиритизированный, сверху с прослоем (0,5) черной глины	3,90 м	
	16. Уголь каменный с отпечатками растений	1,00 м	
	17. Углистые сланцы	3,30 м	
	18. Уголь каменный	0,30 м	
	19. Глина черная	0,90 м	I комплекс
	20. Глина черная с прослойками углистых сланцев	13,00 м	
	21. Песчаник неравномернозернистый, темносерый, углистый	3,50 м	

* Мощности в разрезе указаны ориентировочно.

В этой толще мы выделили семь генетических комплексов, образованных в связи с ритмическими колебательными движениями платформы. Комплексы внизу содержат песчаники, а сверху — угли, углистые сланцы и черные глины. Строение каждого из комплексов имеет, однако, и свои особенности, отражающие конкретную обстановку седиментации. Формирование терригенной толщи нижнего карбона происходило, в общем, при погружении, но процесс этот то усиливался, то ослабевал.

Первый снизу комплекс состоит внизу из песчаника, а сверху из глин и углей. Мощность песчаника почти в пять раз меньше верхней глинистой части комплекса. Эта последняя, в свою очередь, состоит из двух мелких комплексов, состоящих из глин и углей сверху.

При формировании песчаника погружение произошло довольно быстро, что привело к накоплению грубого обломочного материала — песка. Далее погружение продолжалось, но в более замедленном темпе с остановками, что привело к накоплению тонкого глинистого материала с прослойками углистых сланцев. Происшедшее затем обмеление закончилось образованием угля (слой 18). Последующее новое погружение вызвало затопление торфяника и накопление глин, превратившихся в сланцы, которые сменились прослоем угля при новом обмелении и заболачивании. Так закончился этап формирования этого комплекса. Особенности его строения, выраженные в указанном наборе пород, определяют ритмичностью тектонических колебательных движений. Эти движения состояли из подъемов и погружений, но из анализа мощности пластов видно, что каждое новое движение отличалось от движений того же знака по своей интенсивности.

Второй комплекс состоит снова из песчаника и угля. Последовало таким образом, новое быстрое погружение и накопление грубого материала, вскоре сменившегося замедлением погружения, заболачиванием и угленакоплением, хотя и незначительным.

В третьем комплексе погружение значительно усилилось по сравнению с предыдущими этапами и образовалась мощная толща песчаника. При ослаблении погружения угленакопления, однако, не произошло. Возможно, угольный пласт был размыт, так как вышележащий песчаник внизу содержит примесь раздробленного углистого материала.

Четвертый комплекс имеет некоторое сходство с седьмым комплексом, но и отличается от него. В основании здесь мы также видим песчаник, а выше — глинистые сланцы с углем. Угленосная часть комплекса превышает нижнюю почти в три раза и сама состоит из мелких комплексов.

Пятый комплекс начинается мощным песчаником, что указывает на значительное погружение, близкое к тому, что отмечалось для третьего комплекса. Последующее обмеление привело к угленакоплению.

Шестой комплекс построен более полно, чем предыдущий: после нового и быстрого погружения и последующего угленакопления произошло медленное погружение, затопление торфяника и накопление глины.

Седьмой комплекс, завершающий угленосную толщу, начинается песчаником, но угля не содержит. В вышележащих тульских отложениях различаются два крупных комплекса. Они начинаются песчаниками, а завершаются по-разному: нижний — известняком, а верхний — черными глинами. В известняках наблюдается морская фауна.

Комплексы угленосной толщи несут свои особенные черты строения. Накопление минерального осадка прерывалось угленакоплением, и если ослабевал первый процесс, усиливался второй. Происходила борьба между этими процессами на фоне ритмических колебательных движений при их влиянии. Эти движения возобновлялись, но не повторялись, и поэтому в строении комплексов мы находим больше отличий, чем сходства. Каждый комплекс есть документ определенных условий, соответствующих данному этапу истории угленакопления.

В течение нижнекаменноугольной эпохи при формировании угленосных отложений условия прибрежной заболоченной низины неоднократно сменялись условиями мелководного прибрежного, опресненного бассейна и рек.

В тульское время появились признаки вторжения морских вод и вскоре морской режим взял верх и водворилась обстановка неглубокого, но открытого моря конца нижнего карбона. Эти условия изменились в верейское время, но вскоре восстановились и просуществовали до конца верхнего карбона. Угленакопление не возобновилось.

В нижнепермскую эпоху продолжал существовать морской и лагунно-морской режимы. Угленосные осадки не образовывались. В конце верхней перми накапливались в прибрежных условиях красноцветы уфимской свиты.

Верхнепермская эпоха ознаменовалась проникновением моря с севера на Русскую платформу. На восточной окраине нижнеказанского моря сформировалась побережная заболоченная низина, где стали накапливаться угленосные осадки. По правому берегу Камы они покрывают красноцветные отложения уфимской свиты и покрываются пестроцветными осадками белебеевской свиты. Разрез осадков по правому берегу р. Камы, на юге Удмурдии, представляет следующую последовательность пород:

pkaz 2	Красноцветные песчано-глинистые образования		} VI
	1. Известняк серый, сильно песчанистый	0,55 м	
	2. Глина темносая, пластичная с выделением окислов Fe	0,30 м	

Рказ 2	3. Уголь с прослоями глини	0,35 м	VI
	4. Известняк серый, плотный, твердый, содержащий прослойки серых глин, обугленных остатков растений и раковинки остракод	1,00 м	
	5. Мергель светлосерый песчанистый	0,14 м	V
	6. Глина голубовато-серая, с обугленными остатками растений	1,34 м	
	7. Известняк темносерый, плотный, твердый	0,51 м	IV
	8. Глина серая с прослойками мергеля	4,37 м	
	9. Песчаник мелкозернистый, полимиктовый, ржаво-бурый, глинистый	0,09 м	III
	10. Известняк темносерый, глинистый с обломками раковин плохой сохранности	0,10 м	
	11. Глина темносерая, содержащая обугленные остатки растений	0,08 м	II
	12. Уголь	0,88 м	
	13. Глина серая песчанистая	0,88 м	I
	14. Известняк синевато-серый, твердый	0,20 м	
	15. Мергель серый с прослойками серого известняка	0,51 м	
	16. Глина темносерая с мелкими обугленными растительными остатками	0,65 м	
	17. Уголь	1,22 м	
	18. Глина темносерая	0,10 м	
	19. Известняк темносерый, слоистый с мелкими обугленными растительными остатками	0,70 м	
	20. Глина синевато-серая, песчанистая	0,83 м	
	21. Мергель желтовато-серый песчанистый	1,35 м	
	22. Песчаник желтый с серыми глинистыми промазками	2,02 м	
Р ₂ ^г	23. Красноцветные песчано-глинистые отложения уфимской свиты		

