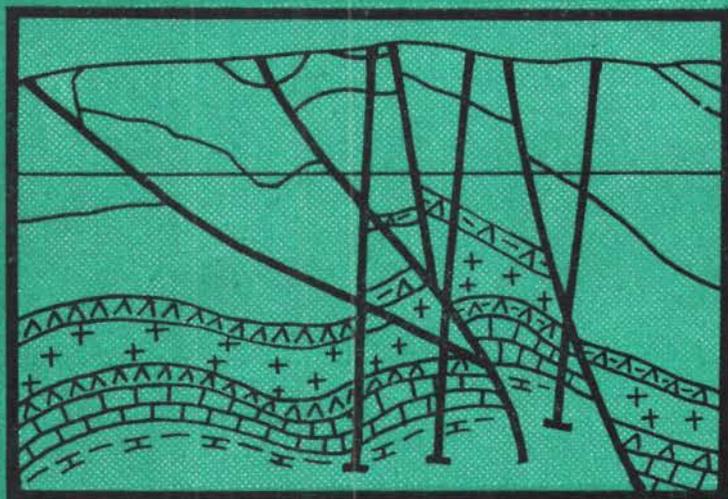


ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ



ИЗДАТЕЛЬСТВО
«НАУКА»
СИБИРСКОЕ
ОТДЕЛЕНИЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
В ы п у с к 535

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ

Ответственный редактор
акад. *А. Л. Яншин*



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск • 1982

УДК 551.31.5.72.73.8+552.52.53.54.57.58+553.49.63

Особенности строения осадочных формаций.—
Новосибирск: Наука, 1982.

Приводится характеристика состава и строения соленосных, карбонатных, красноцветных и фосфоритовосных осадочных формаций различных районов Советского Союза. Описываются позднеюрские соленосные формации Средней Азии, Предкавказья и Прикаспийской впадины, верхнедокембрийская карбонатная рифогенная формация периферии Патомского нагорья и карбонатные толщи венда — нижнего кембрия Западного Прианбарья, битуминозные карбонатно-сланцевые формации палеозоя Сибирской платформы, красноцветные бокситовосные формации мезокайнозоя восточного склона Урала и южного обрамления Западно-Сибирской низменности, терригенно-минералогические ассоциации и литологические комплексы верхнедокембрийских отложений Пачелмского прогиба Русской плиты, фосфоритовосные отложения Селетинского месторождения (Западная Сибирь).

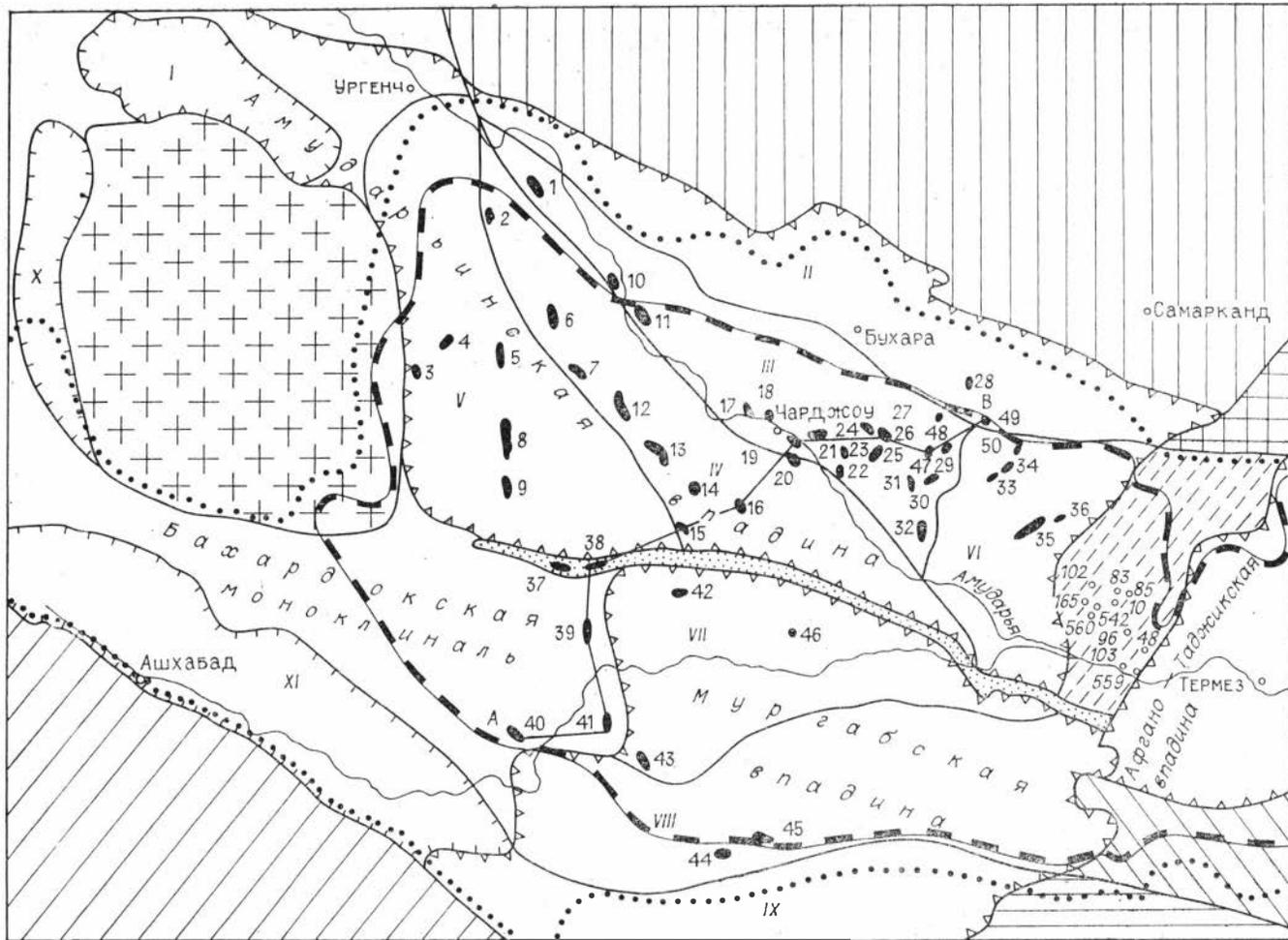
Сборник представляет интерес для геологов, занимающихся исследованиями в области формационного анализа и изучающих эвапоритовые, карбонатные, терригенные красноцветные отложения.

К ВОПРОСУ О СТРОЕНИИ ПОЗДНЕЮРСКИХ СОЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СРЕДНЕЙ АЗИИ

ВВОДНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

На огромной территории Средней Азии, ограниченной с юга горными сооружениями Копет-Дага, Банди-Туркестана и Гиндукуша, с востока Дарвазским хребтом, с севера Гиссарским хребтом и Кызылкум-Нура-тинской зоной поднятий, а с запада Центрально-Каракумским сводом, распространены позднеюрские соленосные отложения (см. рис. 1). Они вскрыты многочисленными нефтепоисковыми скважинами в пределах Амударьинской, Мургабской и Афгано-Таджикской впадин и обнажаются на поверхности в ряде солянокупольных структур Репетекско-Келифской зоны поднятий, а также в зоне Кулябской мегасинклинали на юго-востоке Таджикистана. Формирование соленосных отложений происходило в едином Средне-Азиатском эвапоритовом бассейне, который занимал площадь свыше 300 тыс. км².

Сведения о позднеюрских галогенных образованиях этого региона неоднократно приводились в литературе. Достаточно всесторонне освещены стратиграфия и состав соленосных отложений [Абетов, Раубходжаева, 1977; Айзберг и др., 1966; Акрамходжаев и др., 1971; Алланов, Гаврильчева, 1977; Аманов, 1966; Бабаев, 1966а, б, 1977; Бабаев, Раубходжаева, 1972; Байков и др., 1968а, б; Бараш, 1963; Бараш и др., 1961; Бараш, Соколов, 1961; Браташ, 1966; Бурцева и др., 1969; Быков и др., 1963; Вахрамеев и др., 1936; Гаврильчева, 1977а, б, 1981; Герасимова, 1973; Герасимова, Седлецкий, 1969; Давыдов, 1969; Дикенштейн и др., 1969; Ильин и др., 1969; Ильин, Румакин, 1970; Копкина и др., 1977; Крылов, Мальцева, 1967; Крымгольц, 1957; Лебзин, Готгильф, 1966; Ледовская, 1965; Лувишис, 1970, 1971; Лувишис и др., 1970; Лучников, Юшина, 1973; Лучников — см. статью в настоящем сборнике; Машрыков и др., 1964, 1969; Петров, 1949, 1953, 1959, 1963, 1966; Петров, Чистяков, 1964; Репман, 1964а, б; Садыков, 1973; Седлецкий, 1969, 1970а, б; Седлецкий и др., 1977; Сикстель, Станкевич, 1964; Соколов, 1967; Соколов и др., 1966; Сотириади, 1968; Станкевич, Троицкий, 1962; Строение..., 1976; Троицкий, 1967], фациальная изменчивость, условия образования и формационная принадлежность позднеюрских галогенных серий [Алланов, Гаврильчева, 1977; Бабаев, 1966а, б, 1977; Бараш, 1975; Бережнов, 1977; 1978; Бурцева и др., 1969; Быков и др., 1963; Гаврильчева, 1977б; Куницкая и др., 1969; Машрыков и др., 1964, 1969; Машрыков, Кулиев, 1969; Могилевский, Юлдашев, 1973; Петров, 1963; Попов, 1968а, б; Попов и др., 1977; Седлецкий, 1970а, б; Седлецкий, Федин, 1981; Старобинец, 1964; Троицкий, 1962; Формации., 1976], тектоническое строение эвапоритового комплекса, его палеотектоническое положение и перспективы нефтегазоносности [Айзберг, 1961; Акрамходжаев и др., 1971; Алиев, 1969; Амурский, 1966; Бабаев, 1966а, б; Бараш, 1963; Бараш, Вето, 1969; Бараш, Соколов, 1961; Браташ и др., 1966, 1969, 1970; Вальбе и др., 1970; Вольвовский и др., 1966; Крылов, 1966; Крылов и др., 1966; Машрыков и др., 1966; Петров, 1957; Седлецкий, 1970а, б; Соколов, 1967]. Весьма подробно рассматривались также вопросы калиеносности позднеюрских



- | | | | |
|--|----|--|----|
| | 1 | | 14 |
| | 2 | | 15 |
| | 3 | | 16 |
| | 4 | | 17 |
| | 5 | | |
| | 6 | | |
| | 7 | | |
| | 8 | | |
| | 9 | | |
| | 10 | | |
| | 11 | | |
| | 12 | | |
| | 13 | | |

соленосных отложений [Байков и др., 1968а, 1974; Вахрамеев, 1932; Вахрамеев, Пейве, 1933; Герасимова, 1973; Герасимова, Седлецкий, 1969; Гиммельфарб, 1932, 1943; Ишниязов, Мирахмедов, 1975; Мирахмедов и др; 1975; Пейве, 1933, 1934; Петров, 1947, 1949, 1953, 1966; Попов, 1968б, 1969; Садыков, 1973; Седлецкий, 1969, 1970а, б, 1972; Седлецкий и др., 1977; Херасков, 1934]. Мы специально привели большой список исследователей (хотя и неполный), изучавших соленосные отложения поздней юры Средней Азии, чтобы показать высокую степень их изученности. Необходимо еще отметить, что огромный фактический материал, освещающий состав и строение соляных толщ на конкретных нефтепоисковых площадях и месторождениях калийных солей, остается до сих пор не опубликованным. Литературные материалы показывают, что в большинстве случаев выводы о закономерностях распространения, литолого-фациальных особенностях, палеогеографических и палеотектонических условиях образования делались в целом для позднеюрских соленосных отложений. Обычно анализ проводился для всего комплекса эвапоритовых образований, а не для отдельных его стратиграфических подразделений, что, естественно, не позволяло детализировать условия соленакпления в пределах Средне-Азиатского бассейна.

Особенности строения соленосных отложений рассматривались, как правило, либо по наиболее изученным районам, таким как Юго-Западный Гиссар, Бухарская и Чарджоуская ступени, Бешкентский прогиб, либо по отдельным нефтепоисковым площадям. Разработанные для этих районов схемы расчленения плохо увязываются между собой. Только в последнее время появились работы, в которых предложены для значительной территории Средне-Азиатского солеродного бассейна единые более подробные стратиграфические подразделения соленосной серии [Строение..., 1976; Гаврильчева, 1979].

Разногласия по поводу особенностей внутреннего строения позднеюрской галогенной толщи, а также отсутствие общепринятой схемы ее расчленения, приводят к тому, что многие закономерности распространения различных по составу соленосных комплексов и условий их образования остаются пока еще не выясненными. До сих пор, например, неясна стратиграфическая приуроченность горизонтов калийных солей в разрезе соленосных отложений Средне-Азиатского бассейна; в настоящее время не оконтурена площадь их распространения. Остается также непонятным отсутствие калийных солей, если следовать существующим схемам стратиграфии, в центральных зонах бассейна с максимальными мощностями соленосной серии, т. е. там, где они должны присутствовать (согласно наблюдениям во всех хорошо изученных эвапоритовых бассейнах мира).

Рис. 1. Схема тектонического районирования западной части Средне-Азиатского эвапоритового бассейна.

1 — впадины и прогибы; 2 — главный антиклинарий Копетдаг; 3 — Кызылкум-Нурагинская зона поднятий; 4 — Центрально-Каракумский свод; 5 — Зеравшано-Гиссарская мегантиклинальная зона; 6 — поднятие Мирза-Валенг; 7 — Северо-Афганская ступень; 8 — Репетекско-Келифская зона поднятий; 9 — границы впадин; 10 — границы прогибов, 11 — границы тектонических элементов; 12 — нефтепоисковые площадки и их номер (1 — Кошабулакская, 2 — Кошуйская, 3 — Меситлийская, 4 — Кирпичли, 5 — Гагаринская, 6 — Бабаарапская, 7 — Южный Мерген, 8 — Южная Унгузская, 9 — Северная Чешминская, 10 — Северная Гугуртли, 11 — Кабаклы, 12 — Джилликум, 13 — Багаджа, 14 — Байгушли, 15 — Малайская, 16 — Караул-Кую, 17 — Гадынская, 18 — Фарабская, 19 — Сакар, 20 — Южный Сакар, 21 — Кистуван, 22 — Наразым, 23 — Самантепе, 24 — Денгизкуль, 25 — Метеджик, 26 — Уртабулак, 27 — Испанлы, 28 — Шуртепе, 29 — Памук, 30 — Култак, 31 — Тангикудук, 32 — Сундукли, 33 — Камаши, 34 — Бешкентская, 35 — Аляуды, 36 — Куруксай, 37 — Келийская, 38 — Шапалли, 39 — Байрам-Али, 40 — Шатлык, 41 — Майская, 42 — Угаджи, 43 — Южная Иолотань, 44 — Сандыкачи, 45 — Каракаельская, 46 — Кулачская, 47 — Зеварда, 48 — Дарбаза, 49 — Майманактау, 50 — Кунгуртау); 13 — мегантиклиналь Юго-Западного Гиссара; 14 — граница распространения каменной соли; 15 — граница позднеюрского эвапоритового бассейна; 16 — калиепоисковые скважины и их номера 17 — линия профиля, изображенного на рис. 2. I — VI — тектонические элементы Амударьинской впадины; I — Дарьлянк-Дауданский прогиб, II — Бухарская ступень, III — Чарджоуская ступень, IV — Измаил-Карабекаульская зона прогибов, V — Заунгузская зона прогибов, VI — Бешкентский прогиб; VII—IX — тектонические элементы Мургабской впадины; VII — Захметская моноклиналль, VIII — Сандыкачинская зона прогибов, IX — Бадхыз-Карабильская ступень; X — Верхнеузбойский прогиб; XI — Предкопетдагский краевой прогиб.

Для решения этих и некоторых других вопросов нами в 1975—1979 гг. изучались разрезы соленосных отложений в следующих районах Средне-Азиатского бассейна: Бухарской, Чарджоуской, Измаил-Карабекаульской и Заунгузской зонах, Бешкентском прогибе, Карлюкском, Гаурдакском, Кугитангском и Окузбулакском калийных месторождениях, Бахардокской моноклинали, Мургабской и Афгано-Таджикской впадинах. Основное внимание уделялось расчленению и корреляции разрезов, вскрытых скважинами нефтепоискового бурения. Изученные площади показаны на рис. 1.

В настоящей статье излагаются результаты проведенных исследований по западной части Средне-Азиатского солеродного бассейна, охватывающей Амударьинскую и Мургабскую впадины.

СУЩЕСТВУЮЩИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О РАСЧЛЕНЕНИИ И ОСОБЕННОСТЯХ СТРОЕНИЯ СОЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Большинством исследователей все галогенные образования, распространенные в западной части Средне-Азиатского эвапоритового бассейна, выделяются в гаурдакскую свиту. Ее стратотип расположен в районе Юго-Западного Гиссара, в пределах Гаурдакского месторождения калийных солей. Свита была выделена В. П. Мирошниченко (1933). Эти отложения нередко обособлялись под названием соляно-гипсовой свиты [Вахрамеев, 1932; Вахрамеев, Пейве, 1933; Вахрамеев и др., 1936; Гиммельфарб, 1932; Пейве, 1933, 1934; Херасков, 1934]. Одна из первых схем расчленения гаурдакской свиты была предложена Н. П. Петровым (1949), который подразделил ее в наиболее полных разрезах * на три части: нижнюю — ангидритовую, или ангидритово-гипсовую, среднюю — солевую и верхнюю — ангидритовую. В последующем эти части обособлялись в качестве самостоятельных толщ, причем солевая толща была расчленена на десять литологических горизонтов [Петров, Чистяков, 1964] снизу вверх: 1) переходный ангидрито-галитовый, 2) серый галитовый, 3) первый серовато-розовый галитовый, 4) второй серовато-розовый галитовый, 5) первый (нижний) калиеносный, 6) первый промежуточный галитовый, 7) средний калиеносный, 8) второй промежуточный галитовый, 9) верхний калиеносный, 10) покровный галитовый.

Дальнейшие детальные поисковые работы, проведенные на калийных месторождениях Юго-Западного Гиссара, показали, что количество калийных горизонтов в соляной толще гаурдакской свиты гораздо больше. В пределах Гаурдакского, Тубегатанского и Кугитангского месторождений их число достигает 5, а на площади Карлюкского, Карабильского и Окузбулакского месторождений — 11, причем здесь они группируются в два или три хорошо прослеживаемых калиеносных горизонта [Байков и др., 1974; Герасимова, 1973; Герасимова, Седлецкий, 1969; Седлецкий, 1969, 1970а, б, 1972; Седлецкий и др., 1977]. Несмотря на эти уточнения, принципиальное строение гаурдакской свиты осталось неизменным. Она четко подразделялась на две примерно равные толщи: нижнюю — преимущественно ангидритовую, мощность которой колеблется в пределах от 150 до 400—420 м, и верхнюю — соляную, сложенную главным образом каменной солью с прослоями и горизонтами калийных солей мощностью от 180 до 400 м. Выделяющаяся в кровле гаурдакской свиты пачка ангидритов, которая обособлялась Н. П. Петровым в самостоятельную толщу, а другими исследователями именовалась «покровными» ангидри-

* Нами рассматриваются только разрезы соленосной серии внутренних зон бассейна, а окраинные зоны, где разрезы сокращаются за счет выклинивания отдельных горизонтов, не анализируются.

тами, имеет по сравнению с нижележащими толщами малую мощность (всего 5—22 м). Эта пачка не меняет представления об общем двухчленном строении гаурдакской свиты, что и позволило В. И. Седлецкому с соавторами подразделить ее на две (а не на три) части, выделив каждую из них в ранг подсвиты: нижнегаурдакскую и верхнегаурдакскую.

Подобное строение гаурдакской свиты в стратотипической местности делает ее разрез весьма своеобразным и существенно отличающимся от других районов Средне-Азиатского солеродного бассейна. Важно подчеркнуть, что в Юго-Западном Гиссаре присутствует только одна соляная толща, которая к тому же содержит на разных стратиграфических уровнях калийные пласты, т. е. является калиеносной.

Второй хорошо изученный район, для которого были предложены самостоятельные схемы расчленения позднеюрских соленосных отложений, охватывает центральные и северо-восточные участки Амударьинской впадины в пределах главным образом Чарджоуской ступени, Измаил-Карабекаульской зоны и Бешкентского прогиба. Наиболее яркая особенность строения соленосной серии этого района, на что обращали внимание многие исследователи, — повсеместное распространение двух соляных и двух ангидритовых толщ [Абетов, Раубходжаева, 1977; Бабаев, 1977; Бабаев, Раубходжаева, 1972; Ильин и др., 1969]. Геологами-нефтяниками они выделяются под названиями нижнего ангидрита, нижней соли, среднего ангидрита и верхней соли. Несколько иные наименования этим толщам дали А. Г. Бабаев и Т. С. Раубходжаева (1972), которые обособили их в следующие самостоятельные четыре свиты: 1) карбонатно-ангидритовую, 2) ангидрит-галитовую, 3) галит-ангидритовую и 4) галитовую. Для последней характерно присутствие пластов калийных солей. Мощности свит достигают соответственно следующих максимальных значений: 150—170, 200, 50—90 и 300—480 м.

Некоторые авторы [Аманов, 1966; Бараш и др., 1961; Копкина и др., 1977; Машрыков и др., 1964] отмечали, что в разрезе соленосных отложений, вскрываемых в среднем течении Амударьи и на востоке Туркмении, можно выделить, кроме двух соляных и двух ангидритовых пачек (или толщ), еще одну ангидритовую, залегающую в самых верхах галогенного комплекса выше толщи верхней калийной соли. Мощность этой пачки покровных ангидритов изменяется от 20 до 50 м.

Как видно, несмотря на существующие представления либо о четырех, либо о пятичленном расчленении соленосных отложений в пределах Амударьинской впадины, оба эти варианта принципиально мало отличаются друг от друга, поскольку общепризнанным остается существование здесь двух мощных соляных толщ. Литологический их состав существенно различается, во-первых, присутствием в толще нижней соли пластов ангидритов, а во-вторых, наличием в толще верхней соли калийных горизонтов, что позволяет считать ее калиеносной [Бабаев, 1977; Бабаев, Раубходжаева, 1972].

Детальная корреляция соленосных отложений внутренних участков Амударьинской впадины с районами Юго-Западного Гиссара до сих пор не проводилась. Многие исследователи считали очевидным, что комплекс галогенных образований Бухарской и Чарджоуской ступеней, Бешкентского прогиба и Измаил-Карабекаульской зоны в целом увязывается с гаурдакской свитой, и поэтому нередко он выделялся под тем же названием [Аманов, 1966; Бараш и др., 1961; Машрыков и др., 1964; Копкина и др., 1977]. Варианты более подробного сопоставления предлагались лишь некоторыми авторами. Так, Б. И. Бараш и др. (1961) отмечали, что пачка нижней соли, развитая на Фарабской и Наразымской площадях, при прослеживании в сторону Юго-Западного Гиссара замещается на ангидриты нижней части гаурдакской свиты, а, следовательно, пачки верхней соли и верхних ангидритов могут быть аналогами верхнегаурдак-

ской подсветы. Иной вариант корреляции предложили А. Г. Бабаев и Т. С. Раубходжаева (1972). Вся соленосная толща гаурдакской свиты района Юго-Западного Гиссара увязывается ими с тремя верхними свитами Бешкентского прогиба и Чарджуоской ступени: ангидрит-галитовой, галит-ангидритовой и верхней галитовой, или, другими словами, с разрезом в объеме толщ нижней соли, среднего ангидрита и верхней соли.

Разногласия эти существенны, поскольку приводят к принципиально различным выводам не только о характере фациальных замещений соленосных отложений по площади, но и об особенностях размещения зон максимального соленакпления и калийного осадкообразования.

Третий район, выделяемый некоторыми исследователями как весьма своеобразный по составу и строению соленосных отложений, охватывает юго-западные участки эвапоритового бассейна в пределах нефтепоисковых площадей Шарапли, Байрам-Али, Майская, Учаджи, Южная Иолотань и прилегающих зон Мургабской впадины. Здесь выделяется байрамалийский тип разреза соленосной серии, сложенной каменной солью с прослоями песчаников, алевролитов, глин и ангидритов, а также с несколькими сульфатными и сульфатно-карбонатными пачками [Формации..., 1976; Аманов, 1966; Машрыков и др., 1964]. Вся эта серия сопоставлялась с гаурдакской свитой.