Как видно, по разрезу угленосная толща верхней перми состоит из комплексов, сложенных несколько иначе, чем комплексы угленосной толщи нижнего карбона. Комплексы пермской угленосной толщи слагаются преимущественно известняками, глинами и углем. Начинаются они и заканчиваются известняками. Угольный пласт находится в середине комплекса и покрывается породами, расположенными в обратном порядке, чем это наблюдается в нижней части комплексов. Наряду с этим, встречаются комплексы, начинающиеся песчаниками и заканчивающиеся тонкозернистыми породами, глинами. Таким образом, в одной угленосной толще могут встретиться комплексы разных типов.

Кроме того, следует указать, что комплексы одного типа тоже имеют отличия, что можно проследить на приведенном выше разрезе.

Нижний первый комплекс располагается в основании угленосной толщи, залегающей на красноцветных образованиях уфимской свиты. Этот комплекс слагается песчаниками внизу и глинами сверху, что указывает на характер изменения скорости движения водной среды при его формировании. Далее погружение, очевидно, вновь усилилось, но было замедленным, и сформировались известняки, залегающие в основании второго комплекса. Растительные остатки отлагались при этом в незначительном количестве. Позднее, вследствие обмеления, отложение растительных остатков увеличилось. Стали формироваться сначала темные глины, обогащенные обугленными растительными остатками, а при заболачивании и угли. Вслед за этим начинается новое погружение, торфяник затопляется и осаждаются темносерая глина, а затем и мергели с прослоями известня-

ка. Этим и заканчивается второй комплекс. Особенности строения верхней и нижней части второго комплекса указывают на изменение условий при формировании даже одного комплекса. Строение третьего комплекса несколько сходно с предыдущим, и формирование его также связано с начавшимся погружением. Комплекс построен симметрично, но мощности слоев оказываются иными в новой обстановке.

При образовании четвертого комплекса в бассейн стал заноситься песок, видимо вследствие более быстрого погружения участка, что вскоре сменилось стабильным положением, привело к накоплению глин с мергелями, но угля не образовалось, так как не благоприятствовали другие условия (климат, накопление растительных остатков и прочее). Мало изменились условия и позднее.

Шестой комплекс имеет близкое строение, но содержит и отличия, свидетельствующие об изменении условий осадконакопления. Известняки основания шестого комплекса достигают большей мощности, чем это было ранее. Здесь встречается фауна, указывающая на большее углубление бассейна. Комплекс имеет симметричное строение, как второй и третий комплексы. Уголь здесь налегает прямо на известняк. Особенностью верхней части этого комплекса является примесь песчаного материала. Кроме того, этот комплекс покрывается красноцветными образованиями казанского подъяруса.

Таким образом, мы наблюдаем некоторое сходство генетических комплексов в одной угленосной толще, но отмечаем и особенности строения каждого комплекса. Это указывает на изменение обстановки осадконакопления, развитие процесса осадконакопления. Угленосная толща формировалась в приморской заболоченной зоне, которая в связи с колебательными движениями в области угленакопления временами затоплялась. Происходило это неоднократно, но интенсивность погружения не повторялась, что вместе с прочими условиями меняло обстановку. Признаков размыва в угленосной толще не обнаружено. Здесь нами было рассмотрено изменение строения комплексов в угленосной толще, образованной в центральной части угленосной площади. Нижнеказанские отложения при этом являются почти целиком угленосной толщей.

По окраине угленосной площади (на р. Каме, в устье р. Вятки) мощность угленосной толщи резко сокращается, а мощность морских нижнеказанских образований увеличивается. Здесь устанавливается другой характер изменения и комплексов по разрезу:

Рказ ₂	Красноцветные верхнеказанские образования	
Рказ ₂ ^г	1. Глина серая, местами коричневая, содержащая прослойки известняков и песчаников. По плоскости наложения наблюдаются мелкие обугленные растительные остатки	4,67 м
	2. Известняк желтовато-серый, массивный, плотный, в середине слоя оолитовый, содержащий остатки морской фауны (пелециподы, брахиоподы, фораминиферы)	0,73 м
	3. Известняк серый, тонкослоистый, содержащий прослойки серого мергеля	0,09 м
	4. Уголь	0,04 м
	5. Известняк серый, тонкослоистый, листоватый, с обугленными растительными остатками	0,63 м
	6. Глина желтовато-серая, тонкослоистая	0,10 м
	7. Уголь	0,01—0,02 м
	8. Известняк серый, плотный, тонкослоистый, листоватый, с мелкими обугленными остатками растений	0,83
	9. Известняк светложелтовато-серый, плотный, сверху оолитовый, содержащий остатки морской фауны (пелециподы, брахиоподы)	0,92 м

Ниже следуют морские образования, безугольные.

Угленосная толща в этом разрезе представлена собственно одним полным комплексом (слои 2—9), который подстилается песчаником с явными признаками размыва в своем основании. В этом комплексе сохранились лишь следы угленосности. Известняк слоя 9 образовался в морском бассейне, который был связан с трансгрессией. Позднее море стало сокращать свои размеры и образовался листоватый известняк (слой 8). Продолжающийся подъем привел к кратковременному заболачиванию. Затем последовало погружение, которое привело к образованию листоватых известняков, типичных для пермской угленосной толщи. Новое кратковременное поднятие создало новое заболачивание и образование тонкой углистой прослойки. Далее последовало значительное погружение, в результате чего сформировался вновь оолитовый известняк (слой 2). Эта трансгрессия была последней. Море начало отступать, образуя песчано-глинистые осадки, которые сменяются красноцветными образованиями.

Из рассмотрения этих разрезов видно, что строение комплексов угленосных толщ меняется в зависимости от того, к какой части бассейна они относятся. В последнем случае мы видели, как угленосные осадки в краевой зоне угленосной площади уступают место морским осадкам. Подобная картина изменения строения комплексов, в зависимости от палеогеографии, наблюдается и в Башкирии.