Вариант более детального расчленения разреза соленосных отложений юго-западных участков солеродного бассейна в пределах Бахардокской моноклинали и Мургабской впадины был недавно предложен Л. Г. Гаврильчевой (1979). Она посчитала возможным перенести на эту территорию пятичленную схему подразделения соленосной серии, принятую геологами-нефтяниками для Амударьинской впадины, и в соответствии с этим выделила здесь снизу вверх пять свит: I — карбонатно-ангидритовую, II — нижнюю галитовую, III — ангидритовую, IV — верхнюю галитовую, V — «перекрывающую». Даже в районах развития байрамалийского типа разреза, где среди соленосных отложений наблюдается несколько сульфатно-карбонатных пачек, Л. Г. Гаврильчева обосновала, как и в Амударьинской впадине, лишь две соленосные толщи, разделенные ангидритовой свитой.

Принятая корреляция разрезов впервые позволила более детально рассмотреть этапность развития западной части Средне-Азиатского эвапоритового бассейна. В частности, было отмечено, что на всех этапах соленакпления конфигурация бассейна существенно не менялась, осевая его зона с наибольшими мощностями как нижней, так и верхней галитовой свит оставалась примерно на одном и том же месте, простираясь от района Байрам-Али до Сундукли и даже в пределы Бешкетского прогиба [Гаврильчева, 1979].

Предложенный Л. Г. Гаврильчевой вариант не является единственным. Можно выдвинуть, на наш взгляд, и иную корреляцию северных и южных разрезов соленосных отложений, которая позволит получить ответ на многие вопросы геологии и условий образования эвапоритовых серий.

ПРЕДЛАГАЕМАЯ СХЕМА КОРРЕЛЯЦИИ И РАСЧЛЕНЕНИЯ ПОЗДНЕЮРСКИХ СОЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СРЕДНЕ-АЗИАТСКОГО БАСЕЙНА

На рис. 2 показана схема сопоставления разрезов соленосных отложений по профилю, пересекающему Средне-Азиатский солеродный бассейн на северо-восток через нефтепоисковые площади Шатлык, Байрам-Али, Шарапли, Малай, Караул-Кую, Сакар, Сев. Уртабулак, Зеварда, Майманактау. Этот профиль отчетливо подразделяется на две половины: северо-восточную, расположенную в пределах Амударьинской впади-

ны, и юго-западную, находящуюся на территории Бахардокской моноклинали.

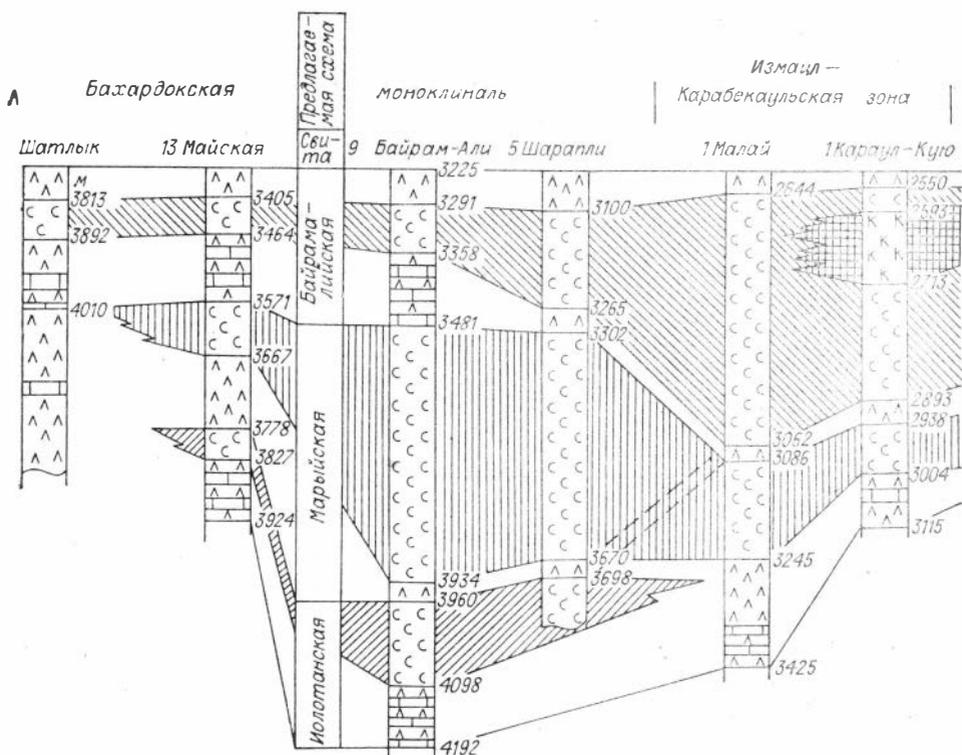
В северо-восточной половине хорошо различаются все стратиграфические подразделения, выделяемые нефтяниками в Амударьинской впадине. В районах Бухарской и Чарджоуской ступеней и Измаил-Карабекаульской зоны вплоть до Малайской площади отчетливо прослеживаются нижние ангидриты, нижняя каменная соль, средние ангидриты, верхняя каменная соль и верхние (или покровные) ангидриты. Между Майманактау и Малайской площадями в составе толщи верхней каменной соли достаточно уверенно обособляется калиеносная зона. Она прослеживается во многих разрезах нефтепоисковых скважин по данным гамма-каротажа на площадях Зеварда, Сев. Уртабулак, Сакар и Караул-Кую. Маркирующими в пределах Амударьинской впадины являются средние ангидриты, которые позволяют однозначно увязать разрезы между собой и проследить как нижнюю, так и верхнюю соляные толщи.

В юго-западной половине профиля в районах Шарапли, Байрам-Али и Майской, т. е. на территории развития Бахардокской моноклинали, в составе соленосной серии отчетливо выделяется 7 толщ. Наиболее хорошо они устанавливаются по каротажным данным в разрезе Байрамалийской скв. 9 (снизу): 1) сульфатно-карбонатная (интервал глубин 4192—4098 м, мощность 94 м); 2) нижняя соляная (интервал глубин 4098—3960 м, мощность 138 м); 3) ангидритовая (интервал глубин 3960—3934 м, мощность 26 м); 4) средняя соляная (интервал глубин 3934—3481 м, мощность 453 м); 5) терригенно-карбонатно-сульфатная (интервал глубин 3481—3358 м, мощность 123 м); 6) верхняя соляная (интервал глубин 3358—3291 м, мощность 67 м); 7) верхняя терригенно-карбонатно-сульфатная (интервал глубин 3291—3225 м, мощность 66 м). Все эти толщи прослеживаются также по разрезам нефтепоисковых скважин, пробуренных на структурах Шарапли, Кели, Майская, Учаджи, Южная Иолотань. Маркирующими являются ангидритовая и терригенно-карбонатно-сульфатная толщи.

В целом, разрез байрамалийского, или (как мы будем называть далее) мургабско-бахардокского, типа состоит из трех циклов эвапоритовой седиментации, каждый из которых начинается карбонатно-сульфатной (или сульфатной) толщей, а завершается соляной. Нижний эвапоритовый цикл образован сульфатно-карбонатной и нижней соляной толщами, второй цикл — ангидритовой и средней соляной толщами, третий — терригенно-карбонатно-сульфатной и верхней соляной толщами.

Таким образом, на территории юго-западной части Средне-Азиатского солеродного бассейна распространены три соляные толщи, а не две, как в Амударьинской впадине. Здесь присутствуют также две маркирующие «несоляные» толщи: ангидритовая и терригенно-карбонатно-сульфатная, тогда как на северо-востоке в Амударьинской впадине развита лишь одна маркирующая толща — средние ангидриты. Граница между юго-западным (мургабско-бахардокским) и северо-восточным (амударьинским) типами разрезов проходит приблизительно по Репетекско-Келифской зоне поднятий; на представленном профиле (см. рис. 2) она находится между нефтепоисковыми площадями Шарапли и Малай.

Существующие различия в строении соленосных отложений в мургабско-бахардокской и амударьинской частях эвапоритового бассейна создают определенные трудности при их корреляции. Во-первых, возникают сложности при прослеживании маркирующих средних ангидритов Амударьинской впадины на юго-запад, поскольку их можно увязать либо с ангидритовой, либо с терригенно-карбонатно-сульфатной толщей мургабско-бахардокского типа разреза. Во-вторых, неясным становится, как сопоставить между собой соленосные толщи, развитые на северо-востоке и юго-западе.



Учитывая эти трудности, мы считаем более правильным не выделять единые стратиграфические подразделения для всего эвапоритового бассейна, а для каждого района со своим типом разреза сохранить местное расчленение с собственными стратиграфическими единицами. На территории Амударьинской впадины обоснованнее всего принять пятичленную схему расчленения геологов-нефтяников. В пределах Мургабско-Бахардокской зоны для выделения местных стратиграфических подразделений можно использовать циклы эвапоритовой седиментации и каждый из них обособить в ранге самостоятельной свиты. Отложения нижнего цикла предлагается объединить в иолотанскую свиту, среднего — марыйскую, а верхнего — в байрамалийскую. Стратотипическими для этих свит следует считать разрезы Байрамалийской площади, в частности разрез скв. 9.

В соответствии с таким решением можно рекомендовать название гаурдакской свиты сохранить только за районами Юго-Западного Гиссара, где, как уже отмечалось, развит своеобразный тип разреза позднеюрских галогенных отложений, состоящий из одной мощной калиеносной соляной толщи вверху и соизмеримой по мощности одной ангидритовой толщи внизу.

Проанализируем теперь различные варианты корреляции выделенных в западной части Средне-Азиатского бассейна трех типов разреза соленосных отложений: мургабско-бахардокского, амударьинского и гаурдакского.

Один из вариантов увязки был упомянут. Он предложен Л. Г. Гаврильчевой (1979). Средние ангидриты Амударьинской впадины сопоставляются с ангидритовой толщей марыйской свиты Мургабско-Бахардокской зоны. На профиле (см. рис. 2) подобная корреляция показана пунктирными линиями между разрезами скважин 5 Шарапли и 1 Малай. Вполне естественно, что при такой корреляции толща нижней соли Амударьинской впадины будет увязываться с соляной толщей иолотанской

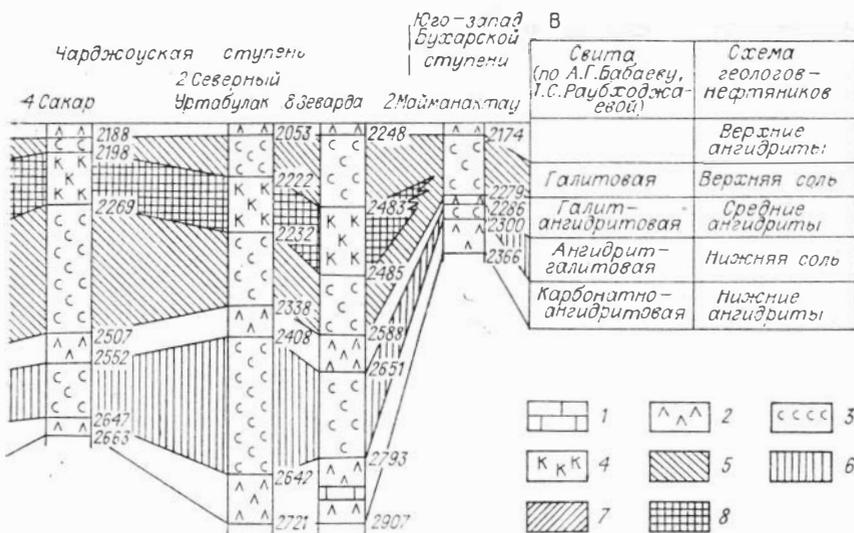


Рис. 2. Схема корреляции разрезов позднеюрских отложений по профилю А—В.

1 — карбонатные породы; 2 — ангидриты и гипсы; 3 — каменная соль; 4 — калийные соли; 5 — соленосная толща байрамалийской свиты или верхней каменной соли; 6 — соленосная толща марыйской свиты или нижней каменной соли; 7 — соленосная толща иолотанской свиты; 8 — калийная зона толщи верхней каменной соли.

свиты, а верхняя соль — с соляными толщами марыйской и байрамалийской свит. Наибольшие мощности в этом случае, как и отмечает Л. Г. Гаврильчева, будут фиксироваться в районе Байрам-Али.

Рассматриваемый вариант оставляет нерешенным целый ряд вопросов. Во-первых, неясно, как проследить сравнительно мощную (123 м) маркирующую терригенно-карбонатно-сульфатную толщу байрамалийской свиты на северо-восток. Если ее выклинить, то непонятно, почему она получила развитие в центральной, наиболее погруженной, зоне и выклинилась в северо-восточных окраинных участках бассейна. Во-вторых, трудно понять отсутствие в центральной зоне бассейна с максимальными мощностями и наибольшим количеством циклов эвапоритовой седиментации горизонтов калийных солей.

Второй вариант корреляции соленосных отложений амударьинского и мургабско-бахардокского типов разреза изображен на рис. 2. В соответствии с этим вариантом, который нам представляется наиболее обоснованным, средние ангидриты Амударьинской впадины сопоставляются с терригенно-карбонатно-сульфатной толщей, а верхняя соль с соленосной частью разреза байрамалийской свиты. В этом случае нижняя соль Амударьинской впадины будет увязываться с соляной толщей марыйской свиты. Соленосные отложения иолотанской свиты присутствуют только на юго-западе, а в северо-восточном направлении они выклиниваются. Тем самым выясняется возможность присутствия в разных зонах Средне-Азиатского эвапоритового бассейна различного количества соляных толщ, как это и наблюдается в действительности.

Предлагаемый вариант позволяет считать, что иолотанская соляная толща, по-видимому, распространена только в пределах Мургабско-Бахардокской зоны бассейна. Вышележащая соляная толща, охватывающая отложения верхней части марыйской свиты и ее возможный аналог — нижнюю соль Амударьинской впадины, развита почти на всей территории запада Средне-Азиатского бассейна. Она отсутствует, вероятно, лишь в районах Юго-Западного Гиссара. Третья, самая верхняя, соляная толща имеет наиболее широкое распространение. В ее состав можно включить

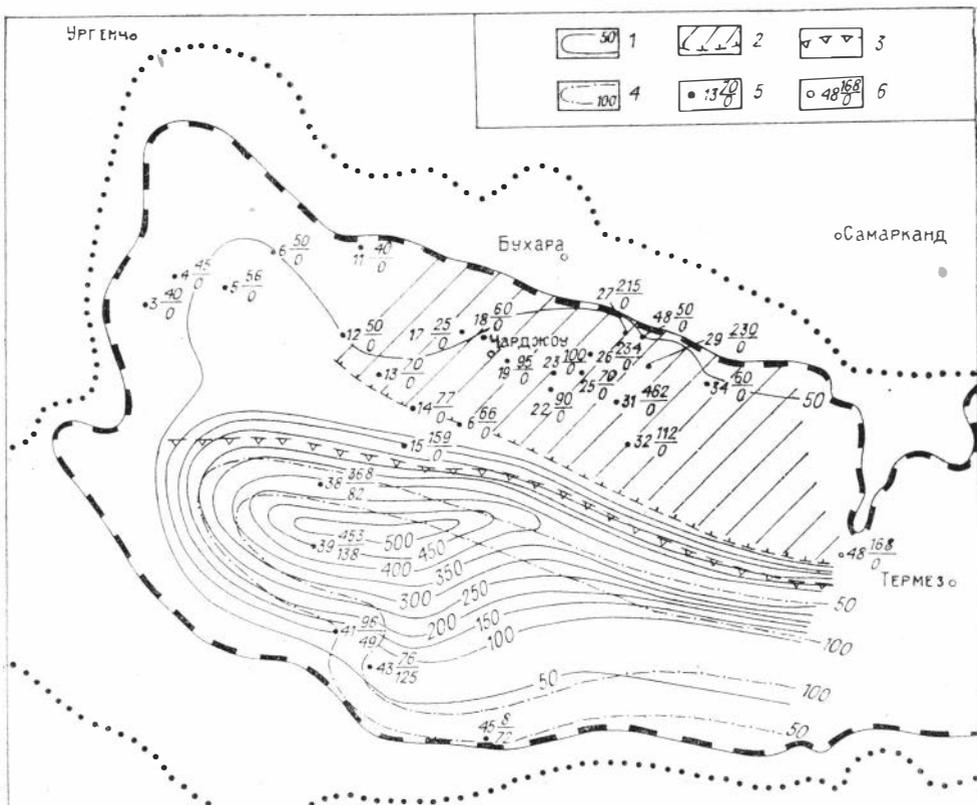


Рис. 3. Схема мощностей толщи нижней каменной соли и соленосной части разреза марьейской свиты, а также соляной толщи иолотанской свиты.

1 — линии равных мощностей толщи нижней каменной соли и соленосной части разреза марьейской свиты; 2 — площадь, в пределах которой резко меняется мощность толщи нижней каменной соли; 3 — северная граница распространения каменной соли иолотанской свиты; 4 — линии равных мощностей соленосной части разреза иолотанской свиты; 5 — нефтепоисковые площади и их номер (в числителе мощность толщи нижней каменной соли и соленосной части разреза марьейской свиты, в знаменателе мощность соляной толщи иолотанской свиты); 6 — калиепоисковая скважина и ее номер. Ост. усл. обозн. см. на рис. 1.

верхнюю соль Амударьинской впадины, верхнегаурдакскую подсвиту Юго-Западного Гиссара и соленосную часть разреза байрамалийской свиты. Калиеносной будет являться только верхняя соляная толща. Наибольшие мощности калийной зоны будут приурочены к области максимальных мощностей и максимальной соленасыщенности этой соляной толщи.

Имеющиеся материалы позволяют выяснить особенности размещения выделяемых трех соляных толщ. Иолотанская толща устанавливается лишь в южной части бассейна в районах Бахардокской моноклинали и Мургабской впадины (рис. 3). Северная граница распространения каменной соли этой свиты приблизительно намечается вдоль Репетекско-Келифской зоны поднятий, за которой солеродная область иолотанского времени, видимо, не простиралась. Территория Амударьинской впадины представляла собой эвапоритово-карбонатное плато, на котором при чередовании морских и эвапоритовых обстановок, а также в условиях прибрежной сабкхи накапливались карбонатные (как органогенные, так и хемогенные) и гипсоносные осадки. Центральная зона иолотанского солеродного водоема, по всей вероятности, располагалась в осевой части Мургабской впадины и простиралась почти в меридиональном направлении.

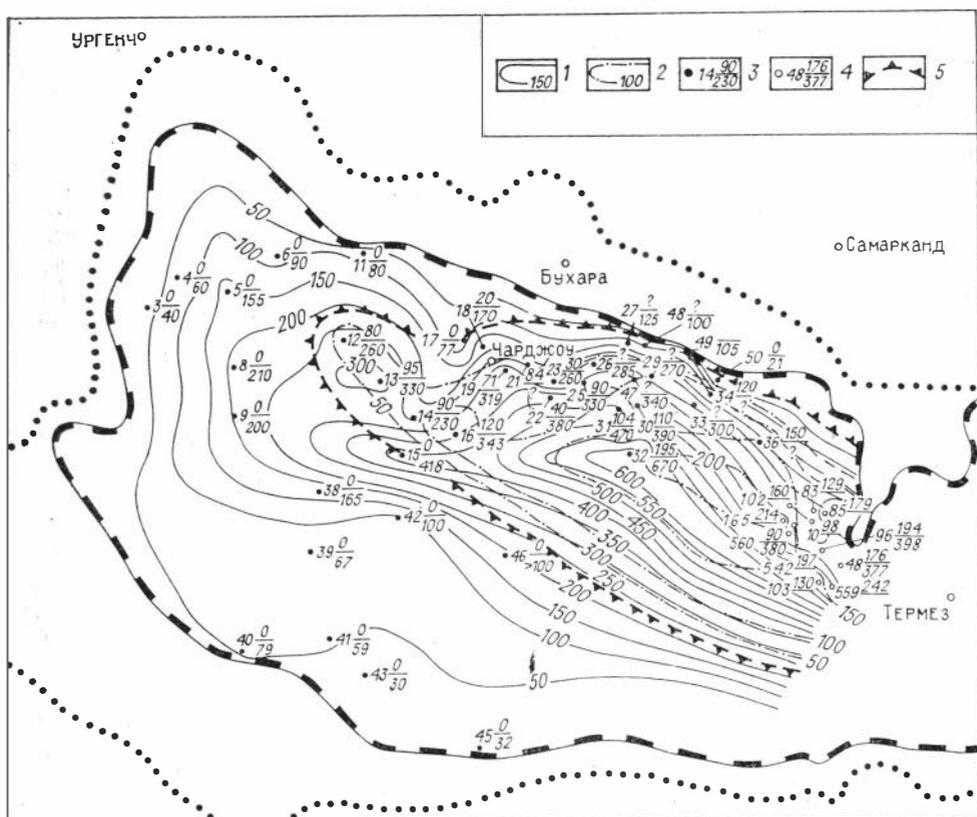


Рис. 4. Схема мощностей толщи верхней каменной соли и соленосной части разреза байрамалийской свиты, а также мощностей калиеносной зоны гаурдакской свиты. 1 — линии равных мощностей толщи верхней каменной соли и соленосной части разреза байрамалийской свиты; 2 — линии равных мощностей калиеносной зоны; 3 — нефтепосковные площади и их номер (в числителе мощность калиеносной зоны, в знаменателе мощность толщи верхней каменной соли и соленосной части разреза байрамалийской свиты); 4 — калиепоисковые скважины и их номер; 5 — граница распространения калийных солей. Ост. усл. обозн. см. на рис. 1.

К этой зоне приурочены максимальные мощности каменной соли иолотанской свиты, достигающие более 140 м.

Можно отметить следующие особенности размещения второй соляной толщи. Область наибольшей мощности смещена к северу и северо-востоку и находится в пределах Репетекско-Келифской зоны поднятий. Можно предположить, что соляные купола этой зоны образованы именно соляной толщей марыйской свиты. Солеродный водоем во время формирования верхней части марыйской свиты и ее возможного аналога — толщи нижней соли — разделялся на две зоны: южную — Мургабско-Бахардокскую и северную — Амударьинскую. Южная зона представляла собой единый прогиб, в центральной части которого мощность соляной толщи достигает более 500 м. Амударьинская зона характеризовалась очень своеобразными условиями седиментации. В целом она оставалась шельфовой платообразной областью. Во время накопления нижних ангидритов и в начальные этапы соленакпления здесь продолжало существовать эвапоритово-карбонатное плато, на котором нередко формировались разнообразные органические постройки, в том числе и рифогенные, а между ними накапливались пачки сульфатных пород и каменной соли. Такие сложные палеогеографические и палеотектонические условия привели к резкому колебанию мощности нижней каменной соли от 40—70 м на карбонатных платообразных участках до 230 и даже 460 м между рифами. Только в заклю-

чительные этапы соленакопления вся Амударьинская зона была перекрыта сравнительно маломощным (40—60 м) плащом соленосных отложений.

Во время формирования осадков верхней соляной толщи (верхняя соль Амударьинской впадины, соленосная часть разреза байрамалийской и гаурдакской свит) осевая зона Средне-Азиатского солеродного бассейна сместилась на северо-восток и стала простирается вдоль центральной части Амударьинской впадины (рис. 4). Максимальные мощности верхней соляной толщи отмечаются в пределах Бешкентского прогиба, где достигают 600—700 м. Вся внутренняя область солеродного водоема периодически становилась ареной калийного осадкообразования. Наибольшие мощности калиеносной зоны (до 200 м) тяготеют к юго-восточной, пригиссарской, части Бешкентского прогиба.

Таким образом, рассмотренный вариант корреляции соленосных отложений позволяет сделать следующие основные выводы.

1. В западной части Средне-Азиатского эвапоритового бассейна обособляются три самостоятельные соляные толщи. Нижняя толща относится к иолотанской свите и распространена только в Мургабско-Бахардокской зоне. Средняя выделяется в Амударьинской впадине в нижнюю соль, а в Мургабско-Бахардокской зоне она включается в состав верхней части марийской свиты. Верхняя толща объединяет отложения верхней соли Амударьинской впадины, верхнегаурдакской подсвиты Юго-Западного Гиссара и верхнюю соленосную часть разреза байрамалийской свиты.

2. Во время формирования эвапоритовых серий осевая зона Средне-Азиатского бассейна последовательно смещалась на северо-восток. В этапы накопления соляных толщ она соответственно находилась в центре Мургабско-Бахардокской зоны, затем в Репетекско-Келифской зоне и, наконец, в центральных участках Амударьинской впадины.

3. Каменные соли в пределах Средне-Азиатского эвапоритового бассейна накапливались лишь во время формирования верхней соляной толщи. Они распространены в центральной части Амударьинской впадины и наибольшей мощности достигают в пределах Бешкентского прогиба и районов Юго-Западного Гиссара.

В заключение нужно отметить, что предложенный вариант расчленения и увязки соленосных отложений западной части Средне-Азиатского эвапоритового бассейна нуждается еще в серьезном обосновании. Выдвигая его, авторы в основном хотят обратить внимание на необходимость более детального изучения особенностей внутреннего строения позднеюрской галогенной серии и условий ее образования.

ЛИТЕРАТУРА

- Абетов Е. М., Раубходжаева Т. С. Состав, строение и типы разрезов юрских отложений Западного Узбекистана.— В кн.: Геология и перспективы нефтегазоносности Западного Узбекистана. Ташкент: изд. ТПИ, 1977, с. 3—15.
- Айзберг Р. Е. Основные черты строения Приамударьинской части Юго-Восточной Туркмении.— Геология нефти и газа, 1961, № 2, с. 9—12.
- Айзберг Р. Е., Давыдов А. Н., Соколов В. Я. Юрская система. Верхний отдел.— В кн.: Геология и нефтегазоносность Восточной Туркмении. М.: Недра, 1966, с. 12—16.
- Акрамходжаев А. М., Эгамбердыев М. Э., Миркамалов Х. Х., Наржаджиев М. Н. Особенности литологического состава, стратиграфия и перспективы нефтегазоносности мезозойских и палеогеновых отложений Южного и Юго-Западного Узбекистана. Ташкент: Наука, 1971. 200 с.
- Алиев И. М. Мургабская нефтегазоносная область.— В кн.: Геология нефтегазоносных областей Средней Азии и Южного Казахстана. М.: Недра, 1969, с. 192—196.
- Алланов А. А., Гаврильчева Л. Г. Литолого-фациальные комплексы эвапоритовой формации верхней юры юго-запада Средней Азии.— В кн.: Проблемы соленакопления. Т. 1. Новосибирск: Наука, 1977, с. 289—291.
- Аманов С. Разрезы юрских отложений разведочных площадей Восточной Туркмении.— Изв. АН ТуркмССР. Серия физ.-техн., хим. и геол. наук, 1966, № 1, с. 73—80.

- Амурский Г. И. Тектоника Туркмении и сопредельных с ней территорий.— В кн.: Тектоника Туркмении и сопредельных с ней территорий. М.: Наука, 1966, с. 6—32.
- Бабаев А. Г. Геотектоническая история Западного Узбекистана и региональные закономерности размещения скоплений нефти и газа. Л.: Недра, 1966а. 372 с.
- Бабаев А. Г. Формация осадочного чехла юго-восточной и северо-восточной частей Амударьинского нефтегазоносного бассейна.— В кн.: Литология и осадочные полезные ископаемые Узбекистана. Ташкент: Наука, 1966б, с. 5—34.
- Бабаев А. Г. Послепалеозойские эвапориты Средней Азии.— В кн.: Проблемы солепакопления. Т. 1. Новосибирск: Наука, 1977, с. 285—289.
- Бабаев А. Г., Рауходжаева Т. С. Соляно-ангидритовая формация юго-восточной части Бухаро-Хивинской области и ее роль в формировании залежей нефти и газа. М.: Недра, 1972. 176 с.
- Байков А. А., Седлецкий В. И., Худайкулиев Х. К вопросу о геологическом строении гаурдакской свиты и перекрывающих ее красноцветных отложений мезозоя на крайнем юго-востоке Туркмении.— В кн.: Закономерности размещения газовых месторождений. М.: Недра, 1968а, с. 213—220.
- Байков А. А., Седлецкий В. И., Худайкулиев Х. О взаимоотношении гаурдакской свиты с подстилающими и перекрывающими отложениями мезозоя в Юго-Западном Гиссаре.— Изв. АН ТуркмССР. Серия физ.-техн., хим. и геол. наук, 1968б, № 4, с. 87—92.
- Байков А. А., Беркелиев К. П., Жданов Б. П., Казаков В. Ф., Лазарев И. С., Седлецкий В. И. Геология и полезные ископаемые Гаурдак-Кугитангского района Туркменской ССР. Ростов: изд. РГУ, 1974. 261 с.
- Бараш Б. И. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности территории среднего течения р. Аму-Дарья. Автореф. канд. дис. М., 1963. 28 с.
- Бараш Б. И. Об условиях накопления гаурдакской свиты Каракумского бассейна.— Бюл. МОИП. Отдел геол., 1975, т. 50, вып. 6, с. 90—95.
- Бараш Б. И., Вето В. И. Бухаро-Хивинская нефтегазоносная область.— В кн.: Геология нефтегазоносных областей Средней Азии и Южного Казахстана. М.: Недра, 1969, с. 177—191.
- Бараш Б. И., Грачев Г. И., Соколов В. Я. К вопросу о положении стратиграфической границы между юрой и мелом в районах среднего течения Аму-Дарьи.— В кн.: Новые данные по геологии и нефтегазоносности Средней Азии. М.: Гостоптехиздат, 1961, с. 114—120.
- Бараш Б. И., Соколов В. Я. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Фарабской структуры.— В кн.: Новые данные по геологии и нефтегазоносности Средней Азии. М.: Гостоптехиздат, 1961, с. 105—113.
- Бережнов В. Т. Титон: чередование трансгрессий и регрессий моря.— В кн.: Геология и перспективы нефтегазоносности Западного Узбекистана. Ташкент: изд. ТПИ, 1977, с. 91—98.
- Бережнов В. Т. Об условиях и времени появления отложений галита в разрезах верхнеюрских осадков на территории Западного Узбекистана.— Узб. геол. журнал, 1978, № 4, с. 30—36.
- Браташ В. И. О границе между юрской и меловой системами в южных районах Средней Азии.— В кн.: Тектоника Туркмении и сопредельных территорий. М.: Наука, 1966, с. 224—236.
- Браташ В. И., Вонгаз Л. Б., Егунов С. В., Иванов С. Д., Печников В. В. Верхнеамударьинская нефтегазоносная область.— В кн.: Геология нефтегазоносных областей Средней Азии и Южного Казахстана. М.: Недра, 1969, с. 197—212.
- Браташ В. И., Егунов С. В., Печников В. В., Шеломенцев А. И. Новые данные по геологии и нефтегазоносности юго-восточного обрамления Туранской плиты.— В кн.: Тектоника Туркмении и сопредельных территорий. М.: Наука, 1966, с. 68—76.
- Браташ В. И., Егунов С. В., Печников В. В., Шеломенцев А. И. Геология и нефтегазоносность Севера Афганистана. М.: Недра, 1970. 288 с.
- Бурцева Т. И., Левенко А. И., Теодорович Г. И. Литология и фауна юрских и нижнемеловых отложений Бухаро-Хивинской нефтегазоносной области. М.: Наука, 1969. 132 с.
- Быков В. И., Мальцева А. К., Туранов В. А. Литолого-стратиграфическая характеристика мезозойских отложений платформенного покрова Туранской плиты и палеогеографические и палеотектонические условия их формирования. Отложения юрского периода.— В кн.: Геологические условия и основные закономерности размещения скоплений нефти и газа в пределах эпигерцинской платформы юга СССР. Т. 1. Средняя Азия. М.: Гостоптехиздат, 1963, с. 182—207.
- Вальбе С. П., Смирнов Л. Н., Птупкин Э. И., Алланов А. Основные черты тектоники Туркменского сегмента Альпийской складчатой области.— Геотектоника, 1970, № 6, с. 105—115.
- Вахрамеев В. А. Краткий геологический очерк калийных месторождений Карлукского района.— Калий, 1932, № 7, с. 8—10.

- Вахрамеев В. А., Пейве А. В.** Гаурдакско-Лялимканские месторождения калийных солей.— Калий, 1933, № 4, с. 18—26.
- Вахрамеев В. А., Пейве А. В., Херасков Н. П.** Мезозой Таджикистана (юрские, нижнемеловые отложения Гиссарского хребта и Таджикской депрессии). М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1936. 195 с.
- Вольвовский И. С., Гарецкий Р. Г., Шлезингер А. Е., Шрайбман В. И.** Тектоника Туранской плиты. М.: Наука, 1966. 287 с.
- Гаврильчева Л. Г.** Основные особенности строения и распределения мощностей эвапоритовой формации верхней юры Восточного Туркменистана.— Изв. АН ТуркмССР. Серия физ.-техн., хим. и геол. наук, 1977а, № 3, с. 103—109.
- Гаврильчева Л. Г.** О закономерностях распределения мощностей и фациальной зональности кимеридж-титонских отложений Восточного Туркменистана и Западного Узбекистана.— Узб. геол. журнал, 1977б, № 6, с. 24—30.
- Гаврильчева Л. Г.** Фациальная зональность и условия осадконакопления соленосной формации верхней юры на территории Восточного Туркменистана.— В кн.: Соленосные формации и практическое значение их изучения. Т. II. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1979, с. 26—27.
- Гаврильчева Л. Г.** Фациальная зональность и условия осадконакопления соленосной формации верхней юры на территории Восточного Туркменистана.— В кн.: Строение и условия образования соленосных формаций. Новосибирск: Наука, 1981, с. 120—127.
- Герасимова В. В.** Верхнеюрский калийный бассейн.— В кн.: Месторождения калийных солей СССР, методика их поисков и разведки. Л.: Недра, 1973, с. 152—183.
- Герасимова В. В., Седлецкий В. И.** Калийные соли юга Средней Азии. Ростов: изд. РГУ, 1969. 79 с.
- Гиммельфарб Б. М.** Геологоразведочные работы на калий в Средней Азии в 1931 г.— Калий, 1932, № 5-6, с. 7—11.
- Гиммельфарб Б. М.** Среднеазиатские калийные залежи. Геологоразведочные работы в 1931 г. в Туркменской ССР на Окузбулакском месторождении.— В кн.: Гаурдакский хим. комбинат. Т. II. Ч. 1. Ашхабад—Баку: Туркменгосиздат, 1934, с. 28—35.
- Давыдов А. Н.** Стратиграфическое расчленение мезозойского разреза крайнего юга СССР.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Туркмении. Ашхабад: Ылым, 1969, с. 127—149.
- Дикенштейн Г. Х., Клецев К. А., Радюшкина Т. Т., Шебуева И. Н.** Корреляция разрывов юрских и неокемских отложений платформенной части Средней Азии.— В кн.: Геология нефтегазоносных областей Средней Азии и Южного Казахстана. М.: Недра, 1969, с. 18—35.
- Ильин В. Д., Белякова Г. М., Кутузова В. В., Мирзоев Г. Г.** Унифицированная региональная схема стратиграфии юрских и меловых отложений центральных областей Средней Азии.— В кн.: Геология нефтегазоносных областей Средней Азии и Южного Казахстана. М.: Недра, 1969, с. 5—6.
- Ильин В. Д., Румакин В. Н.** Использование метода гамма-термолюминесценции для корреляции карбонатных пород верхней юры Западного Узбекистана.— В кн.: Геология и перспективы нефтегазоносности Средней Азии. М.: изд. ВНИГНИ, 1970, с. 22—30.
- Ишниязов Д. П., Мирахмедов М.** Калийные соли Узбекистана и пути их освоения.— В кн.: Геология месторождений горно-химического сырья Средней Азии. Ташкент: изд. САИГИМСа, 1975, с. 56—65.
- Копкина Л. Н., Мусаев С. И., Бекаев М. М.** О стратиграфическом положении пограничных слоев кугитангской и гаурдакской свит в районе Денгизкульского вала.— В кн.: Геология и разработка нефтяных месторождений Средней Азии. Грозный: изд. Среднеазиатской НИПИНефть, 1977, с. 17—25.
- Крылов Н. А.** Основные черты региональной тектоники платформенного чехла запада Средней Азии.— В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность эпигерцинской платформы юга СССР. М.: Наука, 1966, с. 75—104.
- Крылов Н. А., Мальцева А. К.** Юрские отложения запада Средней Азии и их нефтегазоносность. М.: Наука, 1976. 171 с.
- Крылов Н. А., Мячина М. Н., Тимохина И. И., Филина Н. Ф.** История тектонического развития запада Средней Азии в мезокайнозой.— В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность эпигерцинской платформы юга СССР. М.: Наука, 1966, с. 105—139.
- Крымгольц Г. Я.** Юрская система. Верхняя юра. Гаурдак-Кугитангский район.— В кн.: Геология СССР. Т. 22. Туркменская ССР. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Госгеолтехиздат, 1957, с. 123—130.
- Куницкая Т. Н., Пожарская Г. Ф., Соловьева Н. С., Шитова А. И., Шуцкая Е. К., Бояринова Л. А., Загоруйко В. А., Исаева А. Г., Коровина Г. М., Моксякова А. М., Самодуров В. И., Сиропкина Л. Ф.** Фауны и палеогеографическая обстановка накопления мезозойских и кайнозойских отложений Средней Азии и южных районов Казахстана.— В кн.: Геология нефтегазоносных областей Средней Азии и Казахстана. М.: Недра, 1969, с. 58—102.

- Лебзин Е. В., Готтлиф А. В. Соляно-гипсово-ангидритовая толща верхней юры и ее влияние на размещение залежей нефти и газа в мезозойских отложениях Узбекистана и Таджикистана.— В кн.: Геология нефтяных и газовых месторождений Урало-Поволжья, Кавказа, Средней Азии. М.: Недра, 1966, с. 283—297.
- Ледовская Г. И. Геологическое строение и нефтегазоносность мезозойских отложений Юго-Западного Пригисарья (Бешкент-Кашкадарьинская впадина и Байсун-Кугитангская мегантиклиналь). Автореф. канд. дис. М., 1965. 24 с.
- Лувишиц М. Г. Особенности строения верхнеюрских отложений Западного Узбекистана в связи с нефтегазоносностью.— В кн.: Геология и перспективы нефтегазоносности Средней Азии. М.: изд. ВНИГНИ, 1970, с. 178—188.
- Лувишиц М. Г. Строение верхнеюрских отложений Бухаро-Хивинской области в связи с их газонефтеносностью. Автореф. канд. дис. М., 1971. 24 с.
- Лувишиц М. Г., Терехов В. И., Лунин Н. М. Строение соляно-ангидритовой толщи северо-западной части Бухаро-Хивинской нефтегазоносной области.— В кн.: Геология и разведка газовых и газоконденсатных месторождений. Информационный сборник. Вып. 11. М.: изд. ВНИГНИ, 1970, с. 45—51.
- Лучников В. С., Юшина Н. Д. О возрасте галогенной формации юго-востока Средней Азии.— Докл. АН ТаджССР, 1973, № 9, с. 39—41.
- Машрыков К. К., Аманниязов К., Худошин И. М., Юферев Р. Ф. Стратиграфия и условия образования кимеридж-титонских отложений Туркмении.— Изв. АН ТуркмССР. Серия физ.-техн., хим. и геол. наук, 1964, № 2, с. 80—87.
- Машрыков К. К., Крымгольц Г. Я., Мирзаханов М. К., Юферев Р. Ф., Кривошеев В. Т. Региональная схема стратиграфии юрских отложений территории Туркмении.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Туркмении. Ашхабад: изд. ИГ ТуркмССР, 1969, с. 5—39.
- Машрыков К. К., Кулиев Л. К. Литофациальная характеристика юрских отложений Туркмении.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Туркмении. Ашхабад: Ылым, 1969, с. 40—63.
- Машрыков К. К., Юферев Р. Ф., Аманниязов К. К. Палеотектоника верхней юры территории Туркмении.— Изв. АН ТуркмССР. Серия физ.-техн., хим. и геол. наук, 1966, № 2, с. 78—82.
- Мирахмедов М., Ишниязов Д. П., Юлдашев Э. Л. Перспективы калиеносности гаурдакской свиты юго-западных отрогов Гиссарского хребта.— Узб. геол. журнал, 1975, № 1, с. 34—37.
- Мирошниченко В. П. Краткий геологический очерк западных склонов Кугитанг-Тау и Гаурдак-Тюбегатангской антиклинали.— В кн.: Гаурдакский хим. комб. Т. 1. Ашхабад—Баку: Туркменгосиздат, 1933, с. 40—52.
- Могилевский Г. И., Юлдашев Ш. И. О глубинах формирования верхнеюрских галогенных отложений (гаурдакская свита) Амударьинской впадины.— Докл. АН УзбССР, 1973, № 9, с. 35—36.
- Пейве А. В. Тектоника Окузбулакского месторождения сильвинита.— Калий, 1933, № 4, с. 29—35.
- Пейве А. В. Гаурдакское месторождение.— Калий, 1934, № 5, с. 9—15.
- Петров Н. П. Новые данные о калийных солях в месторождениях юго-западных отрогов Гиссарского хребта.— Изв. АН УзбССР, 1947, № 2, с. 23—34.
- Петров Н. П. Строение гаурдакской свиты в юго-западных отрогах Гиссарского хребта.— Докл. АН УзбССР, 1949, № 3, с. 45—49.
- Петров Н. П. Литология верхнеюрской соляной формации Юго-Западного Гиссара.— В кн.: Труды Ин-та геол. АН УзбССР, вып. IX. Ташкент: изд-во АН УзбССР, 1953, с. 196—205.
- Петров Н. П. Некоторые особенности тектоники Гаурдак-Кугитангского района, связанные с наличием соляной толщи.— В кн.: Геология СССР. Т. 22. Туркменская ССР. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Госгеолтехиздат, 1957, с. 492—499.
- Петров Н. П. К геологии солевых отложений юга Средней Азии.— Узб. геол. журнал, 1959, № 6, с. 43—54.
- Петров Н. П. К вопросу об образовании солевых отложений мезокайнозоя на юге Средней Азии.— Узб. геол. журнал, 1963, № 5, с. 9—16.
- Петров Н. П. Месторождения каменной соли Ходжа-Мумын.— В кн.: Литология и осадочные полезные ископаемые Узбекистана. Ташкент: ФАН, 1966, с. 104—135.
- Петров Н. П., Чистяков П. А. Литология солевых и красноцветных отложений юго-западных отрогов Гиссара. Ташкент: Наука, 1964. 222 с.
- Попов В. С. Верхнеюрская галогенная формация внутриконтинентальных солеродных морских водоемов Средней Азии.— Литология и полезные ископаемые, 1968а, № 1, с. 56—69.
- Попов В. С. Условия образования калиеносных фаций (на примере верхнеюрской галогенной формации Средней Азии).— В кн.: Физико-химические процессы и фации. М.: Недра, 1968б, с. 146—153.
- Попов В. С. Калиеносность верхнеюрской галогенной формации юга Средней Азии.— В кн.: Закономерности размещения и вопросы прогнозирования полезных ископаемых Средней Азии. Вып. 8. Ташкент: ФАН, 1969, с. 99—103.

- Попов В. С., Осичкина Р. Г., Касымходжаева У. С., Джураева Л. Х., Джумаклычев Д. Д., Тилляходжаев Х. Н. Геохимические особенности верхнеюрской галогенной формации юга Средней Азии.— В кн.: Проблемы соленаккумуляции. Т. 1. Новосибирск: Наука, 1977, с. 291—294.
- Репман Е. А. О возрасте гаурдакской свиты юго-западных отрогов Гиссарского хребта.— В кн.: Сборник научных трудов ИГиГ АН УзССР и Главгеологии УзССР. Вып. 3. Ташкент: Наука, 1964а, с. 114—120.
- Репман Е. А. Стратиграфия верхнеюрских отложений юго-западных отрогов и южного склона Гиссарского хребта.— В кн.: Сборник научных трудов. Ташкент: изд. ТПИ, 1964б, с. 216—226.
- Садыков Т. С. Геолого-литологическая характеристика и условия образования соляных месторождений Таджикской депрессии. Автореф. канд. дис. Ташкент, 1973. 23 с.
- Седлецкий В. И. Калийные соли Средней Азии.— Литология и полезные ископаемые, 1969, № 5, с. 129—139.
- Седлецкий В. И. Литолого-фациальные особенности и условия калиеносности мезозойских отложений юга Средней Азии.— В кн.: Состояние и задачи советской литологии. Т. 3. М.: Наука, 1970а, с. 49—57.
- Седлецкий В. И. Новые данные о соленосных отложениях Хива-Мургабской впадины и мегантиклинали Юго-Западного Гиссара.— Геология нефти и газа, 1970б, № 9, с. 29—34.
- Седлецкий В. И. Прогноз калиеносности верхнеюрской и нижнемеловой галогенной формации юга Средней Азии.— В кн.: Геология и условия образования месторождений калийных солей. Л.: изд. ВНИИГ, 1972, с. 162—167.
- Седлецкий В. И., Федин О. В. Литолого-фациальные особенности и калиеносность верхнеюрских галогенных отложений Средней Азии.— Литология и полезные ископаемые, 1981, №1, с.108—120.
- Седлецкий В. И., Попов В. С., Деревягин В. С., Пилипчук А. П. Геологическое строение, калиеносность и условия образования верхнеюрских и нижнемеловых соленосных отложений юга СССР.— В кн.: Проблемы соленаккумуляции. Т. 1. Новосибирск: Наука, 1977, с. 270—285.
- Сикстель Т. А., Станкевич Ю. В. Об изменчивости возраста юрских свит в юго-западных отрогах Гиссара.— В кн.: Сборник научных трудов ИГиГ АН УзССР и Главгеологии УзССР. Вып. 3. Ташкент: Наука, 1964, с. 74—80.
- Соколов В. Я. Геологическое строение и нефтегазоносность Восточной Туркмении. Автореф. канд. дис. Ашхабад, 1967. 25 с.
- Соколов В. Я., Пилин Я. А., Кондзирский И. В., Ольховский А. И. Майское — новое крупное месторождение газа Примургабского района.— В кн.: Геология нефтяных и газовых месторождений Урало-Поволжья, Кавказа и Средней Азии. М.: Наука, 1966, с. 279—283.
- Сотириади К. А. Юрские и меловые отложения Западного Узбекистана и их нефтегазоносность. Ташкент: ФАН, 1968. 169 с.
- Станкевич Ю. В., Троицкий В. И. Типы разрезов юры юго-западных отрогов Гиссарского хребта.— В кн.: Ученые записки САИГиМС. Вып. 7. Ташкент: Наука, 1962, с. 18—27.
- Старобинец А. Е. О распространении верхнеюрских соляно-гипсово-ангидритовых образований на территории Северной, Центральной и Юго-Восточной Туркмении.— Нефтегазовая геология и геофизика. 1964, № 12, с. 27—32.
- Строение верхнеюрской карбонатной формации центральных областей Средней Азии/Ильин В. Д., Безносос Н. В., Беляков Г. М. и др. М.: Недра, 1976. 128 с.
- Троицкий В. И. К вопросу об изменении фациального состава отложений гиссарской и гаурдакской свит в Таджикской депрессии.— Докл. АН УзССР, 1962, № 10, с. 45—47.
- Троицкий В. И. Верхнетриасовые и юрские отложения Южного Узбекистана. Л.: Недра, 1967. 311 с.
- Формации, палеотектоника и нефтегазоносность палеозоя и мезозоя Туркменистана/Алланов А. А., Жмуд М. С., Панасенко О. М., Ташлиев М. С., Ташлиев М. Ж. М.: Недра, 1976. 131 с.
- Херасков Н. П. Поисковые работы на калий в Средней Азии, геолого-поисковые исследования юго-западного окончания Гиссарского хребта.— В кн.: Гаурдакский химвкомбинат. Т. 2. Ч. 1. Ашхабад — Баку: Туркменгосиздат, 1934, с. 20—31.

ВЕРХНЕЮРСКАЯ ГАЛОГЕННАЯ ФОРМАЦИЯ ЮГО-ВОСТОКА СРЕДНЕЙ АЗИИ

На рассматриваемой территории верхнеюрская галогенная формация распространена широко (рис. 1). В последние 10—15 лет она вскрыта многочисленными скважинами в Бухаро-Хивинской нефтегазоносной области, в юго-западных отрогах Гиссара и в Афгано-Таджикской впадине. Территория Юго-Западного Таджикистана и Восточной Туркмении представляет собой солянокупольные области, где на поверхности выделяются многочисленные соляные тела. В первичном залегании в верхнеюрском разрезе галогенно-сульфатные образования известны в западной половине региона, в Северном Афганистане и в горном обрамлении Афгано-Таджикской впадины. Здесь кимеридж-титонский возраст рассматриваемых отложений не вызывает сомнений [Репман, 1964; Лучников, Юшина, 1973].