В западной ее части (по среднему течению р. Дёмы), в центре пермской угленосной площади, угленосная толща построена следующим образом (сверху):

P_{2}^{kaz}	Красноцветные верхнеказанские образования		
P_{2}^{kaz}	1. Известняк серый с темносерыми полосами, с тонкими углистыми промазками, с выделением пирита	1,20 м	IV
	2. Уголь полосчатый, полуматовый с прослойкой глины	0,25 м	
	3. Известняк серый, плотный, слоистый	0,10 м	
	4. Уголь полуматовый, штриховатый	0,10 м	
	5. Известняк серый плотный, твердый	0,04 м	
	6. Уголь полосчатый, полуматовый	0,17 м	
	7. Известняк серый плотный, твердый	0,04 м	
	8. Уголь полуматовый, полосчатый	0,19 м	
	9. Глина серая внизу и черная сверху	0,09 м	
	10. Известняк серый, листоватый	0,13 м	
	11. Уголь матовый, полосчатый	0,15 м	IV
	12. Глина серая, сверху темносерая	0,38 м	
	13. Известняк серый с тонкими углистыми прослойками	1,90 м	
	14. Глина черная, углистая	0,02 м	
	15. Известняк серый с мелкими обугленными растительными остатками	2,00 м	
	16. Глина черная углистая	0,03 м	
	17. Известняк светлосерый с тонкими углистыми прослойками	0,72 м	
	18. Глина черная, углистая	0,01 м	
	19. Известняк серый с тонкими углистыми прослойками	3,14 м	
	20. Глина черная, углистая	0,03 м	III
	21. Известняк серый с мелкими обугленными растительными остатками	0,51 м	
	22. Глина зеленовато-серая, с прослойками известняка, книзу переходящая в мергель	1,90 м	
	23. Известняк серый плотный, твердый	0,45 м	
	24. Песчаник зеленовато-серый, ниже желтовато-серый, сверху с прослоем мергеля	15,0—30,0 м	
	25. Глина серая, сверху песчаная, с прослойками песчаника внизу	9,45 м	

P_{2}^{kaz}	26. Известняк серовато-желтый, органогеновой структуры с многочисленной фауной <i>Spirifer</i> sp., <i>Spiriferina subcristata</i> Netsch., <i>Productus cancrini</i> Vern. и др.	1,60 м	II
	27. Глина серая с тонкими прослойками песчаника, с мелкими обугленными растительными остатками	8,00 м	
	28. Песчаник мелкозернистый, полимиктовый, серовато-желтый	3,35 м	
	29. Глина серая с тонкими прослойками песчаника	17,25 м	
	30. Известняк серый, органогеновой структуры с остатками мшанок и брахиопод <i>Spirifer rugulatus</i> Kut., <i>Productus cancrini</i> Vern., <i>Diclasma</i> sp., и др.	0,30 м	I
P_{2}^{ul}	31. Красноцветные отложения уфимской свиты		

В приведенном разрезе угленосная толща охватывает слои 1—22. Ниже следуют морские отложения. Мощность нижнеказанских отложений достигает 76 м. Мощность угленосной толщи равна 13,10 м. Она построена здесь довольно однообразно: известняки переслаиваются с углем. Реже среди них наблюдаются глины. Однообразие нарушается колебанием мощностей и вещественного состава. Нижняя часть угленосной толщи (слои 12—22) характеризуется преобладанием известняков, а в верхней (за исключением слоя 1) большое значение приобретают угли.

Эта типичная пермская угленосная толща с прослоями листоватых известняков образовалась несколько позднее (чем описанная ранее по Татарии) в обстановке мелководного опресненного бассейна, в котором, в связи с колебательными движениями, то формировались известняки (углубление), то угли (обмеление, заболачивание). В верхней части угленосной толщи угли преобладают. Это указывает на господство болотной фации.

Четвертый комплекс, в свою очередь, подразделяется на более мелкие комплексы (известняк, уголь), фиксирующие многократные колебательные движения (не менее 9). Первый комплекс начинается морскими известняками.

К северу от р. Дёмы, где описан приведенный разрез, количество прослоев известняков уменьшается, а мощность угловых прослоев увеличивается. К югу от Дёмы углистые прослои постепенно выклиниваются, замещаясь известняками с морской фауной. Это указывает на краевую зону угленосной площади, что отмечалось ранее и для территории Татарии.

В новых условиях наблюдается в угленосной пермской толще в Башкирии иное строение комплексов, заключающееся в увеличении числа прослоев известняков, разделении комплексов на более мелкие, состоящие из угля и известняка или из известняка и черной углистой глины.

Так формировалась угленосная нижнеказанская толща в Татарии и Западной Башкирии как результат необратимого процесса осадконакопления.

Необратимость процесса осадконакопления устанавливается в строении угленосной толщи, хотя мы и видели лишь чередование глин, известняков и углей, так как мощности этих пород не повторялись, а в вещественном составе пород тождества не наблюдается. Необратимость процесса осадконакопления зафиксирована во всех звеньях этой исторической цепи.

В течение татарского века, нижнетриасовой и среднетриасовой эпох угленакпления на рассматриваемой территории не было. Оно возобновилось в небольших размерах в Приуралье в верхнетриасовую и нижнеюрскую эпохи. Угленосные толщи этого возраста констатированы на юге Башкирии (Суракай, Чикановка и другие месторождения).

Угленакопление имело место в третичном периоде и особенно усилилось в миоценовое время. В плиоцене угленакопление проявилось в меньшей мере. К этому времени море ушло от границ рассматриваемой области. Временами оно лишь приближалось, но не затопляло угленосной площади. Установился континентальный режим.