Относительно возраста солей Юго-Западного Таджикистана существуют разногласия. Многие исследователи признают верхнеюрский их возраст. Б. А. Борнеман [1934; Б. А. Борнеман и др., 1935], А. Р. Бурачек (1934), Н. П. Петров (1966) относили соли к неоген-четвертичным образованиям. Б. М. Гиммельфарб (1934) полагал, что соляные толщи развиваются лишь локально и в виде линз залегают среди красноцветов нижнего мела. В. И. Браташ [1966; Браташ и др., 1970] высказал точку зрения о берриас-валанжинском возрасте соляно-гипсовой толщи. Иной вариант предложил В. И. Седлецкий [1970; Седлецкий, Байков, 1970; Седлецкий и др., 1977], отнеся соли Афгано-Таджикской впадины к альмурадскому горизонту (валанжин-готерив). Этому же мнения придерживается Т. С. Садыков (1977). Г. Е. Котеняткина (1974) по материалам бурения на площадке Танапчи и Кызылсу (Юго-Западный Таджикистан) установила сантонский возраст солей. Последняя точка зрения об акджарском (палеоценовом) возрасте солей Кулябской зоны высказана нефтяниками в последние годы [Ильин и др., 1979]. Нами приводятся результаты многолетних исследований по верхнеюрским галогенным отложениям юго-востока Средней Азии.

Особенности строения и вещественного состава пород галогенной формации позволяют выделить на рассматриваемой территории ряд структурно-фациальных зон с характерными типами разрезов (рис. 2). Наиболее полные разрезы с максимальными мощностями галогенных образований известны в длительно прогибавшихся унаследованных еще с пермотриаса Мургабской впадине, Приамударьинском и Кулябском прогибах. Соленосные отложения приурочены к центральной части солеродного бассейна. В окраинных его зонах развиты сокращенные разрезы, представленные преимущественно сульфатными отложениями, замещающимися в прибортовых зонах сульфатно-карбонатно-глинистым комплексом.

В северной полосе Бухарской и Душанбинской ступеней, в южной части Северо-Афганской ступени, в восточной подзоне южного склона Гиссара и в Юго-Западном Каратегине разрез юрских образований представлен толщей переслаивания глинистых, редко кристаллических известняков, доломитов, мергелей и глин оксфорд-кимериджского возраста. В низах обычно присутствуют горизонты терригенных пород, а в верхах появляются линзовидные прослойки сульфатных пород (рис. 3, см вкладку). Все породы обогащены доломитовым материалом (от 5—7 до 60% и выше). Ангидриты и гипсы составляют здесь не более 15—20%. По мере удаления от областей сноса (от прибортовой зоны солеродного бассейна) на выше-

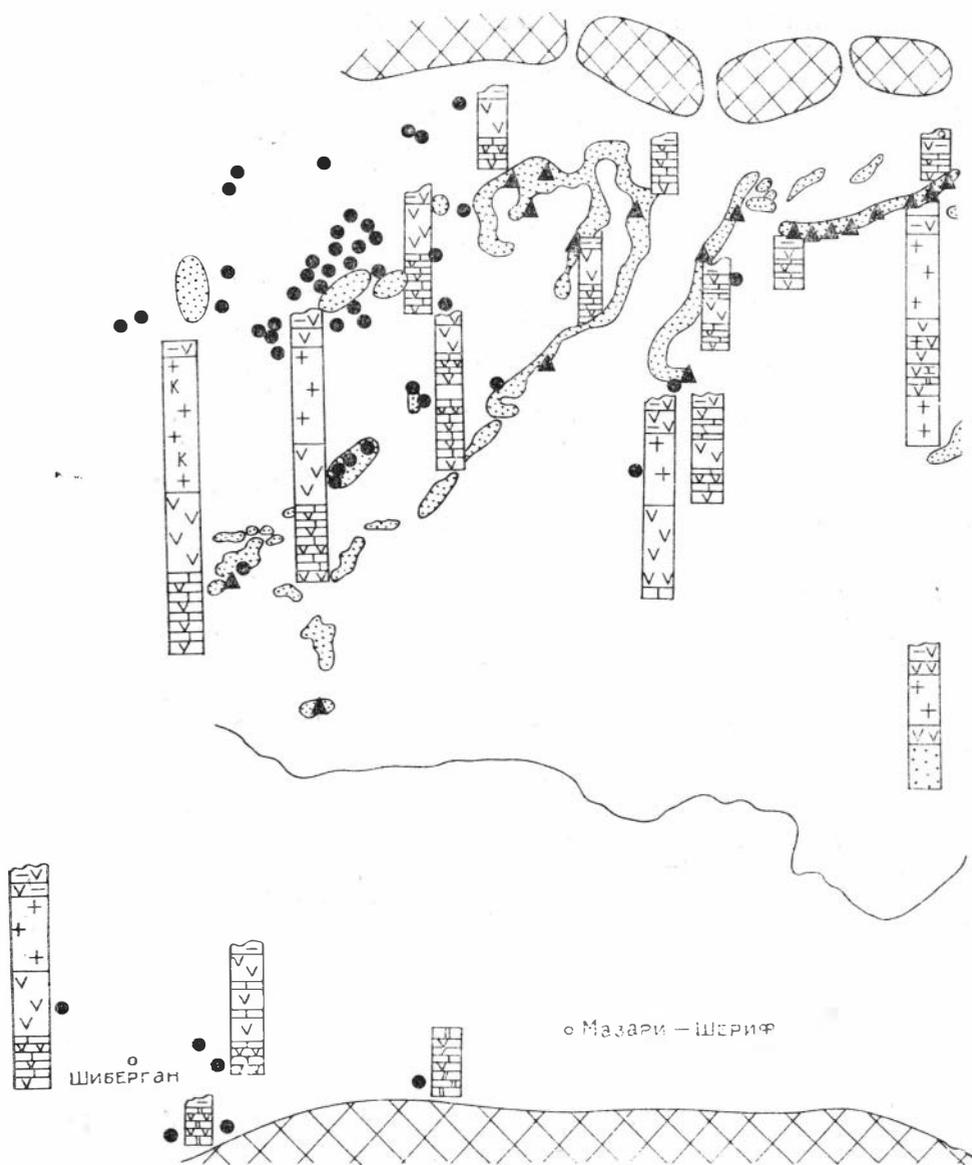
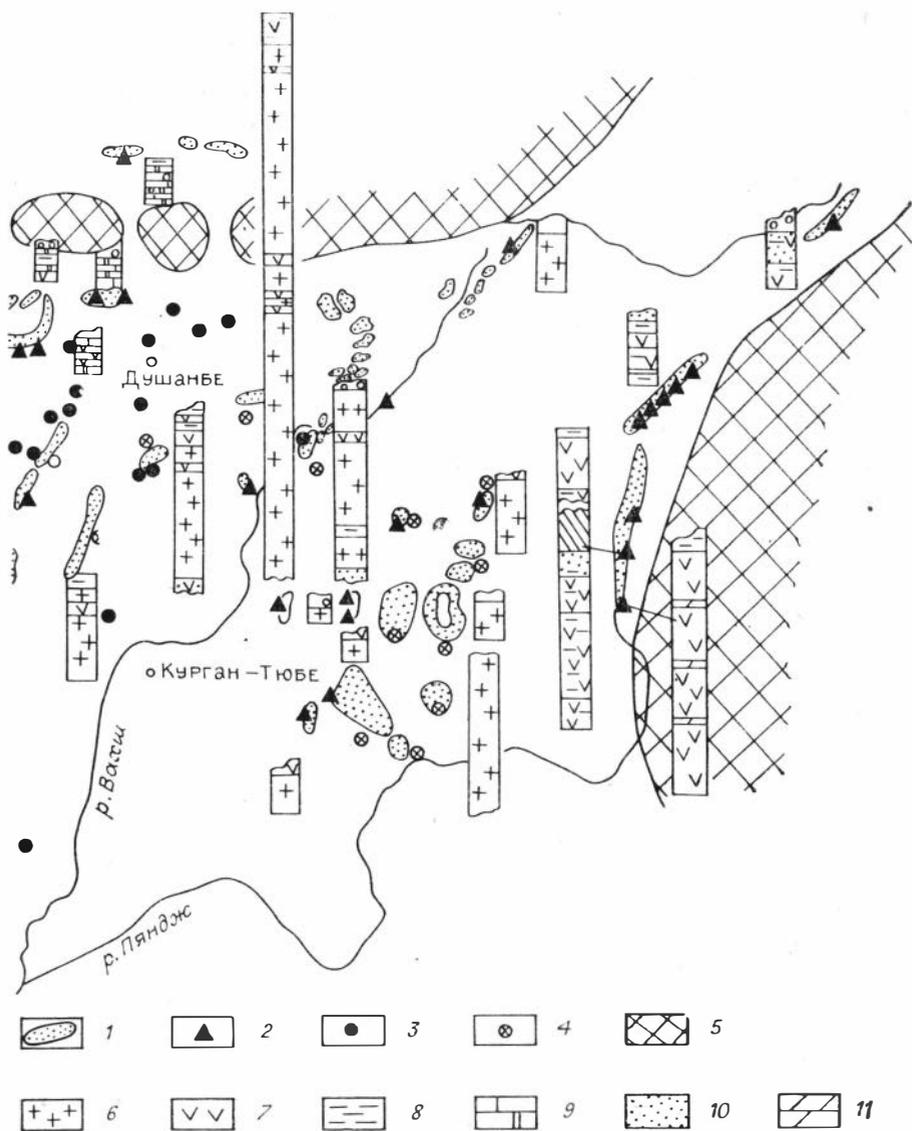


Рис. 1. Карта изученности и типов разрезов верхнеюрской галогенной формации юго-востока Средней Азии.

1 — выходы верхнеюрской галогенной формации на поверхности; 2 — изученные разрезы; 3 — изученные скважины; 4 — изученные соляные тела (сериями скважин); 5 — палеозойские отложения; 6 — каменная соль; 7 — ангидрит (гипс); 8 — глина; 9 — известняк и доломит; 10 — терригенные породы; 11 — глинисто-карбонатные породы.

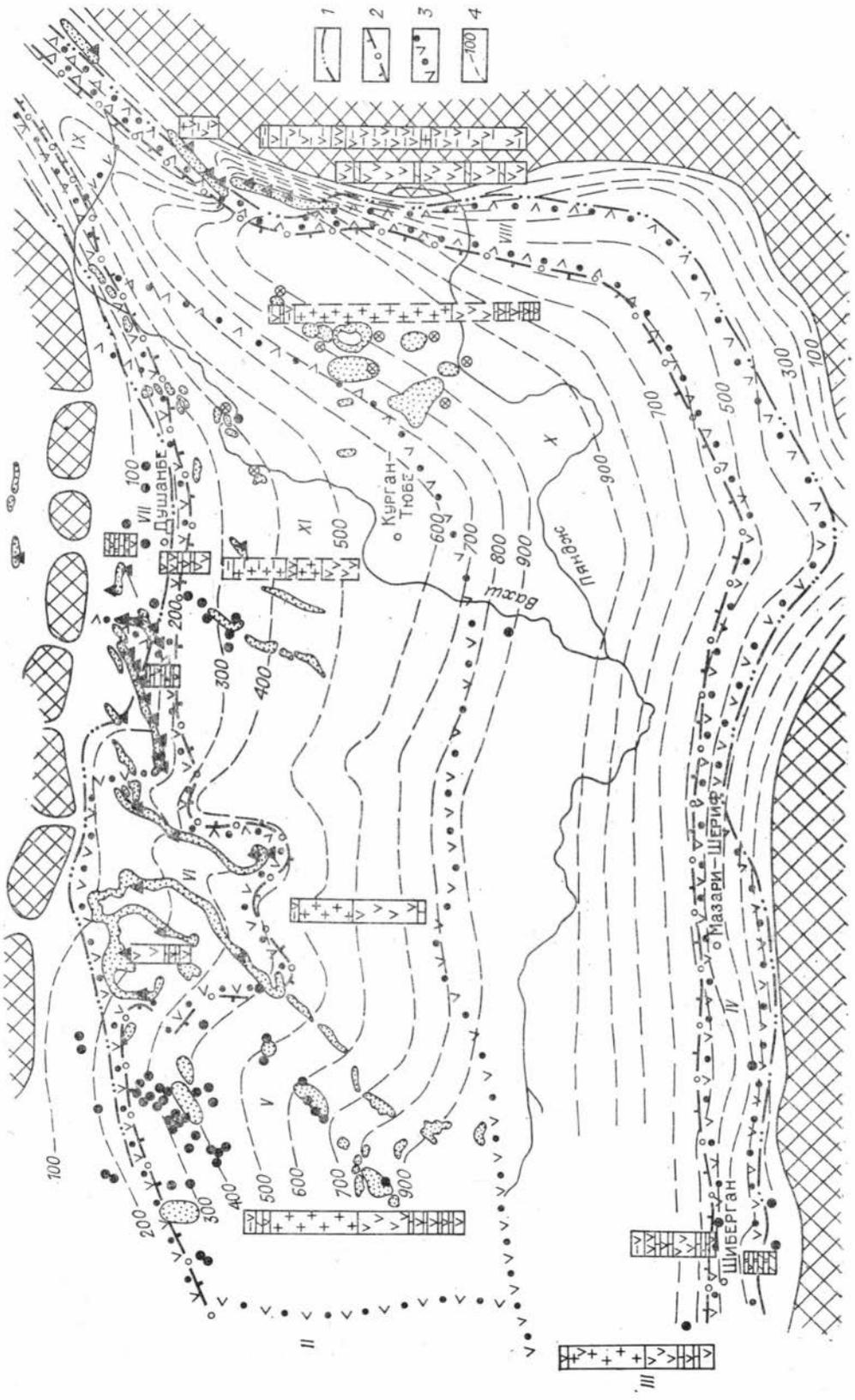
указанных ступенях карбонатно-глинистые образования замещаются карбонатными и сульфатными, в разрезе появляются дифференцированные ангидритовая и карбонатная толщи, возрастают их мощности.

Вдоль южного склона Гиссарского хребта и в горной части юго-западных отрогов обнажается толща гипсов, переслаиваемых тонкими слоями доломитов и мергелей, мощностью от 75 до 400 м. Своеобразный разрез верхнеюрской галогенной формации развит в пределах Юго-Западного Дарваза. Здесь соляно-гипсовые отложения залегают на толще известковых песчанжков, возрастных аналогов келловей-оксфордской



карбонатной формации западных районов рассматриваемого региона, и перекрываются красцветами карабильской свиты [Лучников, 1973]. Наиболее полные разрезы мощностью свыше 900 м развиты в Обиниоуской подзоне Дарваза. Представлены они глинисто-сульфатными отложениями, среди которых встречаются горизонты песчаников, единичные тонкие слои (0,2—1,1 м) мергелей и редкие маломощные (от 1,7 до 12,5 м) линзы глинистой каменной соли (рис. 4). К востоку, в Васикухской подзоне, резко сокращаются мощности. Разрез здесь сложен алевропелитовыми породами, часто сильно загипсованными, с единичными слоями гипсов. В южной части зоны отмечается 675-метровая толща гипсов с редкими маломощными прослоями мергелей.

Каменная соль, судя по многочисленным соляным источникам, развита на территории Памиро-Алая. Однако полный разрез в этой зоне неизвестен, так как большая часть толщи скрыта под мощным четвертичным чехлом. Но и здесь принадлежность соляной толщи к поздней юре не вызывает сомнений.



Разрез верхнеюрской галогенной формации Чарджоуской ступени имеет пятичленное строение, где выделяются нижняя, средняя и верхняя толщи ангидритов, а также нижняя и верхняя соляные толщи. В нижней ангидритовой толще встречаются редкие маломощные слои известняков, а в верхах ее изредка отмечаются линзы каменной соли. Иное строение имеет галогенная формация равнинной южной части юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Н. П. Петров (1949) подразделил ее на три толщи: 1) чередования ангидритов и известняков, 2) ангидритовую и соленосную и 3) карбонатно-глинисто-гипсовую пачку. Подобное строение выдерживается в пределах всей этой территории. Галогенная формация в зоне Чарджоуской ступени и юго-западных отрогов Гиссарского хребта содержит горизонты калийных солей. Значительное их количество наблюдается в южной части юго-западных отрогов Гиссарского хребта (в Гаурдак-Тюбегатанском районе).

Галогенные формации этих зон отличаются не только строением, но и другими признаками. На Чарджоуской ступени происходят резкие колебания мощностей нижней ангидритовой и нижней соленосной толщ (иногда до полного их выклинивания); редко встречаются в нижней ангидритовой толще карбонатные породы; внутри соляных толщ обилие прослоев ангидритов, а в верхах разреза и глины; каменная соль обогащена сульфатным и пелитовым материалом. В галогенной формации юго-западных отрогов Гиссарского хребта присутствуют горизонты карбонатных пород среди ангидритов в основании разреза (нижняя толща), с которыми связаны месторождения газа и серы, редко встречаются маломощные слои ангидритов среди галитовой толщи; соли чистые (Н. О. составляет от 0,84 до 5,12%), примесь алевро-пелитового материала отмечается преимущественно в верхах галитовой толщи. В центральной части Юго-Западного Гиссара (Адамташский нефтегазоносный район) ангидритовая толща содержит карбонатные прослои по всему разрезу.

В этих зонах каменная соль и ангидриты неслоистые. Как правило, в нижней части разреза ангидриты имеют серую (или темно-серую) окраску за счет обогащения битуминозным веществом, с многочисленными прожилками темно-серых карбонатов, часто образующих густую сеть. Верхние ангидриты отличаются светлой окраской, в основном без прожилков.

В. И. Седлецкий и другие исследователи [Седлецкий, 1970; Седлецкий, Байков, 1970; Седлецкий и др., 1977] выделяют в юго-западных отрогах Гиссара две соленосные толщи: верхнеюрскую и нижнемеловую. Анализ фактического материала свидетельствует о том, что в разрезе осадочного чехла здесь присутствует лишь верхнеюрская галогенная толща. Это подтверждается исследованиями А. Г. Бабаева, Т. С. Раубходжаевой (1972) и др. Иногда на месторождениях Карлюк, Адамташ, Гумбулак, Пачкамар в результате интенсивных надвиговых дислокаций отдельными скважинами вскрывались пласты каменной соли в чешуе, во вторичном залегании среди нижнемеловых отложений (рис. 5, а, б); они и принимались ошибочно за альмурадские.

Предположение о развитии этих же двух разновозрастных соляных толщ в Афгано-Таджикской впадине также не подтверждается. Глубоким

Рис. 2. Карта зональности и мощностей верхнеюрской галогенной формации.

1 — граница замещения верхнеюрских сульфатных отложений глинисто-сульфатно-карбонатным комплексом пород; 2 — граница выклинивания солей; 3 — граница структурно-фациальных зон; 4 — изопакиты; I—XI — наименования структурно-фациальных зон: I — Бухарская ступень, II — Чарджоуская ступень (с Вешкентским прогибом), III — Мургабская впадина, IV — Северо-Афганская ступень, V — юго-западные отроги, VI — юго-западные отроги (горная область) и южный склон Гиссара (зап. часть), VII — Душанбинская ступень и восточная часть южного склона, VIII — Дарваз, IX — Памиро-Алай, X — Кулябская зона и Приамударынская впадина, XI — Вахш-Кафирниганская зона. Ост. усл. обозн. см. на рис. 1.

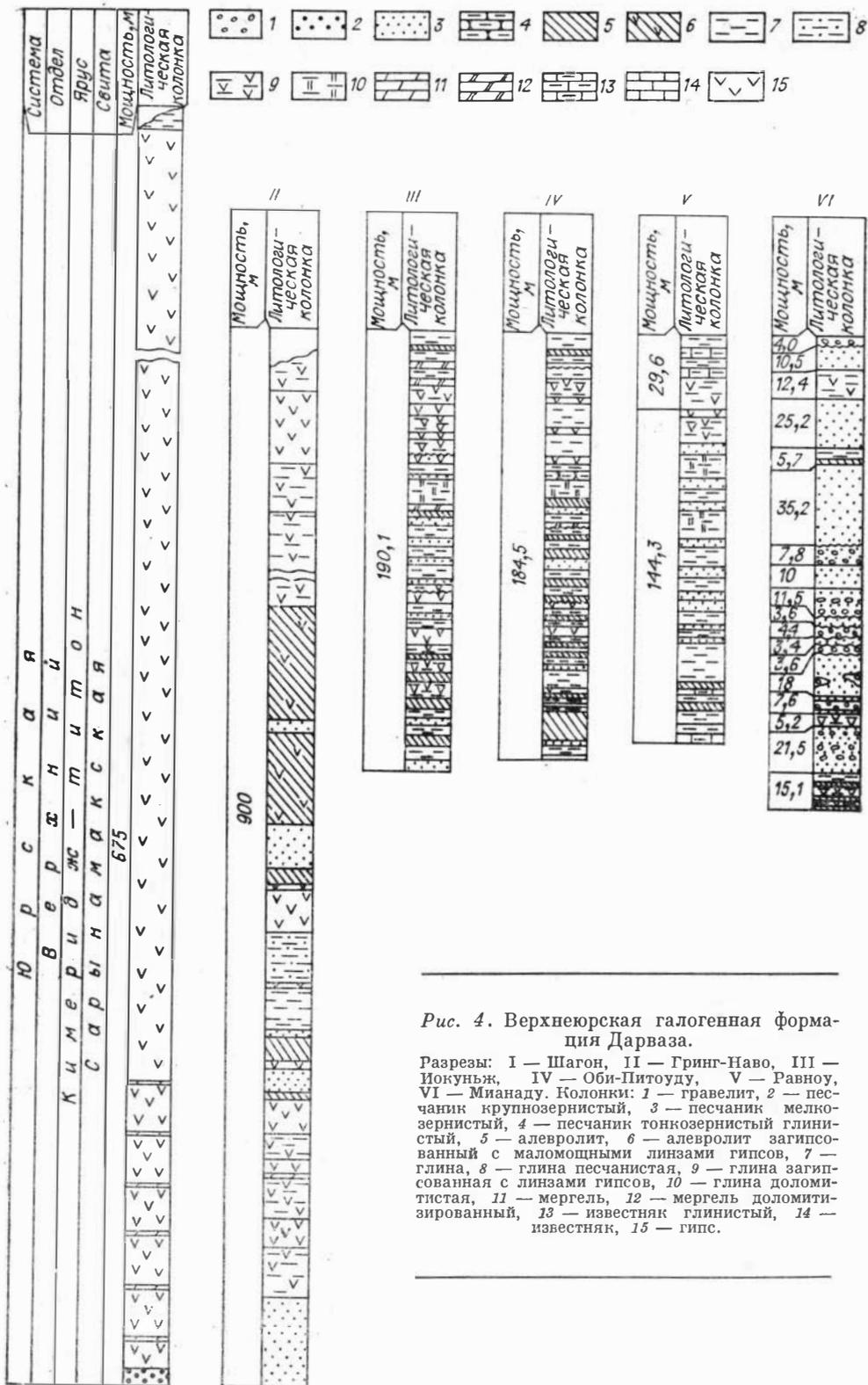


Рис. 4. Верхнеюрская галогенная формация Дарваза.

Разрезы: I — Шагон, II — Гринг-Наво, III — Иокуньж, IV — Оби-Питоуду, V — Равноу, VI — Мианаду. Колонки: 1 — гравелит, 2 — песчаник крупнозернистый, 3 — песчаник мелкозернистый, 4 — песчаник тонкозернистый глинистый, 5 — алевролит, 6 — алевролит заглипсованный с маломощными линзами гипсов, 7 — глина, 8 — глина песчаная, 9 — глина заглипсованная с линзами гипсов, 10 — глина доломитистая, 11 — мергель, 12 — мергель доломитизированный, 13 — известняк глинистый, 14 — известняк, 15 — гипс.

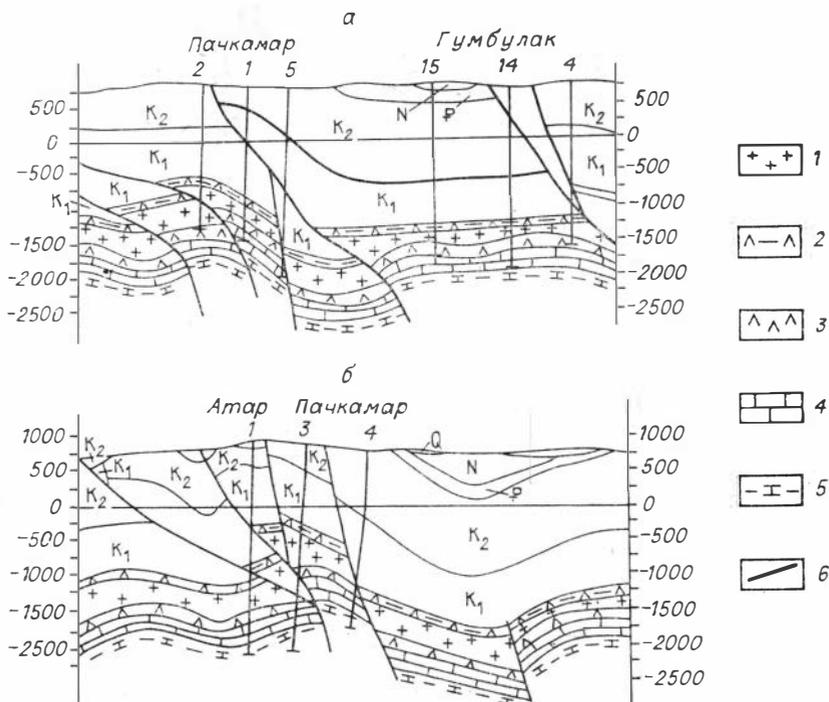


Рис. 5. Геологические профили верхнеюрских галогенной и карбонатной формаций юго-западных отрогов Гиссара (составил Деревянко).