В строении комплексов угленосной толщи миоцена наблюдаются различия, которые указывают на особенности этапов истории угленакопления. На одном из месторождений Центральной Башкирии (среднее течение р. Белой) прослеживается следующий разрез угленосной толщи сверху:

1. Глина светлосерая, с розовыми пятнами, местами углистая с включениями лигнита	13,20 м	V
2. Глина плотная, светлосерая с редкими включениями лигнита	17,90 м	
3. Глина темносерая, углистая	2,90 м	
4. Уголь бурый с включением лигнита	6,70 м	
5. Глина жирная белая	3,15 м	
6. Глина алевроитовая, светлосерая с включениями лигнита, участками сильно обожженная	2,95 м	
7. Песок мелкозернистый серовато-желтый, глинистый с включением гравия и гальки	1,40 м	
8. Галечник кремнево-кварцевый, светлосерый, содержащий примесь гравия	8,20 м	
9. Глина плотная жирная, светлосерая	0,50 м	IV
10. Глина плотная серая с включением лигнита	0,40 м	
11. Уголь бурый	2,15 м	
12. Глина темносерая, углистая	0,15 м	
13. Глина алевроитовая, светлосерая, внизу песчано-алевритовая, желтовато-серая	4,00 м	III
14. Песок мелкозернистый, кварцевый, светлосерый	12,50 м	
15. Глина алевроитовая, плотная, серая с включением лигнита, участками углистая	1,80 м	
16. Алевролит кварцевый, серый	1,40 м	II
17. Глина серая, углистая	0,50 м	
18. Уголь бурый с включением лигнита	0,25 м	I
19. Песок мелкозернистый, кварцевый с включением лигнита, серый, внизу темносерый	8,25 м	
20. Уголь бурый	6,75 м	
21. Глина темносерая, углистая	1,90 м	
22. Песок мелкозернистый, кварцевый, серый	2,50 м	

Первый комплекс складывается здесь песком и глиной с углем. В этом комплексе осадки аллювиальной фации вверх по разрезу сменяются осадками болотной фации.

Второй комплекс имеет близкое строение, но уголь налегает непосредственно на песок. Очевидно, после погружения подъем произошел быстрее, в форме скачка. Далее последовало медленное погружение, затопление торфяника и отложение глины.

Третий комплекс угля не содержит. Возможно угольный пласт был размыт до начала накопления следующего комплекса.

Четвертый комплекс начал формироваться при новом быстром погружении, что привело к накоплению мощного пласта песка, после чего наступает успокоение, водворяется озерная обстановка, которая сменяется застойной средой, заболачиванием, угленакоплением. Далее торфяник медленно погружается под уровень воды и покрывается глинами, вначале углистыми, а затем светлосерыми озерными.

Формирование пятого комплекса было связано с более резким погружением, чем было ранее. Вследствие этого бурно текущими водами сюда приносился галечник. Это привело к повышению базиса эрозии, замедлению течения и накоплению песка. Вскоре устанавливается озерный режим

и осаждается сначала алевроитовая, а затем тонкая озерная белая глина. Последующее заболачивание завершается угленакоплением, которое сменяется озерным режимом.

На примере описанного разреза видно, что комплексы третичной угленосной толщи имеют общие черты, но в строении их больше наблюдается различий, что выражается в колебании мощностей, выпадении некоторых пластов, появлении новых, которых до сих пор не было (галечник), изменении вещественного состава пород. Как видно, правильной чередованности и повторений, анализируя строение вышеприведенного разреза, установить мы не можем. Прежние условия не возвращались. Процесс был необратимым.

Рассматривая изменение в строении комплексов по разрезу, мы восстанавливаем историю образования угленосной толщи, смену условий угленакопления. В этом мы можем убедиться на примере строения угленосных толщ и других месторождений того же возраста.

Угленосная толща месторождений, принадлежащих той же угленосной площади и расположенных в южной Башкирии, состоит из тех же пород, образующих ряд комплексов, несущих свои особенности. Здесь содержится много угольных пластов и встречаются пласты большой мощности. Сравнение разрезов ряда месторождений показывает, что в их истории имеются общие черты, отраженные в сходстве строения комплексов и свидетельствующие об общности обстановки внутриконтинентальных болот Приуралья, но наблюдаются и различия. Эти последние объясняются влиянием факторов местного значения, поскольку сравниваемые месторождения характеризуют удаленные друг от друга части угленосной площади, испытавшие колебательные движения, в той или иной степени отличные друг от друга. Месторождения Центральной Башкирии располагаются по краю платформы, а Южной Башкирии — в Приуральской депрессии, где движения проявлялись в большей степени, чем на платформе. Это обстоятельство отразилось в увеличении мощности угленосных толщ в депрессии и усилении угленасыщенности в ее пределах.

В строении миоценовых угленосных толщ мы видим отражение новой исторической обстановки, новых условий угленакопления. Осадки морских фаций здесь отсутствуют и господствуют континентальные. В этих условиях колебательные движения также сохранились и влияли на изменение строения комплексов по разрезу, но не привели к вторжению моря в область миоценового угленакопления рассматриваемой области. Они сказывались и в области источника сноса, а в пределах угленосной площади, наряду с этим известную роль играли погружения и поднятия, связанные с соляной тектоникой.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение разрезов угленосных толщ на основе выделения в них генетических комплексов, связанных в своем строении с ритмичностью тектонических движений, приводит нас не к установлению в строении угленосной толщи повторяемости комплексов (циклов), а к выявлению особенностей строения каждого из них как этапа геологической истории месторождения. Понимание этой истории и является основной задачей изучения угленосных толщ и анализа их строения. Понимание истории угленакопления позволит правильно понять строение месторождения, укажет верные пути для разведки и эксплуатации месторождения.

ЛИТЕРАТУРА

- Белоусов В. В. Общая геотектоника. Госгеолиздат, 1948.
Бирин Л. М. Стратиграфия и фации каменноугольных отложений центральных областей Русской платформы. «Тр. Мос. фил. ВНИГРИ», вып. 1, 1949.