а — через площади Пачкамар и Гумбулак; б — через Атар и Пачкамар. 1—5 — толщи: 1 — соленосная, 2 — глинисто-карбонатно-гипсовая, 3 — ангидритовая, 4 — карбонатная, 5 — карбонатно-глинистая; 6 — тектонические нарушения.

бурением на этой территории вскрыт весь разрез мела до верхнеюрской соленосной толщи на площадях Ляйлякан, Дасманага, Боянгара, Сангардак, Сев. Бабатаг, Курганча, Ренган, Кызымчек, Ялгызкак, Актау, но ни в одной скважине не обнаружены прослои или пласты каменной соли в альмурадской свите. В хребтах Ходжаказиан и Арук-Тау каменная соль выполняет прожилки в известняках маастрихта и генетически совершенно не связана с вмещающими породами.

Выявленная в последнее время палеоценовая (акджарская) каменная соль в Кулябской зоне [Ильин и др., 1979] пока изучена очень слабо, но, по предположению геологов-нефтяников, она широко здесь развита. Залегает каменная соль среди сульфатных отложений палеоцена. И если на площадях Бештентяк (скв. 19) и Сюльдузы (скв. 3) пласты каменной соли маломощны, сильно обогащены глинистым материалом и вполне могут рассматриваться как первичные, то в структурах Ходжа-Сартис и Северный Пушион их акджарский возраст весьма проблематичен. Те же фактические материалы позволяют дать иную интерпретацию возрастного положения этих пластов каменной соли (см. рис. 7). В пределах нефтепоисковых площадей Бештентяк и Сюльдузы прослой каменной соли также обнаруживаются повсеместно. Здесь соленосные пачки (мощностью 1—2 м) в основном представлены сульфатно-глинисто-галитовой породой, местами перемятой, в которой на долю галита приходится не более 50%. Чистый полупрозрачный галит с мелкими включениями глин имеет мощность до 26 см. Чаше каменная соль наблюдается в виде прослоев до 3—7 см. Эта соленосная пачка имеет сложное строение, максимальную мощность 7—10 м и сопоставляется с мощной (до 1000—2000 м) толщей каменной соли, развитой в пределах Северного Пушиона и Ходжа-Сарти-

са. Вопрос о соленосных отложениях акджарского возраста требует особого изучения и специального рассмотрения.

Наиболее интересный объект исследований — соляно-гипсовые отложения Юго-Западного Таджикистана (Таджикской депрессии). На этой солянокупольной территории каменная соль отмечается лишь во вторичном залегании на самых различных стратиграфических горизонтах: от верхнего мела до современных. Поэтому существуют различные точки зрения на возраст этой соли.

Анализ материалов позволяет уверенно выделить в депрессионной части Юго-Западного Таджикистана два типа разрезов галогенной формации. Первый развит в Кулябской (и предполагается в южной части Вахш-Кафирниганской) зоне. Наиболее характерные особенности этого типа разреза следующие: 1) соленосная толща имеет большую мощность, часто превышающую 1000 м; 2) каменная соль содержит очень незначительную примесь глинисто-терригенно-карбонатного и сульфатного материала; 3) в разрезе соляной толщи редки и маломощны слои сульфатных пород и глин.

Сторонники существующих гипотез образования соляных куполов доказывают, что последние возникают в областях развития мощных галогенных формаций: чем мощнее толща солей, тем ярче проявляется соляная тектоника, тем крупнее соляные тела. Это позволяет предполагать, что материнская верхнеюрская кулябская галогенная формация имеет мощную соляную толщу, сложенную чистой каменной солью. По-видимому, в материнской толще редки и маломощны прослои терригенных и сульфатных пород, ибо они непременно были бы отражены в разрезе соляных тел и во вторичном залегании. Подобные соляные толщи известны в Мургабской и Приамударьинской впадинах.

Второй тип разреза галогенной формации развит в Вахш-Кафирниганской зоне. Соляная толща этой территории имеет следующие характерные особенности: 1) мощность соляной толщи не превышает 250—350 м; 2) в соленосном разрезе отмечается пачка ангидритов мощностью 20—35 м, разделяющая соляную толщу на две части, а также ряд менее мощных пластов сульфатных и глинистых пород; 3) каменная соль обогащена сульфатной и пелитовой примесью.

Верхнеюрская соленосная серия согласно перекрывается глинисто-карбонатно-сульфатной толщей мощностью от 37 до 54 м, которую сменяют титонские (?) красноцветные отложения карабильской свиты, а еще выше красноцветы нижнего мела. Таким образом, верхнеюрский возраст соляной толщи не вызывает сомнения. Все перечисленные образования перемещены по надвигу. Роль «смазки», по-видимому, играла нижняя часть юрской галогенной формации.

В напряженных участках, в узлах, где пересекаются несколько тектонических нарушений, обнажаются соляные тела: Нурекский, Тутбулакский, Гирдобский, Санглакский и (переходного типа) Дарайнамакский. Они заметно отличаются от кулябских соляных куполов, которые в основном четко выделяются в рельефе в виде крупных куполовидных поднятий округлой формы. В разрезе они имеют грибовидную форму, с узкой «ножкой» (штоком), приуроченной, как правило, к присводовой части антиклинальных складок и уходящей корнями в верхнеюрскую соленосную толщу. «Шляпка гриба» — широкая, во много раз превышающая диаметр штока. Залегает каменная соль на различных горизонтах — от древнечетвертичных (кулябский комплекс) до верхнемеловых отложений. Выше солей наблюдается пачка сульфатных пород мощностью от 15 до 50 м, которые местами перекрываются древнечетвертичным илякским комплексом.

Для пластов каменной соли, обнажающихся в соляных куполах кулябской зоны, характерно следующее: 1) четкая горизонтальная (или по-

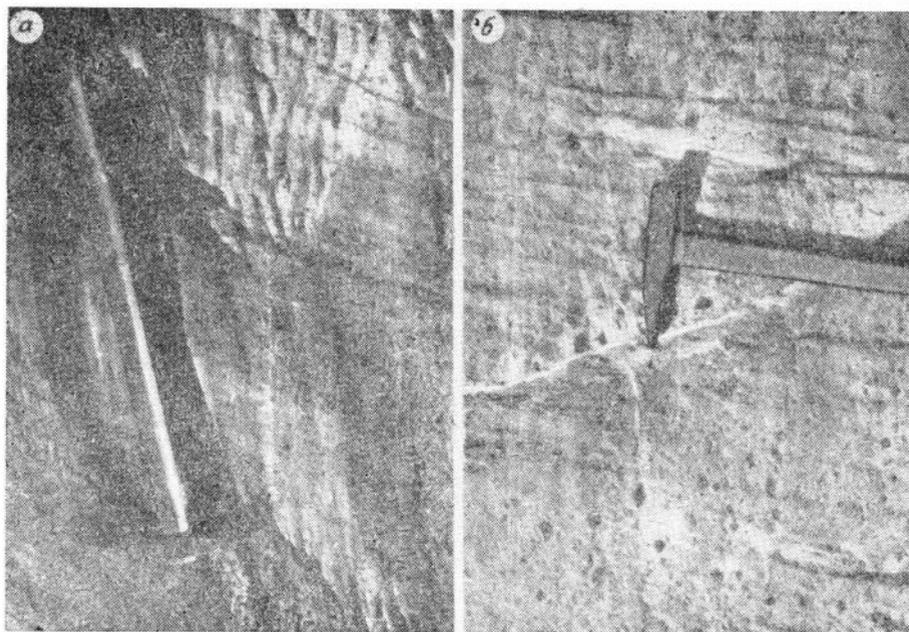


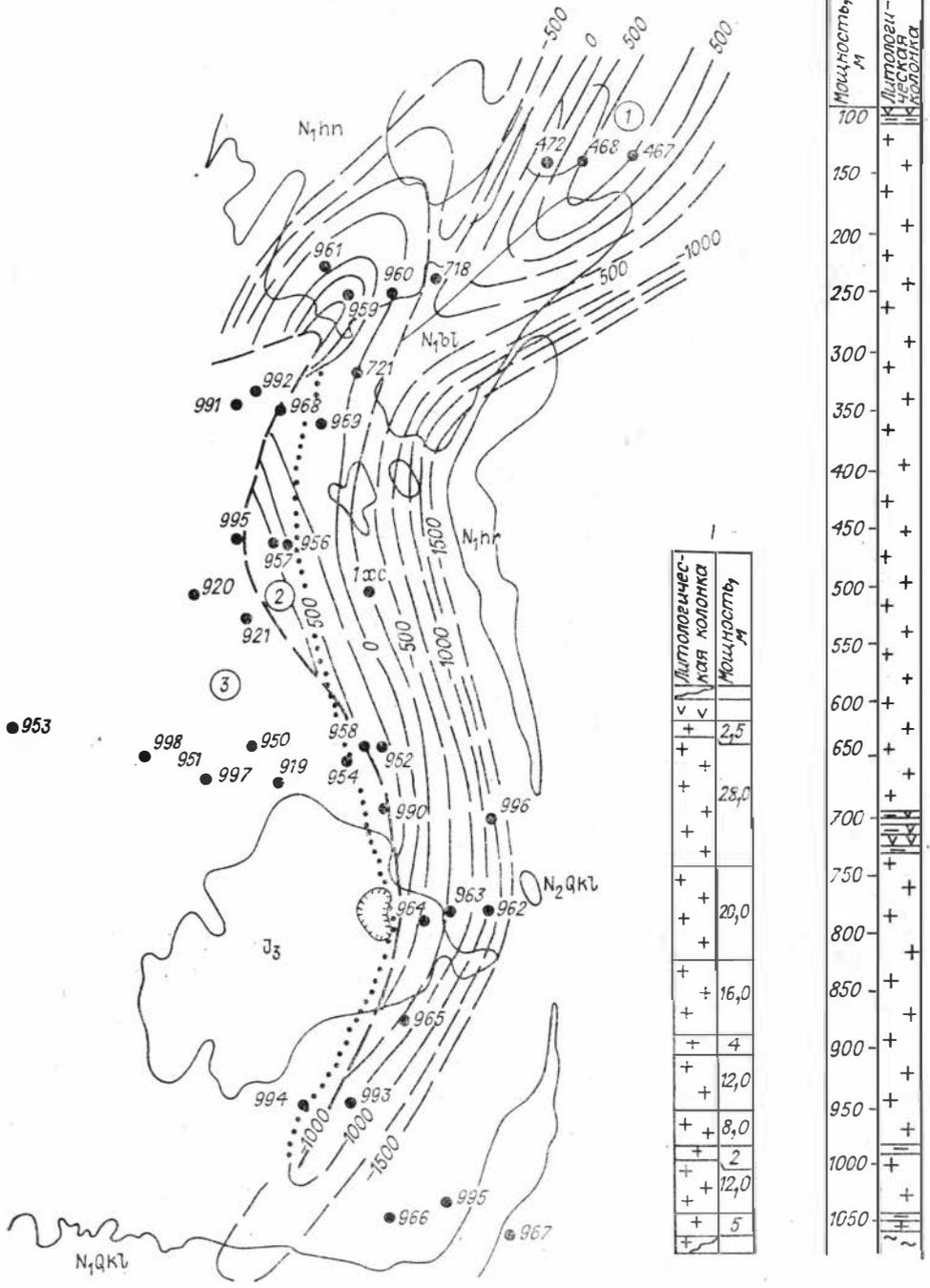
Рис. 6. Особенности строения каменной соли Ходжа-Мумин.
а — сезонная слоистость; *б* — глазковая текстура.

логая, с падением всегда в сторону ядра соляного тела) слоистость сезонного типа (рис. 6, *а*); 2) незначительное количество примеси сульфатно-глинистого материала; 3) наличие редких маломощных прослоев сульфатных пород и глин; 4) отчетливая глазковая структура (рис. 6, *б*), обусловленная многочисленными кристаллами водянотрачного галита (размером от 0,5 до 4—5 см), среди основной разнозернистой массы соли. Сезонная слоистость выражена ритмичным чередованием тонких слоев каменной соли различной окраски. Цвет пород изменяется от белого, светло-зеленого, светло-розовато-фиолетового до серого, темно-серовато-фиолетового за счет примеси пелитового материала.

В строении галогенной формации Кулябской зоны участвуют каменная соль, ангидриты (гипсы), глины. Первые составляют 90—93% всех пород разреза. Калийные минералы пока обнаружены в виде примеси. Нерастворимый осадок в каменной соли колеблется от 0,08 (белые соли) до 7,81% (коричневато-фиолетовые). Содержание хлористого натрия изменяется от 91,77 до 99,9%. Количество иода незначительное — чаще 0,0002%. Бром присутствует в весьма низких концентрациях — от 0,0001 до 0,0027% (в среднем 0,0012—0,0018%). Ангидриты и гипсы имеют отчетливую горизонтальную слоистость, выраженную чередованием слоев белых гипсов мощностью 3—4, реже 5—6 см и темных глинистых доломитов мощностью 3—4 мм. В нижней части карбонатные слои более мощные — до 6—8 мм.

Между толщей каменной соли и вышележащей пачкой ангидритов залегают линзы брекчий, слагаемые разной величины обломками (от 3—5 см до валунов) доломитовых известняков черного цвета. Мощность линз от 0,5 до 3—4 м.

Наиболее крупные соляные массивы, выраженные в виде отдельных куполов в рельефе, — это Ходжа-Мумин, Танапчи, Ходжа-Сартис (рис. 7). Размеры их изменяются от 8×8 до 10×11 км. Мощность соляной толщи в «шляпке гриба» достигает 900—1200 м и более. Штоки приурочены к



присводовой части антиклинальных складок. Соляные тела смещены в сторону синклинальных перегибов. У большинства взброшены восточные крылья. В западной части Кулябской зоны расположено крупное соляное тело Алимтай (рис. 8) в виде обширного вытянутого в северо-западном направлении плато, представляющего собой низкогорье с обрывистыми бортами, в которых обнажаются гипсы, реже каменная соль. Почти

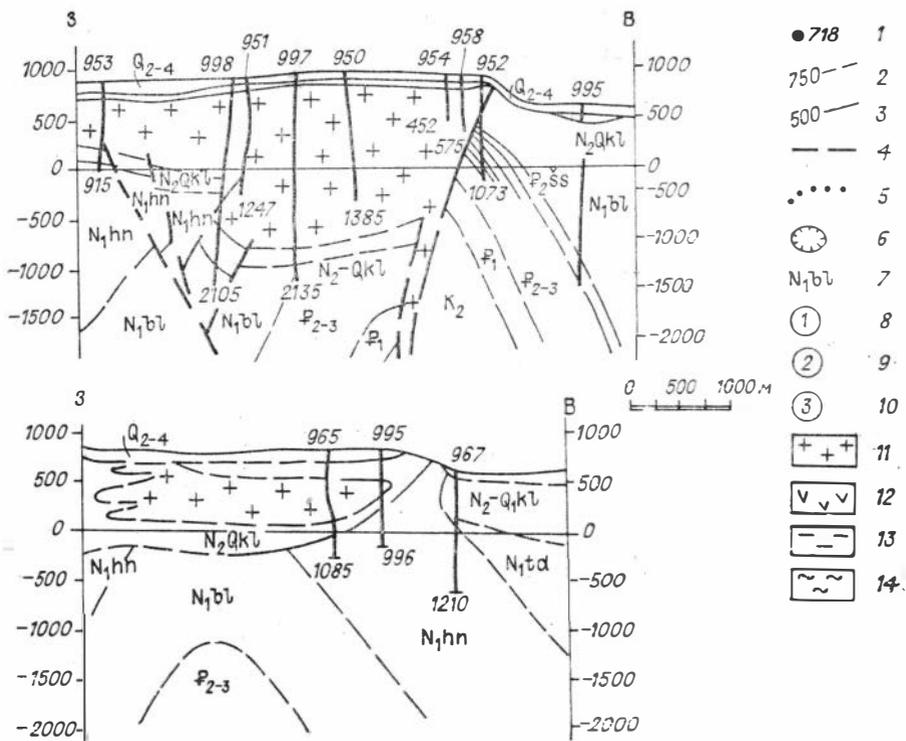


Рис. 7. Месторождение каменной соли Ходжа-Сартис (карта и профили составлены А. В. Молчановым, Б. С. Шакаровым, Я. Ш. Коган).

1 — номера скважин; 2, 3 — изогипсы кровли палеогена (2 — достоверные, 3 — предполагаемые); 4 — тектонические нарушения; 5 — предполагаемая линия тектонического контакта солей с кровлей бухарских слоев палеогена; 6 — главная карстовая воронка; 7 — контуры обнажения; 8 — Южно-Пушионская антиклиналь; 9 — Ходжа-Сартиская антиклиналь, восточный блок; 10 — то же, западный блок; 11 — соли; 12 — гипсы, ангидриты; 13 — глины; 14 — красноцветы кулябского комплекса. I — разрез соляной толщи по карстовой воронке; II — разрез соляной толщи по скв. 998.

вся его поверхность перекрыта гипсами или четвертичными отложениями. Размеры соляного массива 30—35×10—12 км. Он разбурен несколькими субширотными профилями. Вскрытая мощность соляной толщи изменяется от 185 до 1106 м. По данным С. М. Чихачева, на соляном куполе Алимтай при бурении наблюдаются три горизонта каменной соли, обогащенной сильвиниом (от 3,5 до 10,4%).

В последние годы детально изучался соляной купол Северный Пушион (рис. 9), который ранее выделялся только по соляным источникам [Осичкина, Бергман, 1958]. Бурением установлено, что каменная соль этого купола не имеет признаков слоистости. По разрезу встречаются прослои ангидритов, которые часто содержат комочки красной глины. Соляное тело купола Северный Пушион относится к криптодиапировым структурам и имеет первичную (непереотложенную) каменную соль.

Ю. Н. Пильгуй (1976), анализируя аэрофотоснимки, высказывает мнение о наличии на территории Кулябской зоны значительного количества погребенных под четвертичными отложениями соляных тел. В частности, он считает, что на массиве Алимтай присутствует, по крайней мере, три отдельных соляных тела.

Для каменной соли Вахш-Кафирниганского типа разреза характерны также следующие особенности: 1) частая встречаемость доломито-сульфатных пород; 2) отсутствие слоистости и 3) отсутствие глазковых структур. В строении галогенной формации участвуют каменная соль (до 55—

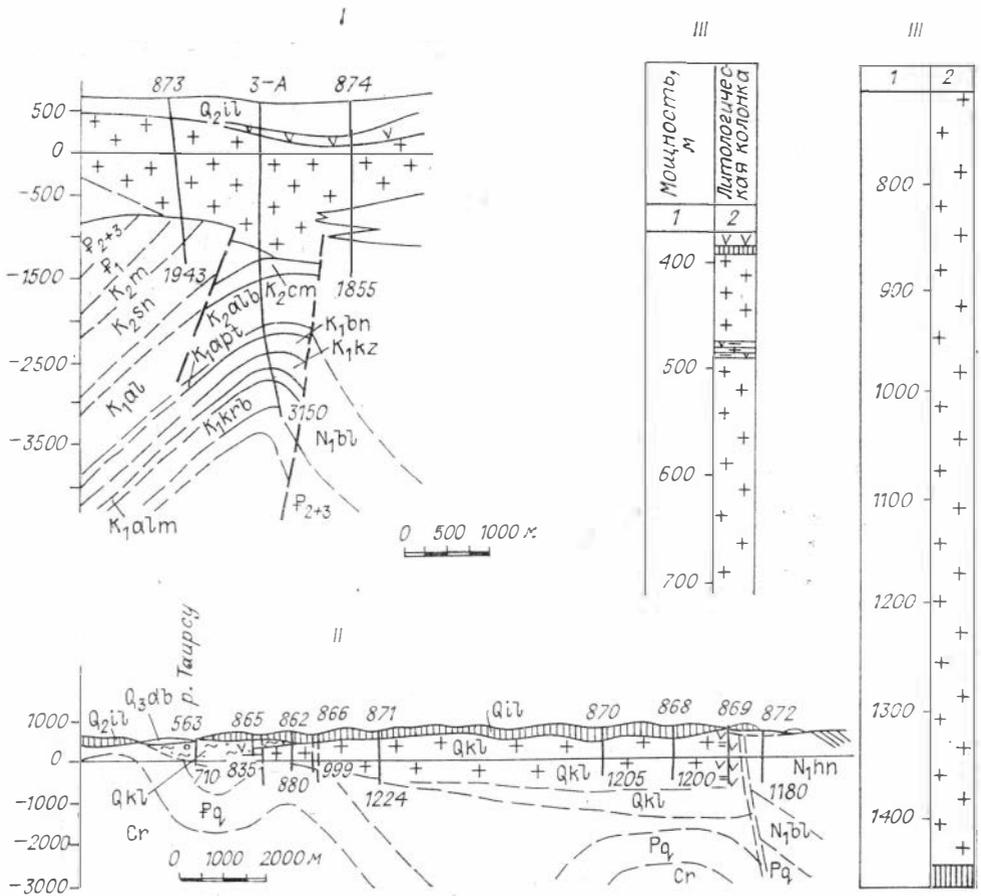


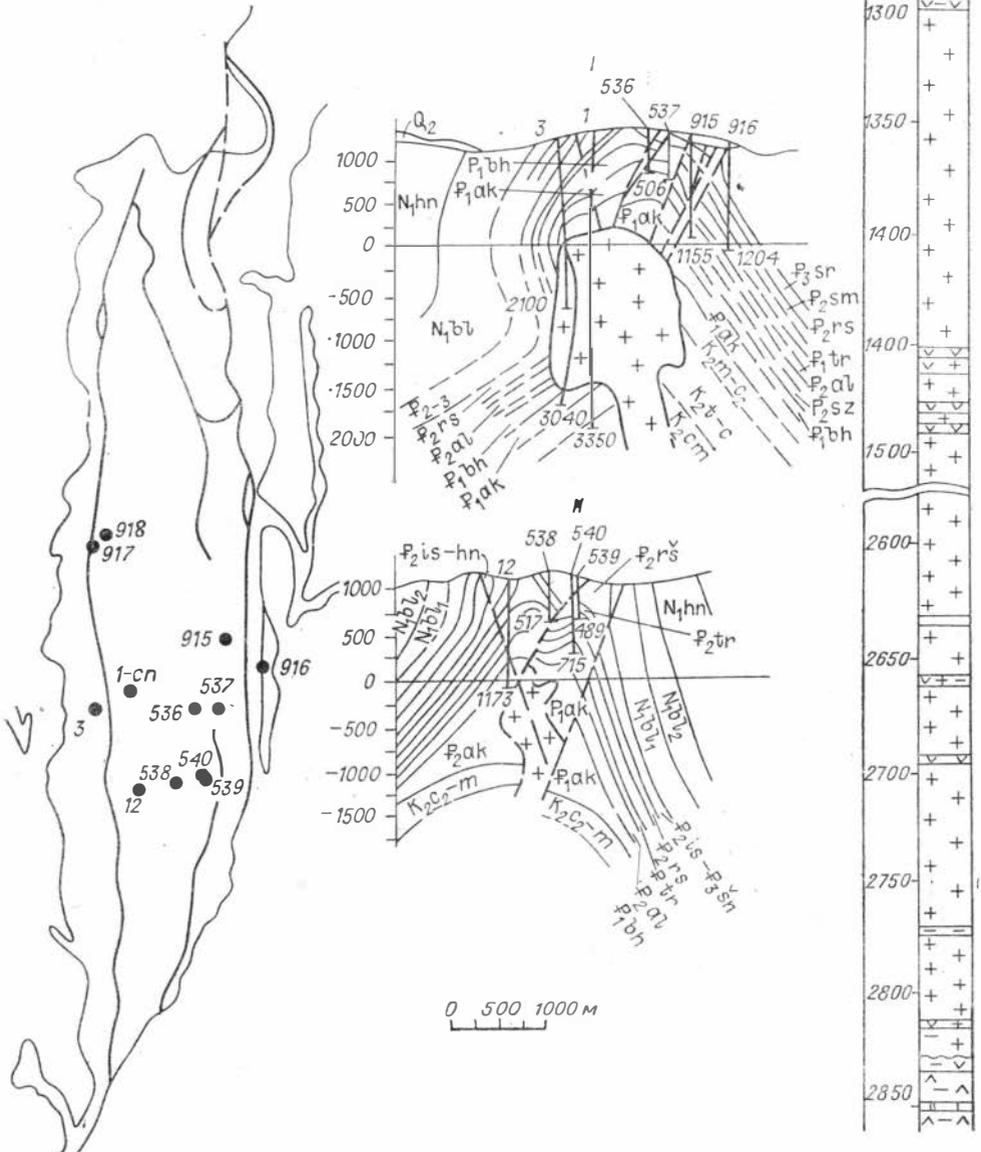
Рис. 8. Месторождение каменной соли Алимтай.

I, II — геологические профили (составили: I — Ю. К. Ковальчук; II — А. В. Молчанов); III — разреза соляной толщи по скв. 860. Ост. усл. обозн. см. на рис. 7.

70%), ангидриты (15—25%), карбонатные породы (5—7%), глины (5—8%). Нередко отмечают смешанные карбонатно-сульфатные породы, состоящие на 30—40% из карбонатов и 60—65% из сульфатов. Ангидритовые пласты слоистые. Каменная соль содержит заметную примесь пелитового материала. Содержание нерастворимого осадка изменяется в широких пределах — от 1,16 до 42,62%. Количество хлористого натрия колеблется от 62,37 до 97,3%. Содержания брома в каменной соли Кафирниганской группы месторождений от 0,0018 до 0,0096%, а в Вахшской (Тут-Булак, Рагун) — иногда до 0,238%. Особенно высоки они в Нуреке — от 0,11 до 0,91%.

Соляные тела Вахш-Кафирниганской зоны (Нурек, Тут-Булак) имеют небольшие размеры (1×1,5 км) и малую мощность (от 123 до 497 м) (рис. 10). В соленосной толще отмечается слоистость, по-видимому, сезонного типа. Выражена она неравномерным чередованием слоев каменной соли, ангидритов, глин и галопелитов. Наборы пород в годовой пачке не выдерживаются, часто выпадают ангидритовые или пелитовые слойки. Мощности слойков обычно варьируют в пределах 2—5 см. Слои светло-серой каменной соли часто достигают 10—12 см. Отчетливая ритмичность, какая наблюдается в каменной соли Кулябской зоны, здесь не устанавливается. В каменной соли отмечается глазковая текстура. Мощность покровных ангидритов от 17 до 90 м. В них обнаруживается горизонталь-

Рис. 9. Месторождение каменной соли Северный Пушиноп.
 II — геологические профили (составила З. И. Луценко); III — разрез соляной
 толщи по скв. 3. Ост. усл. обозн. см. на рис. 7.



ная слоистость, выраженная чередованием сульфатных (8—15 мм) и доломитовых (1—6 мм) слоев. Между соляной толщей и покровными ангидритами на Тут-Булакской площади спорадически появляются линзы брекчий, аналогичные описанным в Кулябской зоне.

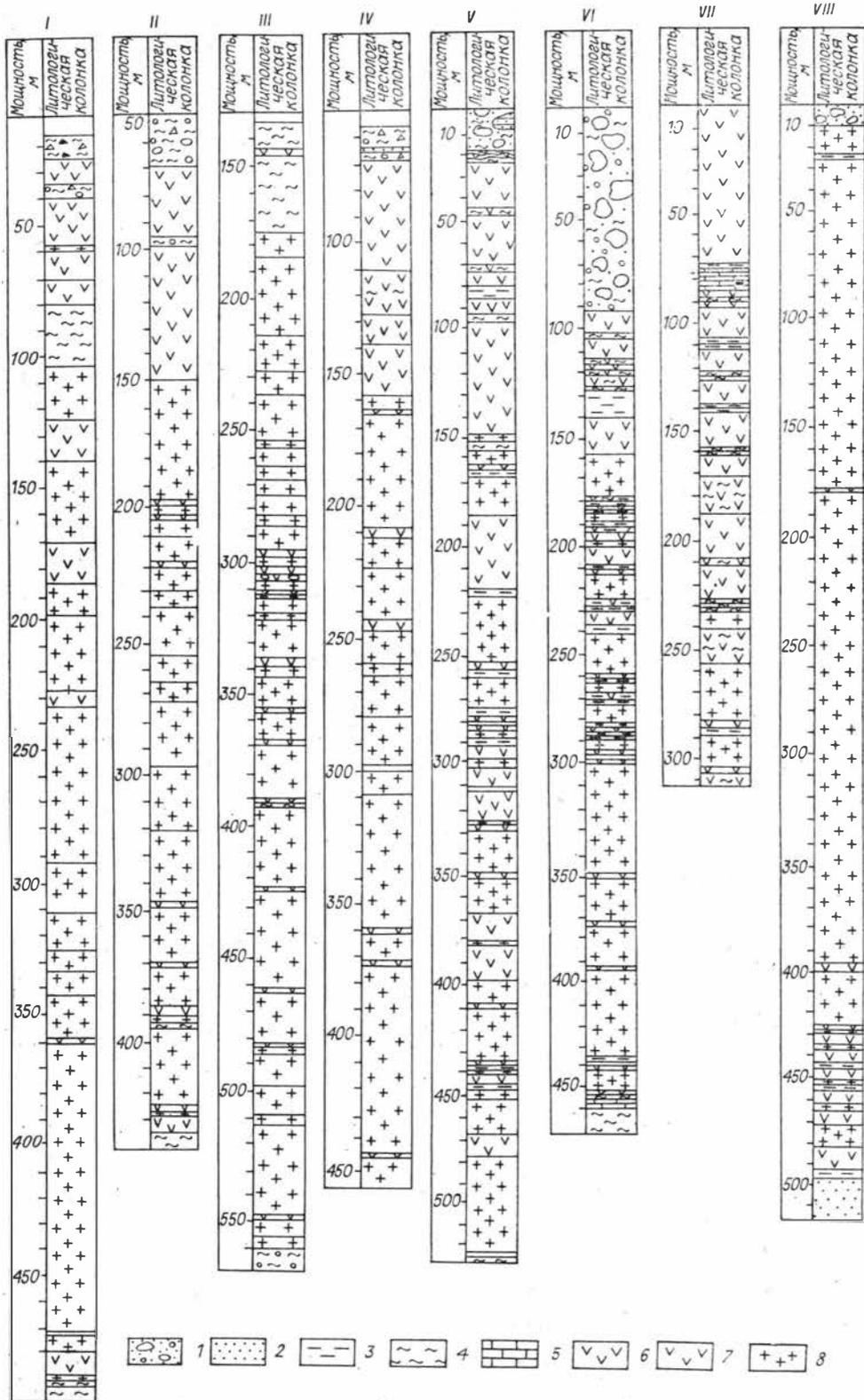


Рис. 10. Разрезы галогенной формации соляных тел Вахш — Кафирниганской зоны. I—IV — месторождение Тут-Булак: I — скв. 3, II — скв. 7, III — скв. 8, IV — скв. 10; V—VIII — месторождение Нурек: V — скв. 2, VI — скв. 5, VII — скв. 13, VIII — скв. 18. 1 — галечник; 2 — песчаник; 3 — глина серая; 4 — глина красноцветная; 5 — известняк; 6 — ангидрит; 7 — глинисто-гипсовая порода; 8 — каменная соль.

ЛИТЕРАТУРА

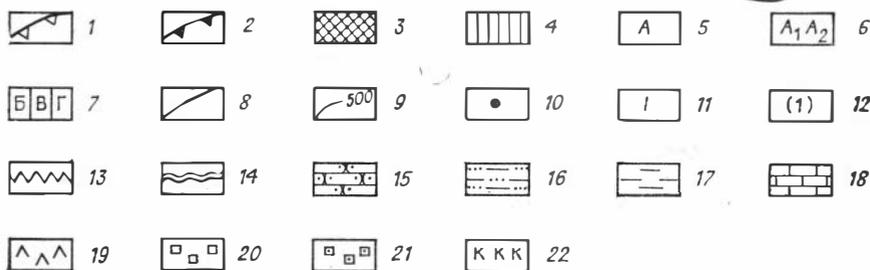
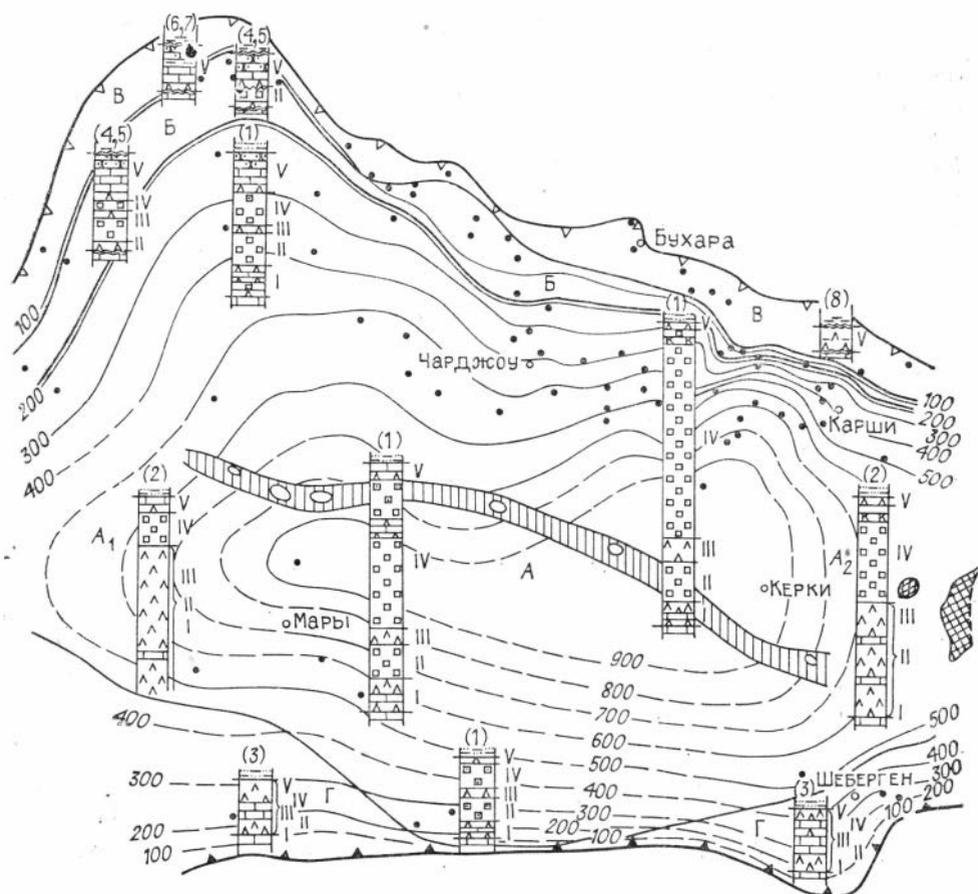
- Бабаев А. Г., Раубходжаева Т. С. Соляно-ангидритовая формация юго-восточной части Бухаро-Хивинской области и ее роль в формировании залежей нефти и газа. М.: Недра, 1972. 176 с.
- Борнеман Б. А. Соляные отложения Кулябского района.— В кн.: Труды Таджикско-Памирской экспедиции 1932 г. Вып. 2. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1934, с. 134—143.
- Борнеман Б. А., Губин И. Е., Луппов И. П., Овчинников С. К., Чихачев П. К. Соляные месторождения Юго-Западного Таджикистана. Л.: ОНТИ, Химтеорет, 1935. 114 с.
- Браташ В. И. О границе между юрской и меловой системами в южных районах Средней Азии.— В кн.: Тектоника Туркмении и сопредельных территорий. М.: Наука, 1966, с. 224—238.
- Браташ В. И., Егупов С. В., Печников В. В., Шеломенцев А. И. Геология и нефтегазопосность севера Афганистана. М.: Недра, 1970. 288 с.
- Бурачек А. Р. Третичные континентальные отложения Юго-Западного Таджикистана.— В кн.: Труды Таджикско-Памирской экспедиции 1932 г. Вып. 2. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1934, с. 49—58.
- Гиммельфарб Б. М. Среднеазиатские калийные залежи.— В кн.: Гаурдакский химический комбинат. Т. II. Ч. 1. Ашхабад — Баку: Туркменгосиздат, 1934, с. 28—35.
- Ильин В. Д., Широков В. Я., Котеняткина Г. Е., Ковальчук Ю. К. Возраст соленосных отложений и перспективы нефтегазоносности верхнего мела Юго-Западного Таджикистана.— В кн.: Геология, методы поисков и разведки месторождений нефти и газа. Вып. 6. ЭИВИЭМС, 1979, с. 1—9.
- Котеняткина Г. Е. К вопросу о соляной тектонике Таджикской депрессии.— В кн.: Проблемы нефтегазоносности Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1974, с. 82—85.
- Лучников В. С. Стратиграфия юрских отложений Дарваза.— Сов. геология, 1973, № 6, с. 38—49.
- Лучников В. С., Юшина Н. Д. О возрасте галогенной формации юго-востока Средней Азии.— Докл. АН ТаджССР, 1973, № 9, с. 39—41.
- Осицкина Р. Г., Бергман А. Г. Соляные месторождения Южного Таджикистана. Соляные месторождения Кулябской группы.— В кн.: Исследования в области химии редких металлов и солей. Сталинабад: Изд-во Ин-та химии АН ТаджССР, 1958, с. 153—170.
- Петров Н. П. Строение гаурдакской свиты юго-западных отрогов Гиссарского хребта.— Докл. АН УзССР, 1949, № 3, с. 45—49.
- Петров Н. П. Месторождение каменной соли Ходжа-Мумин.— В кн.: Литология и осадочные полезные ископаемые Узбекистана. Ташкент: ФАН, 1966, с. 104—116.
- Пильгуй Ю. Н. Опыт применения дешифрирования аэрофотоснимков при выявлении соляных куполов и разрывных нарушений (Кулябская мегасинклиналь).— В кн.: Проблемы нефтегазоносности Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1976, с. 86—91.
- Репман Е. А. О возрасте гаурдакской свиты юго-западных отрогов Гиссарского хребта.— В кн.: Сборник научных трудов ИГиГ АН УзССР и Главгеологии УзССР. Вып. 3. Ташкент: Наука, 1964, с. 114—120.
- Садыков Т. С. Геология, литолого-геохимические особенности и условия образования месторождений солей Таджикской депрессии.— В кн.: Проблемы соленакпления. Т. 1. Новосибирск: Наука, 1977, с. 294—297.
- Седлецкий В. И. Новые данные о соленосных отложениях Хива-Мургабской впадины мегантиклинали Юго-Западного Гиссара.— Геология нефти и газа, 1970, № 9, с. 29—34.
- Седлецкий В. И., Байков А. А. О нижнемеловых соляных отложениях Средней Азии.— В кн.: Геология и калиеносность Сибирской платформы и других районов соленакпления СССР. М.: Наука, 1970, с. 252—254.
- Седлецкий В. И., Попов В. С., Деревягин В. С., Пилипчук А. И. Геологическое строение, калиеносность и условия образования верхнеюрских и меловых соленосных отложений юга СССР.— В кн.: Проблемы соленакпления. Т. 1. Новосибирск: Наука, 1977, с. 270—285.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ПОЗДНЕЮРСКОЙ СОЛЕНОСНОЙ ФОРМАЦИИ ВОСТОЧНОГО ТУРКМЕНИСТАНА

Соленосную формацию верхней юры отличают хорошо выраженная специализация типов пород и чрезвычайно четкая позиция в вертикальном ряду формаций осадочного чехла. В Восточном Туркменистане и прилегающих районах Западного Узбекистана и Северного Афганистана соленосная формация распространена на площади около 250 тыс. км². Она обнажается на поверхности в юго-западных отрогах Гиссарского хребта и вдоль Донгузсырт-Чешминской тектонической линии (структуры Донгузсыртская, Келифская, Шальгеричбабинская), на всей остальной территории кровля формации погружена на глубину от 1700 до 3750 м. Однако эта территория является лишь западной частью солеродного бассейна, разобщенного складчато-глыбовым сооружением Юго-Западного Гиссара с его восточной частью, которая охватывает всю Афгано-Таджикскую депрессию. В западной части солеродного бассейна, которую в дальнейшем удобно выделять под названием Туркменского солеродного суббассейна, достаточно отчетливо прослеживается макроразнообразие, намеченная на основании следующих признаков: а) мощность формации, б) набор пород, составляющих разрез формации, в) соотношение с подстилающими и перекрывающими породами, г) глубина залегания (см. рисунок).

Наибольшую площадь занимает внутренняя часть суббассейна (зона А) — около 180 тыс. км². Здесь развиты разрезы соленосной формации, состоящие из ангидритов и каменной соли. В основании формации внутренней части суббассейна имеется переходная пачка, состоящая из ангидритов, переслаивающихся с известняками. Наличие такой переходной пачки надежно свидетельствует о постепенной, непрерывной смене карбонатного породобразования сульфатно-галогенным [Алланов, Гаврильчева, 1977; Гаврильчева, 1980]. Вместе с тем во внутренней зоне известны примеры залегания соленосной формации на карбонатной с глубоким размывом. Наиболее ярко такой тип соотношений между соленосной и карбонатной формациями выражен в Гаурдакском районе, где его можно визуальное и инструментально закартировать [Кутузов, 1976]. Внутренняя зона с севера и юга окаймляется внешними зонами, которые выделены под индексами Б, В, Г. В западной части суббассейна мы пока не располагаем материалом для трассирования внутренней зоны, а восточная граница располагается далеко за пределами исследуемой территории.

Внешние зоны занимают по сравнению с внутренней гораздо меньшую площадь. В северной части суббассейна выделены две такие зоны (Б, В). Их площадь составляет в сумме более 30 тыс. км². Здесь развиты сокращенные разрезы формации. Общим для этих зон является залегание соленосной формации на подстилающих карбонатных отложениях со стратиграфическим перерывом [Гаврильчева, 1978]. Точно так же со стратиграфическим перерывом их перекрывают нижнемеловые отложения. Разрез соленосной формации в зонах Б и В сложен главным образом ангидритами и известняками, соль встречается только в зоне Б. Отличительная черта этих зон — различная полнота разрезов формации. Так, в зоне Б, окаймляющей внутреннюю часть суббассейна, каменная соль встречена лишь в виде одного или двух маломощных пластов. В зоне В, за пределами которой соленосная формация вообще не накапливалась, в разрезах каменной соли нет. Внешняя зона Г площадью до 30 тыс. км² окаймляет внутреннюю часть суббассейна с юга. В ее пределах анализи-



Амударьинская синеклиза. Схема строения и распространения соленосной формации верхней юры (составила Л. Г. Гаврильчева).

Границы распространения формации: 1 — обусловленная постепенным выклиниванием формации, 2 — обусловленная разломом, 3 — отсутствие формации; 4 — зона соляных дислокаций; фациальная зональность солеродного бассейна: 5 — внутренняя часть солеродного бассейна, 6 — подзоны, переходные к смежным структурно-формационным областям, 7 — окраинные зоны солеродного бассейна, 8 — граница между выделенными фациальными зонами; 9 — изолинии мощностей; 10 — скважины, вскрывшие формацию на полную мощность; 11 — свиты в разрезе формации; 12 — типы разреза формации (литолого-фациальные комплексы): (1) — (3) — полные, (4) — (8) — сокращенные; 13 — внутриформационные размывы, 14 — межформационные размывы; породы: 15 — песчаники, 16 — алевролиты, 17 — глины, 18 — известняки, 19 — ангидриты, 20 — соли, 21 — соли с терригенным материалом, 22 — калийные соли.

руемая формация сложена преимущественно сульфатными породами, но соотношение ее с вмещающими толщами точно такое же, как и во внутренней зоне. Здесь затруднено расчленение разрезов на литологические свиты из-за монотонного облика слагающих их пород. Осадконакопление в данной зоне контролировалось разломом с юга, о чем свидетельствует резкий перепад мощности формации вблизи Бадхыз-Майманской группы поднятий.

Таким образом, макроразнообразие разрезов формации определяет наличие различных зон в пределах солеродного суббассейна. Каждая из зон имеет свои отличительные черты, обусловленные особенностями осадконакопления. Это и принято за основу выделения типовых эталонных разрезов формации. К категории полных отнесены разрезы, содержащие все элементы сводного разреза формации суббассейна. По этому признаку на исследуемой территории выделены два типа разрезов соленосной формации: полный и сокращенный. Различия между ними прослеживаются не только по классификационным признакам, но еще и по структуре и истории развития районов их размещения.

На отдельных участках солеродного суббассейна, где не прослеживается резких различий в строении разреза, литологические свиты надежно коррелируются [Бабаев, Раубходжаева, 1972]. В контуре всего солеродного суббассейна такая корреляция затруднена, так как разрезы формации центральной части сложены одними породами (ангидритами или солью), а окраинных — другими (известняками). В связи с этим принята цифровая индексация свит (I—V), дополняемая сведениями о составе пород.

Полные разрезы характерны для внутренней части солеродного суббассейна и отчасти для его южной окраины. Среди них по литолого-фациальным особенностям слагающих их пород обособляются следующие три подтипа: 1) сульфатно-хлоридный, уверенно расчленяющийся на свиты и максимально обогащенный каменной солью; 2) хлоридно-сульфатный, не поддающийся расчленению на свиты, но, несомненно, имеющий в своем разрезе эквиваленты всех свит, выделенных в сульфатно-хлоридном подтипе; 3) карбонатно-сульфатный, не содержащий каменной соли, но обогащенный карбонатными породами морского генезиса.

Сульфатно-хлоридный подтип полных разрезов распространен несколько шире остальных и отличается более или менее отчетливой обособленностью слагающих свит за счет сосредоточения в объеме каждой из них ведущего петрографического типа пород. Это и обеспечивает надежность посвитной корреляции таких разрезов, даже для площадей далеко отстоящих друг от друга. Для рассматриваемого подтипа характерны максимальные мощности и, как правило, согласное залегание среди вмещающих толщ. Последовательность залегания свит, а также мощности соленосной формации показаны на рисунке. Данный подтип полных разрезов занимает внутреннюю часть солеродного суббассейна (зона А). Граница его распространения проходит вдоль восточного склона Центрально-Каракумского поднятия на северо-западе, вблизи Наинской группы структур на севере, по северо-западному окончанию Чарджоуской ступени (вблизи структур Гугуртли, Даяхатыл, Кульбешкак, Аккум, Кандым) и вдоль зоны Бухарского разлома на северо-востоке. На юге сульфатно-хлоридный подтип развит только вблизи Карабильского поднятия, около Бадхызского и Майманинского поднятий замещается карбонатно-сульфатным подтипом, а в Шатлыкском и Гаурдакском районах — хлоридно-сульфатным. Снизу вверх в сульфатно-хлоридном подтипе полных разрезов выделяются I—V литологические свиты. Однако их состав от центра суббассейна к периферии несколько изменяется, причем наиболее резко по верхней V свите.

С в и т а I (карбонатно-ангидритовая) в сульфатно-хлоридном подтипе полных разрезов залегает чаще согласно, но местами с размывом на карбонатной формации и согласно перекрывается каменной солью свиты II (нижняя галитовая). Слагают свиту I главным образом ангидриты, содержащиеся в нижней части разреза пласты известняков. Хорошая коррелируемость свиты на большой площади позволяет выделить в пределах суббассейна зону распространения опорных разрезов данной свиты, представленной в наиболее типичном составе (зона А). Максимальная

мощность в осевой зоне суббассейна 80—100 м (площади Байрам-Али, Сундукли), а также на близрасположенных структурах Чарджоуской ступени и Бешкентского прогиба (Култак — 140 м, Шуртан — 100 м). На площадях Чарджоуской ступени, расположенных в юго-восточной части, в разрезе свиты увеличивается доля карбонатных пород (Самантене, Метеджан). К северу мощность свиты I постепенно уменьшается и изменяется от 50 м (Фараб, Бабаарап) и 90 м (Багаджа) вплоть до полного выклинивания на восточном склоне Центрально-Каракумского поднятия, вблизи Наинской группы структур на севере и в пределах северо-западного окончания Чарджоуской ступени. В северо-западной части суббассейна в разрезе свиты появляются прослой и линзы каменной соли мощностью 10—20 м (Кирпичли, Бабаарап). У юго-восточного окончания Бухарского разлома свита I также выклинивается, за его пределами вообще отсутствует. Свита сохраняет четкое положение в разрезе формации к югу от осевой зоны до Карабильского поднятия, где контур ее распространения совпадает с зоной разлома. Мощность свиты I на данном участке суббассейна не испытывает резкого изменения и составляет 80—85 м (Байрам-Али, Каракель). Преобладают в разрезе свиты ангидриты, обогащенные карбонатными разностями пород. Вблизи Бадхызского и Майманинского поднятий, а также на Шатлыкском и Гаурдакском участках свита I сливается с вышележащими свитами II и III. Мощность ее не может быть определена достоверно из-за плохой коррелируемости разрезов формации. Эти участки выделены как зоны распространения разрезов, тождественных опорным, но с неуверенно определяемым объемом свиты I.