- Блудоров А. П. Угли Удмуртии, Татарии и прилегающей части Башкирии. «Уч. зап. Казанск. гос. у-та. Геология», т. 104, 1944.
- Ботвинкина Л. Н. О принципах выделения и типизации циклов осадконакопления в угленосных толщах. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1952, № 1.
- Васильев П. В. О ритмичности колебательных движений и цикличности в отложениях осадков угленосной толщи Кизеловского каменноугольного бассейна. «Разведка недр», 1937, № 23.
- Васильев П. В. Типы размывов пластов углей и отложений угленосной толщи в период ее формирования в Кизеловском каменноугольном бассейне. «Разведка недр», 1937, № 24.
- Васильев П. В. О принципах типизации угольных месторождений. «Разведка недр», 1938, № 10.
- Васильев П. В. Методика изучения немых угольных толщ на примере Кизеловского каменноугольного бассейна. «Тр. Ин-та геол. наук», вып. 90, № 2, 1947.
- Жемчужников Ю. А. Общая геология каустобиолитов. ОНТИ, 1935.
- Жемчужников Ю. А. Цикличность строения угленосных толщ, периодичность осадконакопления и методы их изучения. «Тр. Ин-та геол. наук», вып. 90, 1947, № 2.
- Жемчужников Ю. А. Общая геология ископаемых углей. Углетехиздат, 1948.
- Жемчужников Ю. А. К вопросу о синонимике угольных пластов. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1950, № 2.
- Жемчужников Ю. А. Слой и пласт. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1950, № 5.
- Иванов Г. А. О цикличности строения угленосных отложений Воркутского месторождения. «Тр. Ин-та геол. наук», вып. 90, 1947, № 2.
- Коперина В. В. Литология и генезис угленосных отложений Карагайлинского месторождения Кузбасса. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1949, № 2.
- Крашенинников Г. Ф. Проблема циклов в угленосных толщах. «Тр. Ин-та геол. наук», вып. 90, 1947, № 2.
- Лигвиненко Н. В. Некоторые закономерности процесса осадконакопления в среднем и верхнем карбоне северо-востока Донбасса. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1945, № 5.
- Перепечина Е. А. и Шехунов В. С. Сучанское каменноугольное месторождение. ГОНТИ, 1939.
- Раузер-Черноусова Д. М. и Кулик Е. Л. Об отношении к фациям и о периодичности их развития. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1949, № 6.
- Страхов Н. М. Историко-геологические типы осадконакопления. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1946, № 2.
- Страхов Н. М. О периодичности и необратимой эволюции осадкообразования в истории Земли. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1949, № 6.
- Ульмер А. Э. К вопросу о стратиграфии и генезисе осадков нижнего карбона Сталингорск-Донецкого района. «Проблемы сов. геол.», 1938, № 2.
- Ульмер А. Э. Стратиграфия и история накопления нижнекаменноугольных отложений Подмосковной котловины (анализ строения осадков циклов накопления и его практическое применение). «Тр. Ин-та геол. наук», вып. 90, 1947, № 2.
- Успенская Н. Ю. Некоторые закономерности нефтегазонакопления на платформах. Гостоптехиздат, 1952.
- Ханн В. Е. О непрерывно-прерывистом течении тектонических процессов. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1950, № 6.
- Хворова И. В. Литологический очерк среднекаменноугольных отложений Касимовского района Рязанской области. «Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы», отд. геол. т. XXIII(4), 1948.

Л. С. ТУЗОВА

СТРОЕНИЕ И СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ПРИНАДЛЕЖНОСТЬ ОСТАТКОВ ДРЕВЕСИН, ВСТРЕЧАЮЩИХСЯ В ТРЕТИЧНЫХ УГЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ БАШКИРИИ

Среди миоценовых бурых углей Башкирии нами было встречено много остатков лигнитизированной древесины, которая в большинстве случаев поддавалась определению. Определения основывались только на анатомических признаках древесины.

Взятый для исследования образец древесины предварительно кипятился в воде до размягчения в течение 2—6 час., а затем на двое суток опускался в смесь спирта с глицерином. Из приготовленной таким образом древесины делались тонкие срезы по трем направлениям: поперечному, радиальному и тангентальному.

При определении была использована опубликованная литература (Алексеев, 1930; Баранов, 1948, 1950; Вихров, 1947; Гаммерман и др., 1946; Криштофович, 1932; Ярмоленко, 1934, 1941). Кроме того, автор пользовался консультациями проф. В. И. Баранова.

Вся определенная древесина делится на две группы: древесину хвойных и древесину лиственных.

ДРЕВЕСИНА ХВОЙНЫХ

Древесина хвойных была встречена в третичных отложениях на всей исследуемой территории, но чаще всего в миоценовых отложениях Южной Башкирии.

Нами было определено шесть родов древесины хвойных растений, каждый из которых встречается очень часто.

Древесина сосны (*Pinus* L.) Табл. I, рис. 1, 2

Трахеиды сосны гладкие, без спиральных утолщений и штриховатостей; на радиальных стенках расположены в один ряд крупные окаймленные поры. На тангентальном срезе сердцевинные лучи одно- и двухрядные, причем двухрядные они обычно у смоляного хода.

Внешние мертвые клетки сердцевинных лучей одно-, двух- и трехрядные. Они имеют мелкие окаймленные поры и сильно зазубрены. Внутренние клетки сердцевинных лучей зазубренности не имеют. На стенках клетки крупные простые поры. Смоляные ходы у сосны хорошо развиты и очень многочисленны.

Древесина сосны встречается в угле всех изученных нами месторождений. Нами приводятся зарисовки радиального и тангентального срезов из угля района с. Наумкина (БАССР). На радиальном срезе зарисовки

видны трахеиды, покрытые окаймленными порами, а также неполный сердцевинный луч с двумя рядами мертвых, покрытых зазубринками клеток, с мелкими окаймленными порами и с двумя рядами живых клеток с крупными простыми порами. На тангентальном срезе видны трахеиды и расположенные между ними однорядные и двухрядные сердцевинные лучи.

Древесина ели (*Picea* Dietrich) Табл. I, рис. 3, 4

Трахеиды у ели гладкие, на радиальных стенках крупные окаймленные поры. Серцевинные лучи одно- и двухрядные. Двухрядные встречаются вокруг смоляных ходов, но так как их у ели не очень много, то чаще наблюдаются однорядные сердцевинные лучи. Серцевинные лучи в радиальном срезе разнородные. Крайние трахеидные клетки обычно располагаются в один или два ряда. В отличие от клеток сосен, стенки наружных клеток ели не несут зазубрин, а покрыты легкой волнистостью. Они имеют мелкие окаймленные поры. Внутренние клетки сердцевинных лучей несут мелкие простые поры овальной формы. Строение сердцевинного луча у ели — главный диагностический признак при микроскопическом определении. Смоляные ходы в древесине ели, как уже говорилось, мелкие и немногочисленные.

Древесина ели, так же как и сосны, встречается во всех изученных нами месторождениях в большом количестве. На рис. 3, 4 табл. I приводятся зарисовки радиального и тангентального срезов древесины ели из миоценовых отложений в районе с. Наумкино. На радиальном срезе видна верхняя часть сердцевинного луча с одним рядом внешних мертвых клеток с волнистыми краями и мелкими окаймленными порами и три ряда внутренних живых клеток с простыми порами. Кроме того, видны окаймленные поры на стенках трахеид. На тангентальном срезе видны трахеиды, в верхней части — однорядный сердцевинный луч, левее — смоляной ход.