С в и т а II (нижняя галитовая) представлена в основании серовато-белым или бесцветным крупнокристаллическим галитом, содержащим включения и пропластки ангидрита. Опорные разрезы ее слагают всю внутреннюю часть солеродного суббассейна; здесь они имеют наиболее типичный состав, залегают без следов перерыва на подстилающей карбонатно-ангидритовой свите и согласно перекрываются ангидритами свиты III. Максимальные мощности свиты II тяготеют к двум депрессионным участкам осевой зоны, простирающейся субширотно. Первый оконтуривается по изопахите 200 м восточнее Байрам-Али, второй — по структурам юго-восточного окончания Чарджоуской ступени и Бешкентского прогиба, где мощность свиты 200—250 м (Култак, Памук). Отсюда к северу мощность закономерно сокращается и в контуре развития сульфатно-хлоридного подтипа полных разрезов изменяется от 30 до 140 м (Северный Балкуи, Северный Чешме, Наразым). В отличие от свиты I нижняя галитовая свита имеет большую площадь распространения, она прослеживается и за пределами зоны полных разрезов, образуя основание сокращенных разрезов формации на восточном склоне Центрально-Каракумского поднятия, на площадях Наинской группы структур и северо-западном окончании Чарджоуской ступени, а также на единичных структурах юго-восточного погружения Бухарской ступени. Отложения свиты II на этих участках залегают непосредственно на размытой поверхности карбонатной формации. На карте, где свита II залегает с перерывом на подстилающих слоях карбонатной формации, выделена зона Б. Мощность свиты здесь составляет 10—50 м, каменная соль мелкозернистая и загрознена терригенным материалом. На площадях, расположенных вблизи Бухарского разлома, мощность свиты II колеблется от 80 до 160 м (Западный Майнамак, Северный Камаш). На Бухарской ступени свита II развита только в пределах площади Каракум. К югу от осевой зоны свита II сохраняет четкое положение в разрезе до Карабильского поднятия, где контур ее распространения совпадает с зоной разлома. Мощность свиты на данном участке суббассейна изменяется от 65 до 140 м (Каракель, Байрам-Али). Каменная соль в основной массе бесцветная, вблизи разлома содержит точечные включения бурого терригенного материала. Около

Бадхызского и Майманинского поднятий, а также на Шатлыкском и Гаурдакском участках свита II замещается сульфатными породами, контур ее распространения здесь намечается условно. Разрезы этих районов определены как тождественные опорным, но с неувверенно выделяемым объемом свиты II.

С в и т а III (средняя ангидритовая) в сульфатно-хлоридном подтипе полных разрезов сложена главным образом или исключительно серовато-белыми плотными ангидритами, обогащенными местами включениями и прожилками карбонатного вещества. Прослой и кристаллики галита тяготеют к литологическим границам в разрезе. Зона распространения опорных разрезов занимает наибольшую площадь, в ее пределах свита III залегает между двумя галитовыми свитами и отличается хорошей коррелируемостью. Максимальная мощность свиты III отмечается в осевой зоне суббассейна, по изопахите 200 м, в районе Сундукли. На юго-восточном погружении Чарджоуской ступени мощность свиты изменяется от 30 до 100 м (Фараб, Култук, Айзават), уменьшаясь к северо-западу и к зоне Бухарского разлома до 10—20 м (Кирпичли, Кабаклы, Северный Камаш). Площадь распространения свиты III больше, чем свиты I, но несколько меньше площади, занятой нижней галитовой свитой. Она прослеживается в сокращенных разрезах формации по восточному склону Центрально-Каракумского поднятия, в районе Наипской группы структур на севере, на площадях северо-западной части Чарджоуской ступени. Распространена она и в зоне развития сокращенных разрезов на площади Каракум (Бухарская ступень). К югу от осевой зоны свита имеет четкое положение в сульфатно-хлоридной разновидности полных разрезов до Карабильского поднятия, где контур ее распространения совпадает с зоной разлома. Мощность свиты на данном участке суббассейна составляет 30—50 м (Байрам-Али, Каракель). Вблизи Бадхызского и Майманинского поднятий, а также на Шатлыкском и Гаурдакском участках коррелируемость свиты III снижается из-за преимущественно сульфатного состава формации. В их пределах свита III залегает среди ангидритов, тогда как в центральной части суббассейна — среди каменной соли.

С в и т а IV (верхняя галитовая) в сульфатно-хлоридном подтипе разрезов занимает наибольший объем в общей мощности формации (от 650 до 670 м). Внутренняя часть солеродного суббассейна, где данная свита залегает согласно на подстилающих ее ангидритах и представлена наиболее типичными разрезами, выделена как зона распространения опорных разрезов свиты IV. Сложена свита серовато-белой или розовой крупнокристаллической каменной солью, содержащей достаточно часто линзовидные прослой ангидрита. В западной части суббассейна в верхах свиты количество таких прослоев возрастает, здесь же появляются прослой доломитизированного известняка и примесь терригенного материала. Мощность свиты IV максимальна в осевой зоне суббассейна. К северу от осевой зоны она сокращается, а на юго-восточном окончании Чарджоуской ступени ее мощность составляет 200—400 м (Фараб, Култук, Айзават), уменьшаясь к зоне Бухарского разлома до 110—40 м (Зекры, Северный Камаш). К северо-западу от осевой зоны суббассейна мощность свиты IV изменяется от 30 до 370 м (Северный Балкуи, Наразым). Свита IV прослеживается, как и свита III, в сокращенных разрезах формации на восточном склоне Центрально-Каракумского поднятия, в районе Наипской группы структур на севере, на площадях северо-западной части Чарджоуской и на нескольких площадях юго-восточного окончания Бухарской ступеней. К югу от осевой зоны мощность свиты IV составляет 230—330 м (Андхой, Майская), уменьшается по мере приближения к Карабильскому поднятию до 40 м (Каракель); контур ее распространения здесь совпадает с зоной разлома. Галит в разрезе свиты вблизи разлома содержит точечные включения бурого терригенного материала или обильные

включения светло-серой карбонатной глины. Около Бадхызского и Майманинского поднятий свита IV замещается сульфатными породами, но в отличие от предыдущих свит коррелируется на отдельных площадях Шатлыкского и Гаурдакского участков, мощность ее колеблется от 80 до 250 м (Шатлык, Гаурдак). Разрезы этих участков выделены как тождественные опорным, по с неувренно определяемому объему свиты IV.

С в и т а V перекрывает соленосный разрез и представлена изменчивым комплексом пород по площади бассейна. В зоне развития сульфатно-хлоридного подтипа она имеет отчетливо выраженный контакт с верхней галитовой свитой. В изменениях мощности свиты V четкой закономерности не наблюдается, отчасти это обусловлено ее сильной фациальной изменчивостью. Учитывая, что в осевой зоне суббассейна мощности всех свит максимальны, можно допустить, что здесь она развита достаточно полно. Для нее характерна малая мощность (10—20 м, Сундукли). В пределах юго-восточного погружения Чарджоуской ступени мощность также не превышает 10—20 м (Айзават), но несколько возрастает в зоне Бухарского разлома и по мере приближения к окраинным зонам суббассейна к северу и северо-западу. В контуре развития полных разрезов сульфатно-хлоридного подтипа мощность свиты составляет 30—90 м (Фараб, Северный Балкуи). На восточном склоне Центрально-Каракумского поднятия, в пределах Наипской группы структур на севере, на площадях северо-западной части Чарджоуской ступени и на юго-восточном окончании Бухарской свиты V выделяется как над галитовыми пластами, так и в сокращенных разрезах, не содержащих каменной соли. На карте выделены зона Б, где свита V залегает с размывом на слоях нижней каменной соли, и зона В, где она залегает на размытой поверхности карбонатной формации келловей-оксфорда (см. рисунок). Мощность свиты V здесь резко изменяется в результате последующего размыва и колеблется от первых десятков метров до 70—80 м. На площадях, расположенных в южной половине внутренней зоны суббассейна, мощность в сульфатно-хлоридном подтипе полных разрезов составляет 45—60 м (Каракель, Байрам-Али). Контур ее распространения здесь совпадает с зоной разлома вблизи Карабильского поднятия. Около Бадхызского и Майманинского поднятий коррелируемость свиты V снижается из-за однообразного литологического состава формации, но четко прослеживается на отдельных площадях Шатлыкского и Гаурдакского участков, где присутствует верхняя галитовая свита мощностью 10—75 м (Гаурдак, Шатлык). Значит, свита V, перекрывающая соленосный разрез формации, отличается от ранее рассмотренных не только наибольшей площадью распространения и литологической неоднородностью, но и своеобразным распределением мощностей.

Для зоны, протягивающейся от Байрам-Али до Сундукли и являющейся осевой, а также для близлежащих площадей Чарджоуской ступени (Самантепе, Матеджан, Култук, Памук, Аляуды) характерна наибольшая общая мощность формации. Здесь отмечается также максимальная насыщенность разреза галитом (до 80%), ангидрит составляет 20%, а количество карбонатных пород редко доходит до 10%. Основная часть галита сосредоточена в верхней галитовой свите, в которой в Приамударьинском районе встречаются пласты и линзы калийных солей [Седлецкий, 1970; Бабаев, Раубходжаева, 1972]. В результате проведенных исследований калиеносность установлена также на площадях Самантепе, Метеджан, Сакар, где имеются два четко выраженных калиеносных горизонта, причем на Метеджане они прослеживаются по всем скважинам (мощность 6—14 м). Специфика разрезов Байрамалийского района состоит в том, что в верхней галитовой свите калийных солей нет, но зато развиты маломощные прослойки песчано-глинистых пород. Следует отметить, что терригенный материал проявляется и в виде рассеянных вкраплений в соля-

ных породах. Мощность каменной соли, содержащей примесь песчано-глинистых частиц, составляет 30% от общей мощности формации.

Севернее полосы развития этих разрезов мощность формации закономерно сокращается и изменяется соотношение пород в разрезе. Так, на площадях Багаджа, Фараб и других доля галитовых пород снижается до 60—65%, а содержание ангидрита возрастает до 30%, карбонатов до 10%. Северо-западнее, на структурах Кирпичли, Гагарина, Северный Балкуи и других, количество галита еще более снижается и становится почти равным содержанию ангидрита, а доля карбонатов увеличивается до 15%. Терригенный материал представлен не только вкраплениями в солях и ангидритах, но и в виде маломощных слоев. В свите V доля песчаных пород доходит до 10% от общей мощности формации. На юге Восточного Туркменистана, на площади Каракель, также отмечается почти равное насыщение разреза формации галитом и ангидритом (45—50%). Карбонаты присутствуют как в виде самостоятельных пропластков, па долю которых приходится до 5%, так и в виде включений. Галит в верхней части разреза сильно насыщен серым карбонатпо-глинистым веществом, ангидрит содержит его по трещинам, т. е. в целом возрастают карбонатность соленосной формации и обогащенность разреза терригенным материалом.

Рассмотренная внутренняя зона суббассейна па востоке и западе ограничена подзонами A_1 и A_2 , где формация выражена хлоридпо-сульфатным подтипом разрезов (см. рисунок). Разрезы этого типа не удается, как правило, расчленить на описанные выше пять свит. Лишь верхние IV и V свиты выделяются достаточно уверенно, а нижним (I—III) соответствует мощная толща ангидритов. Насыщенность разрезов галитом составляет на площади Шатлык 20%, в Гаурдаке — 40%, доля ангидритов возрастает до 60—70%, остальную часть слагают известняки. Терригенный материал имеет подчиненное значение в разрезе и содержится в виде механической примеси и маломощных прослоев в основном в верхней ее части.

Несмотря на сходство в строении разрезов формации Шатлыка и Гаурдака [Гаврильчева, 1977], между ними есть отличия. Главная особенность Гаурдакского комплекса — его калиеносность. Шатлыкский разрез менее насыщен галитом и совсем не содержит калийных горизонтов. Мощность формации на Гаурдаке 580 м, па Шатлыке — 550 м.

В Северном Афганистане и к югу от Шатлыка, па площади Донмез, развита третья, карбонатпо-сульфатная, разновидность полных разрезов, представленная ангидритами с горизонтами известняков, доломитов, ре-же глин и песчаников. Эту разновидность разреза также не удается расчленить па свиты. Мощность таких разрезов составляет 250—300 м, они являются суммарным аналогом разрезов первой и второй разновидности.

С севера территория, на которой развиты описанные разновидности полных разрезов соленосной формации, окаймляется зонами Б и В с сокращенными типами формаций (см. рисунок). Особенности этих разрезов является их гетерогенность, малая мощность, невысокая насыщенность галитом или полное его отсутствие, наличие внутриформационных размывов, залегающие на подстилающих отложениях карбонатной толщи келловей-оксфорда с размывом и срезание кровельной части нижнемеловыми отложениями [Бабаев, Раубходжаева, 1972; Гаврильчева, 1978]. В контуре зоны даже в пределах одной площади (Беурдешик, Гугуртли) можно наблюдать значительное уменьшение мощности формации и выклинивание отдельных свит из разреза. Каменная соль выклинивается, частично замещается сульфатно-карбонатными породами, в различной степени обогащенными терригенным материалом. Такой характер смены галогенных отложений породами иного состава прослеживается от восточного склона Центральпо-Каракумского подпятия до северо-западной

части Чарджоуской ступени и далее на юго-восточном погружении Бухарской.

Для северной окраинной зоны, находящейся одновременно под влиянием внутренней части солеродного суббассейна и распределяющим влиянием континентального стока, характерны разрезы с ангидритом, каменной солью, карбонатными породами морского и терригенными континентального генезиса. В этой зоне целесообразно выделить солепосолульфатно-карбонатный (4) и соленосно-карбонатно-сульфатный (5) подтипы сокращенных разрезов.

Соленосно-сульфатно-карбонатный подтип развит в северо-западной части зоны на площадях Беурдешик, Измаил, Наип, а соленосно-карбонатно-сульфатный — в северо-западной части Чарджоуской ступени и на единичных площадях юго-восточного погружения Бухарской (Гугуртли, Кульбешкак, Каракум и др.). В обоих подтипах выпадает из разреза свита I (карбонатно-ангидритовая), оба залегают на размытой поверхности карбонатов и имеют неравномерное развитие галитовых свит. В контуре одной площади может наблюдаться разрез, состоящий из четырех (II—V) или из двух (II, V) свит. В первом случае нижняя галитовая свита прослеживается между карбонатами оксфорда и средней ангидритовой, над которой залегают верхняя галитовая свита, а выше — свита V. Во втором случае нижняя галитовая свита прослеживается между карбонатами оксфорда и свитой V, т. е. на участках выклинивания или срезания верхней галитовой и средней ангидритовой свит. Свита V на таких площадях залегают непосредственно на свите нижних свит, которые несут следы частичного размыва и перетолжения. Выклинивание свиты II из разреза формации обычно наблюдается за сводом структур, а свиты III и IV — в районе свода (Беурдешик). Мощность средней ангидритовой свиты не превышает 10—15 м (Беурдешик, Каракум), а верхней галитовой составляет 10—30 м. Свита V сложена трещиноватыми ангидритами, чередующимися с известняками, вблизи кровли отмечаются песчаники с прослоями алевролитов. Кровля свиты V повсеместно размыта, и мощность ее изменяется в зависимости от степени размыва от 20 до 80 м (Каандым, Измаил). Общая мощность формации в пределах развития данных подтипов сокращенных разрезов колеблется от 50 до 130 м.

В соленосно-сульфатно-карбонатном подтипе (4) соленасыщенность разреза снижается до 15%, содержание ангидрита — до 20%, а обогащенность карбонатными породами возрастает на отдельных площадях до 65%. Песчано-глинистые породы составляют 10—20% от общей мощности формации. Соленасыщенность соленосно-карбонатно-сульфатного подтипа (5) сокращенных разрезов колеблется в тех же пределах, что и для подтипа 4. Отличительная черта — увеличение в разрезе доли ангидритовых пород, уменьшение карбонатности. На площади Гугуртли доля ангидритовых пород составляет 35%, количество терригенного материала различное в зависимости от степени размыва кровельной части формации, к которой приурочена толща песчано-глинистых пород. Максимум терригенных пород наблюдается на площади Гугуртли (25%), возрастая в бессоленосных разрезах до 40%.

Севернее рассмотренных подтипов в полосе, ограниченной зоной выклинивания формации, развиты другие подтипы сокращенных разрезов, состоящих из ангидритов, морских известняков и континентальных терригенных пород. Здесь можно выделить сульфатно-карбонатный (6), карбонатно-сульфатный (7) и сульфатный (8) подтипы сокращенных разрезов (см. рисунок).

Все три подтипа в различной степени обогащены терригенным материалом, но все выражены только свитой V, идентичной по составу вышеописанной и залегающей на размытой поверхности карбонатов келловей-оксфорда [Гаврильчева, 1978]. Первые два подтипа характерны для се-

веро-западной и северо-восточной частей рассматриваемой зоны (8), последний (сульфатный) для юго-восточного погружения Бухарской ступени, где он представлен трещиноватыми ангидритами с примазками глин и прослоями известняков (структуры Мубарекского и Каганского поднятий). Мощности свиты V в данных подтипах сокращенных разрезов изменяются от 5 до 70 м в зависимости от степени размыва.

Необходимо отметить, что в пределах северной окраинной зоны солеродного суббассейна различные подтипы сокращенных разрезов можно наблюдать в контуре одной складки. Это позволяет проследить выклинивание отдельных свит разреза и обеспечивает надежную корреляцию перекрывающей свиты V.

Таким образом, по площади распространения соленосной формации по соотношению в ее разрезе основных типов пород (галитов, сульфатов и карбонатов) отчетливо обособляются зоны. Мощные свиты галитов сосредоточены в разрезах, удаленных как от полосы частичного или полного выклинивания формации, трансирующих границу солеродного суббассейна, так и от участков поступления в суббассейн морских и пресных вод.

ЛИТЕРАТУРА

- Алланов А., Гаврильчева Л. Г. Литолого-фациальные комплексы эвапоритовой формации верхней юры юго-запада Средней Азии.— В кн.: Проблемы соленаккумуляции. Т. 1. Новосибирск: Наука, 1977, с. 289—291.
- Бабаев А. Г., Раубходжаева Т. С. Соляно-ангидритовая формация юго-восточной части Бухаро-Хивинской области и ее роль в формировании залежей нефти и газа. М.: Недра, 1972. 176 с.
- Гаврильчева Л. Г. Строение, состав и условия осадконакопления кимеридж-титонских отложений южной части солеродного бассейна Восточного Туркменистана.— В кн.: Тезисы докладов 2-й научной конференции молодых ученых АН ТССР. Ашхабад, 1977, с. 176—179.
- Гаврильчева Л. Г. Условия осадконакопления эвапоритовых отложений в пределах северной окраины верхнеюрского солеродного бассейна Восточного Туркменистана.— Изв. АН СССР. Серия физ.-техн., хим. и геол. наук, 1978, № 2, с. 120—124.
- Гаврильчева Л. Г. Характер контактов соленосной формации верхней юры с подстилающими и перекрывающими отложениями в Восточном Туркменистане и перспективы поисков ловушек неаптиклинальных типов.— В кн.: Геология и нефтегазоносность Туркменистана. Ашхабад, 1980, с. 77—86.
- Кутузов А. П. Условия формирования Гаурдакского месторождения серы.— Сов. геология, 1976, № 1, с. 135—141.
- Седлецкий В. И. Литолого-фациальные особенности и условия калиеносности мезозойских отложений юга Средней Азии.— В кн.: Состояние и задачи советской литологии. Т. 3. М.: Наука, 1970, с. 49—57.

В. Л. Сапунова, А. М. Черненко

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ЮРСКОЙ ГАЛОГЕННОЙ ТОЛЩИ ВОСТОЧНО-КУБАНСКОЙ ВПАДИНЫ

В Краснодарском крае перспективность открытия залежей нефти и газа связывается с подсолевыми верхне-среднеюрскими отложениями Восточно-Кубанской впадины (ВКВ). Глубокое поисково-разведочное бурение на этот комплекс отложений связано с определенными трудностями из-за присутствия горизонтов с аномально-высокими пластовыми давлениями (АВПД) и интенсивными рапопроявлениями в процессе бурения. Пласты каменной соли, составляющие значительную часть толщи, практически непроницаемы, что способствует накоплению и сохранению

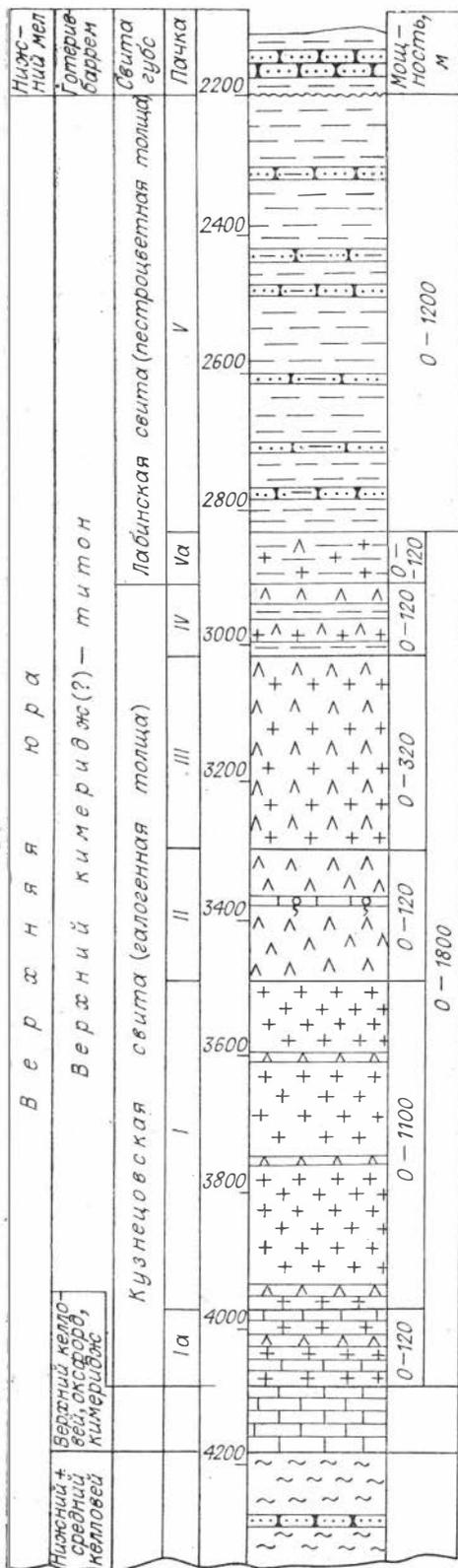


Рис. 1. Стратиграфический разрез юрских отложений Восточно-Кубанской впадины. 1 — песчаники; 2 — глины; 3 — известняки; 4 — аргиллиты; 5 — ангидриты; 6 — каменная соль.

углеводородов в пределах впадины. Отмечаются четкие закономерности в характере размещения залежей нефти и газа. Так, в зоне распространения галогеенной толщи практически отсутствуют промышленные скопления углеводородов в надсолевых отложениях. В подсолевом комплексе бурением выявлено Кошехабльское и Западно-Вознесенское (газоконденсатные) и Кузнецовское (нефтегазовое) месторождения. В обрамлении впадины за пределами галогеенной толщи установлено значительное количество месторождений (преимущественно газовых и газоконденсатных) в отложениях нижнего и верхнего мела, палеоцен-эоцена и миоцена. Все это обусловило необходимость изучения особенностей распространения и строения галогеенной толщи. Авторы, базируясь на материалах бурения и геофизических исследований, детально проследили изменения литологии и мощности галогеенной толщи и отдельных ее пачек от скважины к скважине по всей территории ВКВ.