Древесина пихты (*Abies* Hill.) Табл. I, рис. 5, 6

Широкие трахеиды пихты имеют небольшую полосатость на своих стенках. Окаймленные поры крупные, расположены в один ряд. Серцевинные лучи однорядные и однородные. На радиальном срезе все паренхимные клетки одинаковые и несут две-четыре мелкие, простые, косо поставленные, округло-овальные поры. Мертвых трахеидальных клеток у пихты не наблюдается. Отсутствуют и смоляные ходы. Этим и объясняется однорядность сердцевинных лучей.

В качестве примера приводятся зарисовки срезов древесины пихты, обнаруженной в третичных отложениях района с. Наумкино. На радиальном срезе видны трахеиды, покрытые штриховатостью и окаймленные порами и пять рядов клеток сердцевинного луча с мелкими простыми порами. На тангентальном разрезе видны трахеиды и расположенные между ними однорядные сердцевинные лучи.

Древесина можжевельника (*Juniperus* L.) Табл. I, рис. 7, 8

Трахеиды можжевельника узкие, часто покрыты спиральной полосатостью. Окаймленные поры расположены на радиальных стенках трахеид в один ряд. Серцевинные лучи однорядные, клетки их вытянуты в вертикальном направлении. Все клетки однородные, живые, имеют от одной до трех простых мелких округлых или овальных пор. Смоляные ходы у можжевельника отсутствуют. Для примера приводятся зарисовки

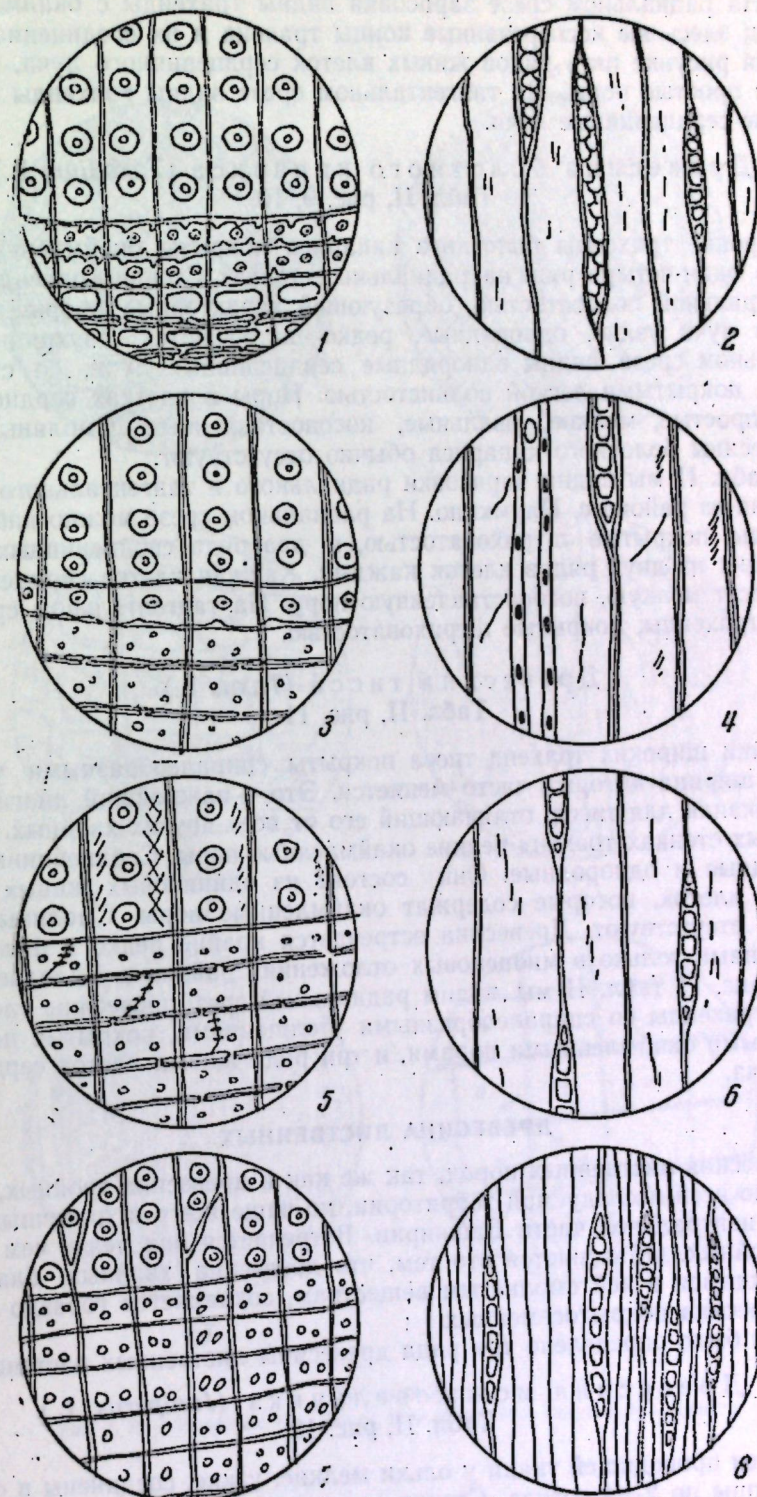


Таблица I.

Рис. 1, 2 — *Pinus*; 3, 4 — *Picea*; 5, 6 — *Abies*; 7, 8 — *Juniperus*

образца древесины можжевельника из отложений миоцена района с. Наумкино. На радиальном срезе зарисовки видны трахеиды с окаймленными порами; здесь же кососрезанные концы трахеид и их соединение. Кроме того, на рисунке пять рядов живых клеток сердцевинного луча, несущих мелкие простые поры. На тангентальном срезе видны трахеиды и узкие, высокие сердцевинные лучи.

Древесина болотного кипариса (*Taxodium* L.)

Табл. II, рис. 9, 10

Широкие трахеиды болотного кипариса покрыты окаймленными порами в один-четыре ряда на радиальных стенках. Стенки трахеид покрыты спиральной полосатостью, образующей характерные узоры. Серцевинные лучи узкие, однорядные, редко встречаются двухрядные. На радиальном срезе видны однорядные сердцевинные лучи, со стенками клеток, покрытыми легкой волнистостью. Поры в клетках сердцевинных лучей простые, мелкие, овальные, косопоставленные. Смоляные ходы у древесины болотного кипариса обычно отсутствуют.

В табл. II мы видим зарисовки радиального и тангентального срезов таксония из района с. Наумкино. На радиальном срезе можно наблюдать трахеиды, покрытые штриховатостью, и два ряда сердцевинных лучей, состоящих из двух рядов клеток каждый. Каждая клетка сердцевинного луча несет мелкую, косопоставленную пору. На тангентальном срезе мы видим трахеиды, покрытые штриховатостью.

Древесина тисса (*Taxus* L.)

Табл. II, рис. 11

Стенки широких трахеид тисса покрыты спиралеобразными утолщениями, ширина которых часто меняется. Это — важнейший диагностический признак для тисса, отличающий его от всех других хвойных. На радиальных стенках трахеид редкие окаймленные поры. Серцевинные лучи однорядные и однородные. Они состоят из одинаковых живых паренхимных клеток, которые содержат окаймленные поры. Смоляные ходы у тисса отсутствуют. Древесина встречается крайне редко и была определена нами только в миоценовых отложениях района с. Талалаевка.

На рис. 11 табл. II мы видим радиальный срез древесины тисса, заметны трахеиды со спиралеобразными утолщениями, покрытые немногочисленными окаймленными порами, и три ряда живых клеток сердцевинного луча.

ДРЕВЕСИНА ЛИСТВЕННЫХ

Древесина лиственных пород, так же как и древесина хвойных, встречается по всей исследуемой территории, но чаще всего в третичных отложениях центральной части Башкирии. Встречается она реже, чем древесина хвойных. Объясняется это тем, что древесина хвойных, благодаря содержащимся в ней смолистым веществам, сохраняется гораздо лучше, чем древесина покрытосеменных.

Нами было определено три рода древесины лиственных растений.

Древесина можжевельника (*Juniperus* L.)

Табл. II, рис. 12

Сосуды проводящей ткани у ольхи мелкие, узкие, соединены в отдельные группы по 2—4 сосуда. Стенки сосудов без спиральных утолщений, перегородки лестничной формы. На стенках в большом количестве встречаются мелкие окаймленные поры. Серцевинные лучи однорядные, узкие, обычно все клетки однотипны, покрыты большим количеством простых

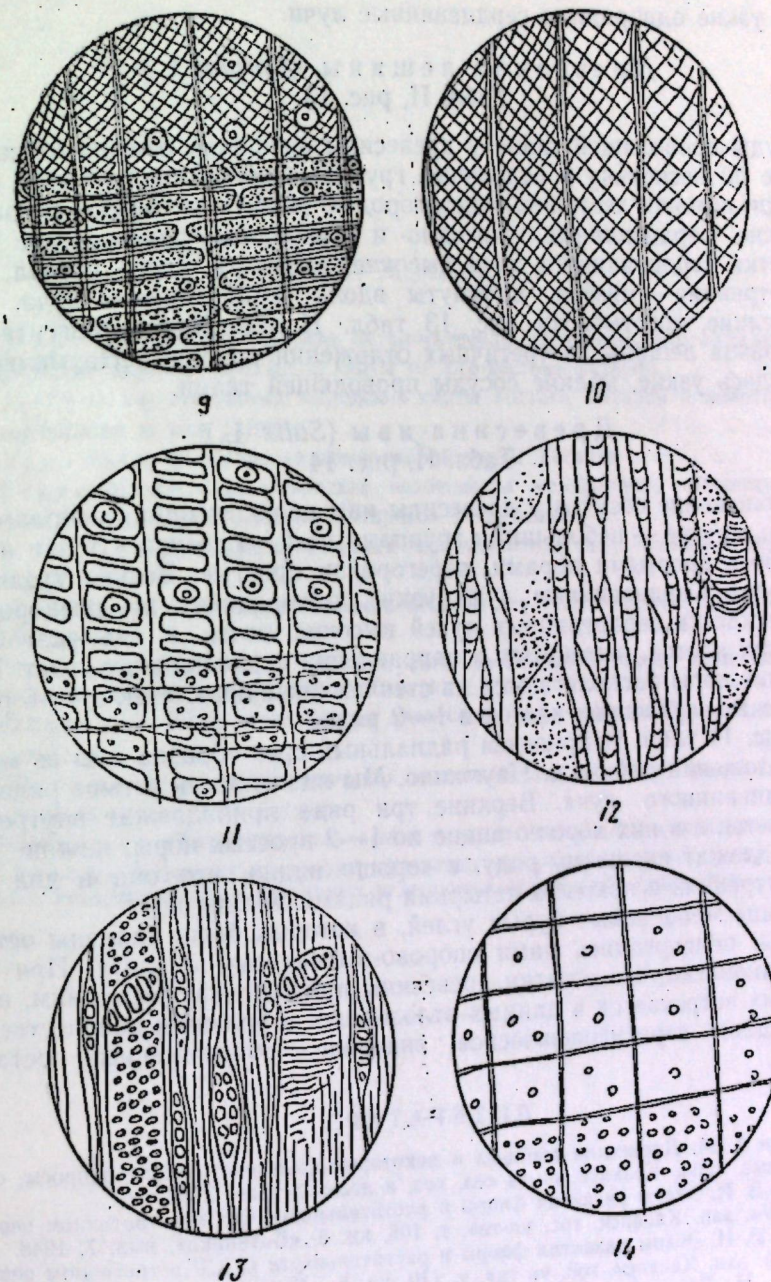


Таблица II.

Рис. 9, 10 — *Taxodium*; 11 — *Taxus*; 12 — *Alnus*; 13 — *Corylus*; 14 — *Salix*

мелких пор. Часто отдельные сердцевинные лучи группируются в так называемые ложноширокие. На рис. 12 табл. II приведен тангентальный срез образца древесины ольхи из миоценовых отложений района с. Наумкино. Мы видим здесь узкие сосуды проводящей ткани с острыми концами и узкие однорядные сердцевинные лучи.

Древесина лещины (*Corylus L.*) Табл. II, рис. 13

Сосуды проводящей ткани у древесины орешника обычно мелкие, собранные по нескольку в отдельные группы. Сосуды соединяются между собой при помощи лестничных перегородок. Некоторые имеют спиральное утолщение. Серцевинные лучи одно- и двухрядные, разнородные. Внешние клетки сердцевинного луча высокие, вытянуты вдоль ствола, тогда как внутренние — низкие, вытянуты вдоль сердцевинного луча. Поры везде мелкие, простые. На рис. 13 табл. II приводится тангентальный срез образца лещины из третичных отложений района с. Наумкино. Мы видим здесь узкие, мелкие сосуды проводящей ткани.

Древесина ивы (*Salix L.*) Табл. II, рис. 14

Расположение сосудов у древесины ивы двоякое: одни располагаются одиночно, другие — небольшими группами по 2—4 сосуда. Стенки покрыты мелкими простыми порами, перегородки простые. Всякие утолщения отсутствуют. Серцевинные лучи узкие, однорядные, но разнородные. Внешние клетки сердцевинных лучей высокие, почти в два раза выше внутренних клеток, вытянутых в направлении сердцевинного луча. Простые мелкие поры располагаются на стенках внешних клеток в 4—6 рядов, а на стенках внутренних клеток в 1—2 ряда.

На рис. 14 табл. II приведен радиальный срез образца ивы из миоценовых отложений района с. Наумкино. Мы видим здесь четыре ряда клеток сердцевинного луча. Верхние три ряда принадлежат внутренним рядам клеток и в них хорошо видно по 1—2 простых поры; нижние клетки принадлежат внешнему ряду, и хорошо видно, что они в два раза выше внутренних и покрыты четырьмя рядами мелких пор.

Образцы миоценовых бурых углей, в которых были найдены остатки древесины, подвергались нами спорово-пыльцевому анализу. При этом было установлено, что остатки древесины принадлежат растениям, пыльца которых встречается в данных отложениях в большом количестве, что подтверждает стратиграфическое значение обнаруженных остатков древесины.

ЛИТЕРАТУРА

- Алексеев А. М. Древесина хвойных и некоторые филогенетические вопросы, с нею связанные. «Изв. Казанск. ин-та сел. хоз. и лесоводства», 1930.
- Баранов В. И. Этапы развития флоры и растительности СССР в третичном периоде. Ч. 1. Уч. зап. Казанск. гос. ун-та, т. 108, кн. 3, «Ботаника», вып. 7, 1948.
- Баранов В. И. Этапы развития флоры и растительности СССР в третичном периоде. Ч. 2. Уч. зап. Казанск. гос. ун-та, т. 110, кн. 6, «Ботаника», вып. 8, 1950.
- Ванин С. И. Древесиноведение. Л., Гослестехизд., 1934.
- Вихров В. Е. Диагностические признаки древесины главнейших пород СССР. Л., Гослестехизд., 1947.
- Гаммерман А. Ф., Никитин А. А., Николаева Т. Л. Определитель древесины по микроскопическим признакам. Изд. АН СССР, 1946.
- Криштофович А. Н. Третичные растения западного склона Урала. Материалы по геологии Башк. АССР, Изд. АН СССР, 1932.
- Ярмоленко А. В. Значение ископаемых древесин для стратиграфии осадочных пород. «Сов. ботаника», 1934, № 2.
- Ярмоленко А. В. Ископаемые древесины майкопской свиты юго-восточного Закавказья. «Флора и систематика высших растений», вып. 5. Изд. АН СССР, 1941.

СОДЕРЖАНИЕ

Г. Л. Миропольская. Краткая литологическая характеристика отложений живецкого яруса и пашийской свиты на юго-востоке Татарии	3.
В. Н. Логнинова. Литология кыновской свиты востока Татарии и некоторых прилегающих к ней районов	53.
Т. Е. Данилова. О литологии доманиковой свиты Татарии	74.
Е. Т. Герасимова. Литологические особенности мендымских, аскынских и фаменских отложений востока Татарской республики	86.
К. А. Богородская. Литологическая характеристика так называемой сарайлинской толщи	101.
Н. В. Кирсанов. О минералогическом составе девонских аргиллитов на востоке Татарии	108.
А. И. Криари. Строение и коллекторские особенности пород терригенной формации девона юго-восточной Татарии	122.
Г. П. Батанова. К экологии фауны девонского моря востока Русской платформы	133.
Б. М. Юсупов. О некоторых причинах несоответствия структур палеозойских отложений юго-востока Татарии	140.
А. П. Блудоров. О строении угленосных толщ на востоке Русской платформы	152.
Л. С. Тузова. Строение и стратиграфическая принадлежность остатков древесины, встречающихся в третичных угленосных отложениях Башкирии	173.

Известия Казанского филиала
Академии наук СССР, серия
геологических наук, вып. 4

Утверждено к печати
Геологическим институтом
Казанского филиала
Академии наук СССР

Редактор издательства Г. А. Шаповалова
Технический редактор С. М. Полесицкая

РИСО АН СССР № 39-23В. Сдано в набор 29/VI 1956 г.
Подп. в печать 6/III 1957 г. Формат бум. 70×108¹/₁₆.
Печ. л. 11,25 — 15,41+10 вкл. Уч.-изд. 15,6+3,9 вкл. —
—19,5. Тираж 1400. Изд. № 1378. Тип. зак. 3147. Т-00378

Цена 12 р. 85 к.

Издательство Академии наук СССР.
Москва Б-64, Подсосенский пер., д. 21

2-я типография Издательства АН СССР.
Москва Г-99, Шубинский пер., д. 10

ИСПРАВЛЕНИЯ И ОПЕЧАТКИ

Стр.	Строка	Напечатано	Должно быть
3	8—9 сн.	условия их	условиям их
14	16 св.	в линзы, участка	в линзы, участки
99	23 сн.	покрывающего	покрывавшего
105	25 св.	карбоната	карбона
114	Графа 2, стр. 4 сн.	нижнефранский	нижнеживетский
115	1 св.	Таблица	Таблица 4
134	{ 17 сн. 15 сн.	Agonoatites	Agoniatites
135	9 св.	desquamata	desquamata
135	3 сн.	Ilmenia	Ilmenia
138	5—4 сн.	Buchlola	Buchlola
141	7 св.	Pyranidalia	Pyramidalia
125— 125		(Ст—Д ₁)	(См—Д ₁)
Рис. 1	3-я колонка подпись	Абдурахманово алевронсы	Абдрахманово алевролиты

Известия Казанского филиала АН СССР, 4