Восточно-Кубанская впадина внутриплатформенная, наложенная в раннеальпийский этап на положительную структуру байкальско-каледонского фундамента. Она располагается в пределах южного края Скифской платформы и ограничена с юга Адыгейско-Караеавским краевым массивом, с востока и севера — Армави́ро-Невинномысским валом и Расшеватско-Кропоткинской зоной поднятий. На западе границей служит Березанский вал и Адыгейский выступ. В указанных размерах впадины 250 × 75 км. Фундамент в осевой части погружен на глубину более 8 км.

Платформенный чехол ВКВ начинается с отложений нижней юры,

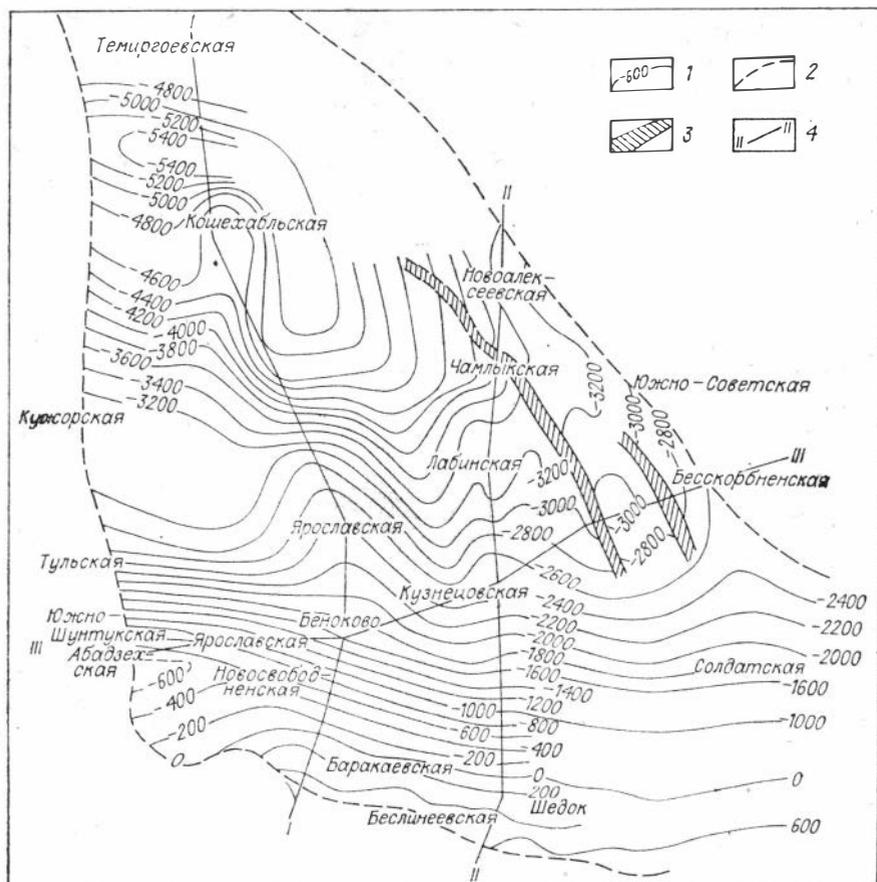


Рис. 2. Структурная карта по кровле галогенной толщи.

1 — изогипсы кровли галогенной толщи; 2 — границы зоны распространения галогенной толщи; 3 — зоны разрывных нарушений; 4 — линии профилей.

а на отдельных участках, возможно, триаса и завершается образованиями неогена. Выделяются нижний, промежуточный и верхний структурные этажи. Нижний этаж сложен отложениями нижней, средней и верхней юры до оксфорда и нижнего кимериджа включительно. Отложения верхнего кимеридж-титона составляют промежуточный структурный этаж и представлены галогенными и пестроцветными породами (рис. 1). Верхний этаж начинается с базальных образований готерив-баррема, трансгрессивно залегающих на различных частях юрского разреза.

Галогенные отложения кимеридж-титона занимают почти всю территорию впадины. Они достигают мощности 1800 м в центральной части впадины и выклиниваются на ее бортах (рис. 2, 3). В галогенной толще довольно четко наблюдается ритмичность осадкообразования, самый мелкий ритм — годовые слои — установлены в керне Шедокского месторождения соли. Более крупные ритмы выразились в формировании четырех пачек галогенной толщи, которые выделены в 1980 г. В. В. Григоренко на Шедокском месторождении. Они прослежены авторами в разрезах многих скважин. При этом установлено закономерное изменение литологии и мощности каждой пачки от центра впадины к бортам.

П а ч к а I (нижняя) залегает на карбонатных отложениях верхнего келловя — оксфорда — нижнего кимериджа и характеризуется максимальной концентрацией каменной соли в разрезе галогенной толщи ВКВ. В центральной части впадины в подошве пачки отмечается переходная

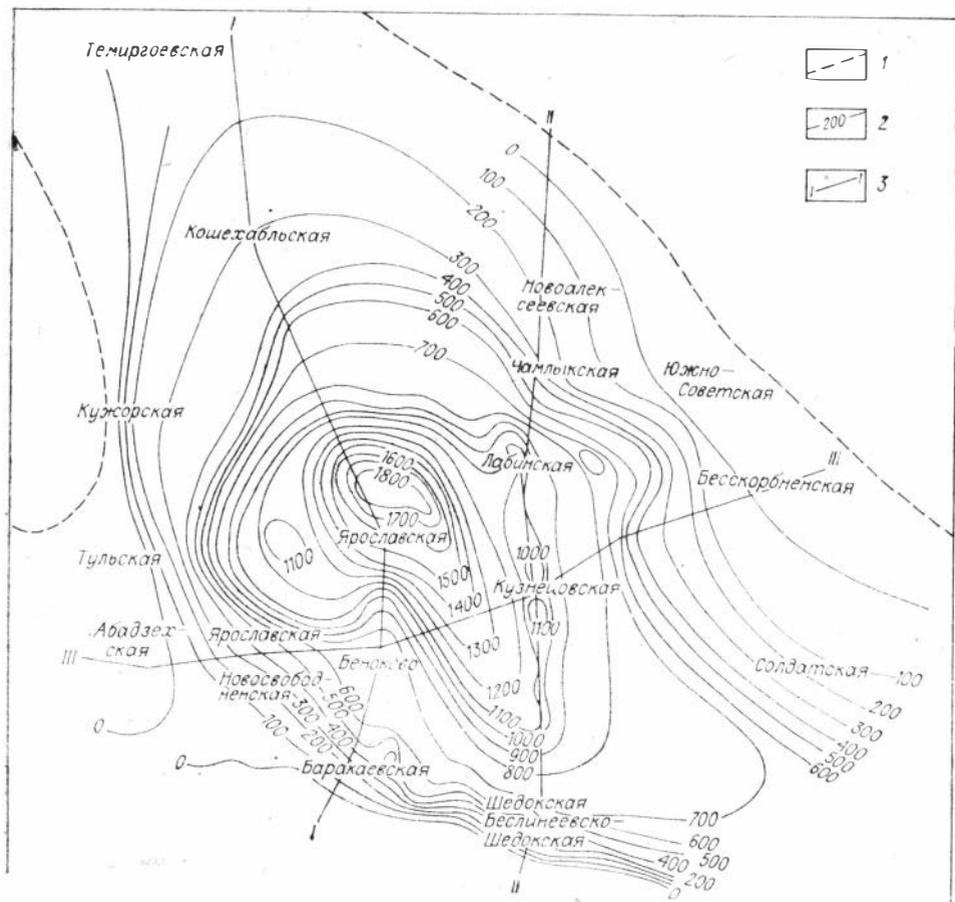


Рис. 3. Карта равных мощностей галогенной толщи.

1 — границы распространения галогенной толщи; 2 — изонахты галогенной толщи; 3 — линии профилей.

зона, достигающая мощности 120 м и представленная переслаивающимися ангидритами и известняками. Каменная соль в нижней части переходной зоны сначала появляется в виде кристаллов или примазок по плоскостям паслоения, затем в виде пропластков. По мере удаления от центральной части впадины мощность переходной зоны уменьшается до 40—60 м, на бортах эта зона отсутствует.

В направлении от бортов к внутренним частям впадины четко прослеживается фациальный ряд пород, характерный для солеродных бассейнов: известняк — гипс (ангидрит) — каменная соль. В качестве примера можно привести разрез по профилю скважины 2-бис — 11 Шедокской площади. В скв. 2-бис, пробуренной в непосредственной близости от выходов галогенной толщи на поверхность в пределах южного борта впадины, пачка I представлена ангидритами с прослоями гипсов, известняков, доломитов и брекчий, состоящих из обломков гипсов и ангидритов, сцементированных черной карбонатной глиной. В соседней скв. 14 в низах пачки среди ангидритов появляется пласт каменной соли мощностью около 42 м. Еще дальше, в скв. 1, отмечаются уже два соляных пласта суммарной мощностью 146 м. II в самой северной скв. 11 вскрыто пять пластов каменной соли. Пачка имеет здесь следующее строение (спизу вверх):

Мощность, м

1. Ангидриты голубовато-серые, плотные, тонкокристаллические, с прослоями битуминозных мергелей 13,5

2. Каменная соль крупнокристаллическая, с пропластком ангидрита мощностью 0,5 м	4,6
3. Ангидриты темно-серые до черных, тонкокристаллические, тонкоплитчатые, с пропластками черных мергелей мощностью от 0,1 до 15,0 см	25,8
4. Каменная соль мутно-прозрачная, реже прозрачная, массивная, крупнокристаллическая, с обломками и прослоями ангидрита	106,0
5. Ангидриты серые и коричневато-серые, тонкоплитчатые, трещиноватые, трещины выполнены битуминозным мергелем коричневого цвета	18,75
6. Каменная соль полупрозрачная до прозрачной, массивная, крупнокристаллическая, с обломками и пропластками ангидрита	112,65
7. Ангидриты белые, скрытокристаллические	4,95
8. Каменная соль полупрозрачная, крупнокристаллическая, массивная, с включениями обломков и двумя пропластками ангидрита (до 15 см)	23,8
9. Ангидриты темно-серые, тонкокристаллические	7,6
10. Каменная соль полупрозрачная, массивная, плотная, среднекристаллическая, с многочисленными включениями ангидрита	25,65

Общая мощность нижней пачки в скв. 11 составляет 343,3 м.

Расшифровка разрезов скважин в глубокопогруженных зонах, где, как правило, проводился небольшой отбор керна, в основном осуществлялась по комплексу промыслово-геофизических исследований, данным отбора шлама и механическому каротажу.

Для центральной части впадины типичен разрез Кузнецовской площади. Здесь пачка I представлена 550-метровой толщей монолитной каменной соли с редкими прослоями ангидритов мощностью от 1 до 5 м. При

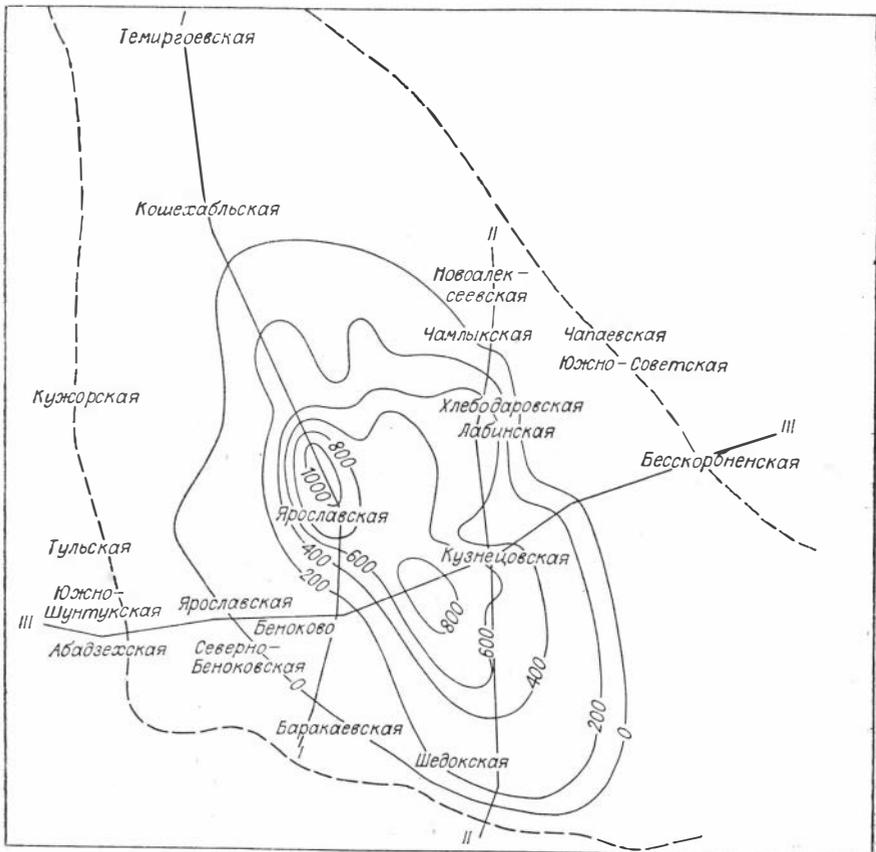


Рис. 4. Карта равных мощностей I пачки галогенной толщи.
Усл. обозн. см. на рис. 3.

удалении от центра впадины уменьшается доля каменной соли в разрезе и увеличивается количество ангидритов. На западном и восточном бортах ВКВ (скв. 40 Ярославская, 3 и 6 Кужорские, 1, 2 и 3 Чамлыкские, 3 Новоалексеевская, 10, 15 и 16 Лабинские, 1 Хлебодаровская) пачка I представлена лишь ангидритами, а ее мощность резко сокращается до 50 м. В скважинах Тульской, Абадзехской, Южно-Советской, Бескорбенной площади пачка I отсутствует (рис. 4).

Зона максимальных мощностей пачки I располагалась вблизи скв. 25 Ярославской (более 1100 м), западнее скв. 2 Лабинской (> 700 м) и в районе между Беноковской и Кузнецовской площадями (> 800 м). По-видимому, она была приурочена к осевой линии бассейна, которая проходила приблизительно в направлении от скв. 25 Ярославская до скв. 33 Шедокская (см. рис. 4), где располагались участки наиболее интенсивного прогибания.

Пачка II галогенной толщи сложена преимущественно сульфатными и карбонатными породами. По сравнению с пачкой I она более широко развита. На бортах впадины разрез представлен в основном ангидритами с прослоями известняков, доломитов, мергелей и гипсов.

На Шедокской площади в скв. 11 вскрыт следующий разрез пачки II.

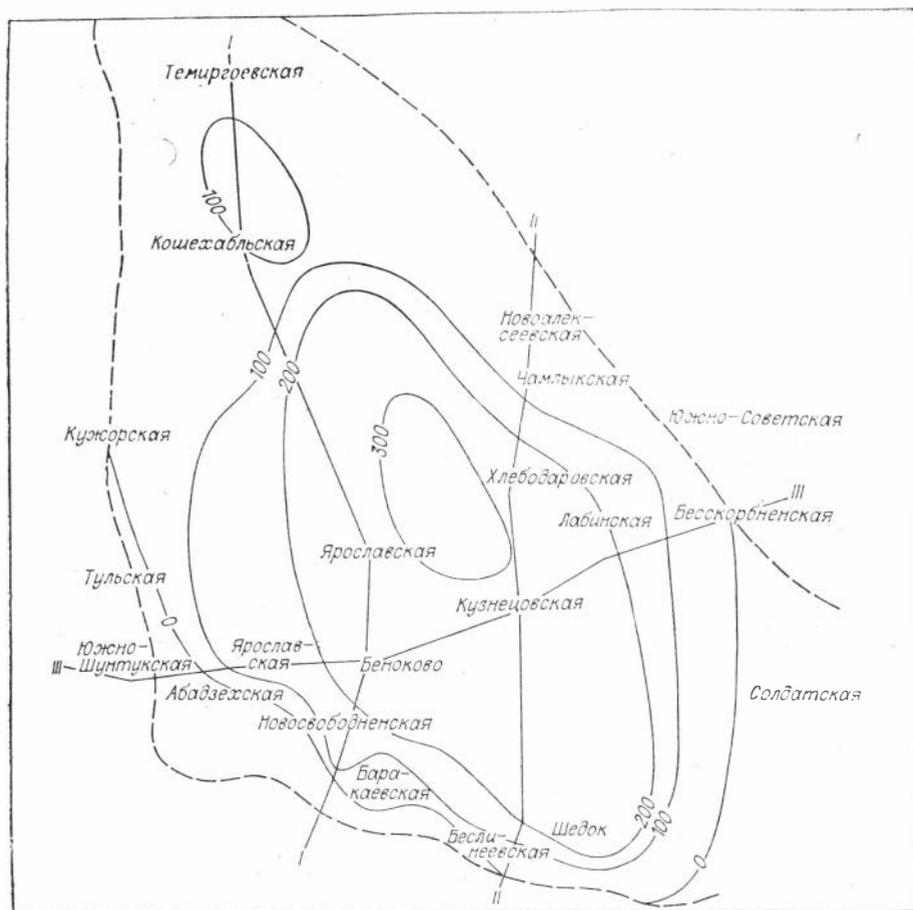


Рис. 5. Карта равных мощностей III пачки галогенной толщи.

Усл. обозн. см. на рис. 3.

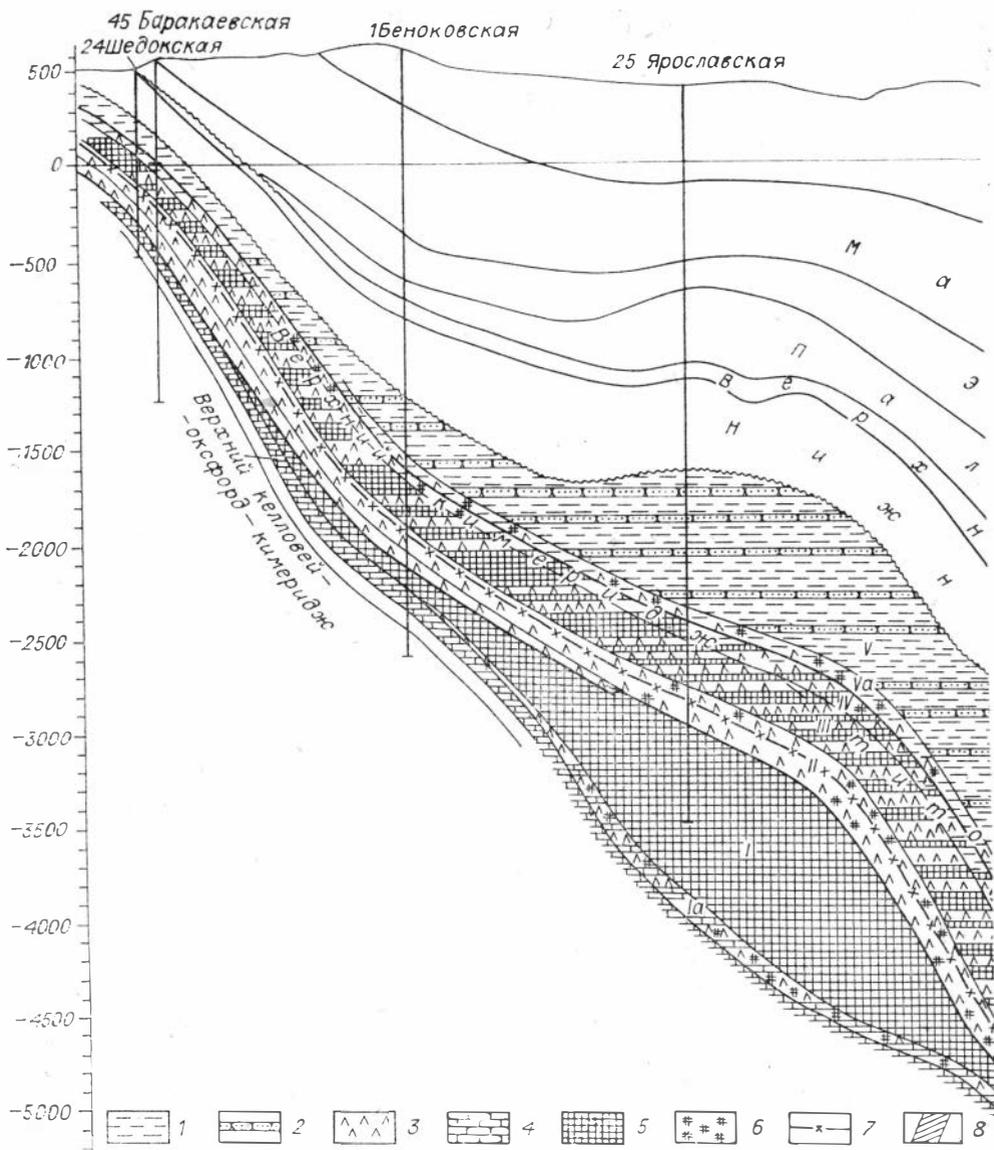


Рис. 6. Геологический профиль I—I.

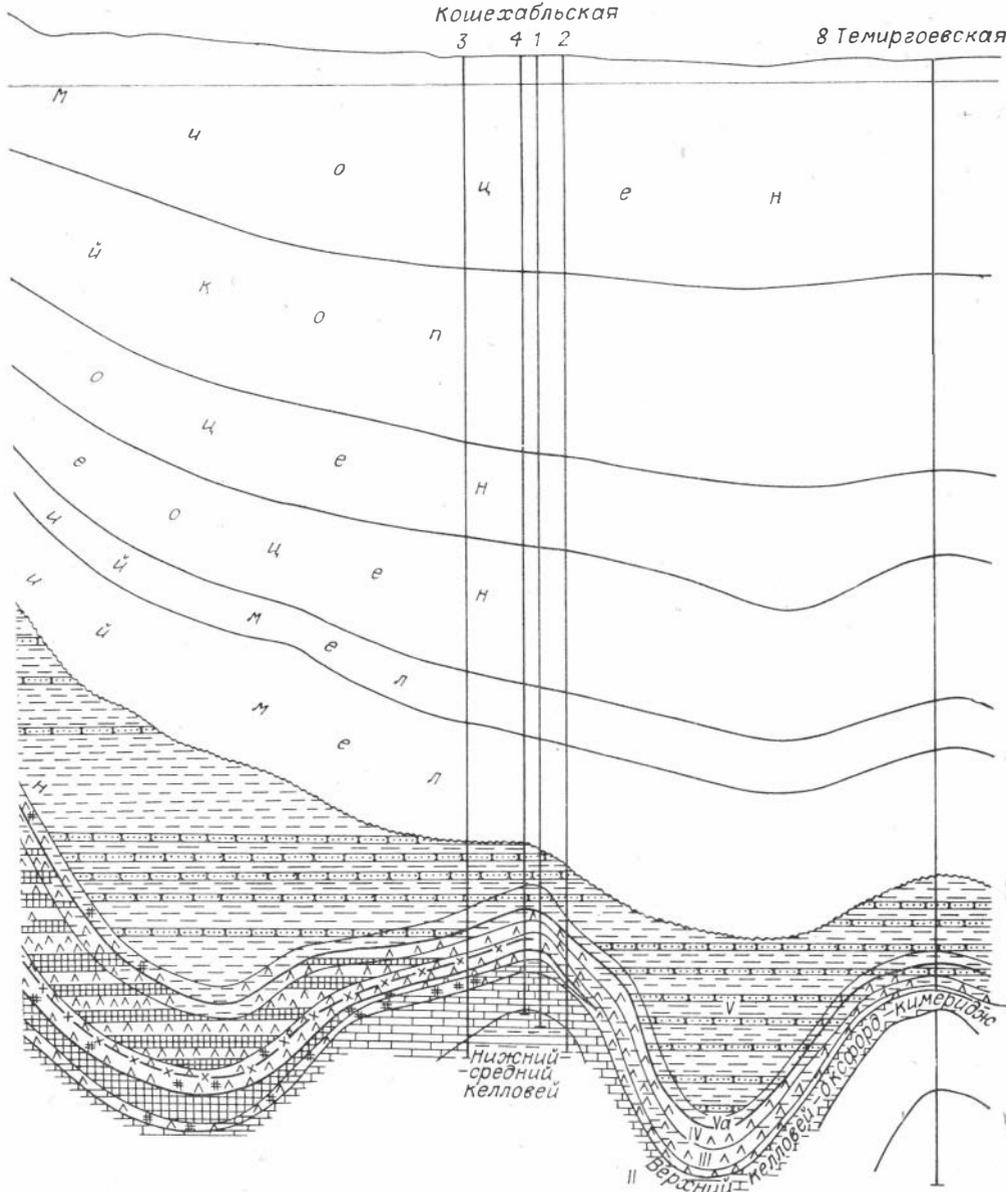
1 — глины; 2 — песчаники; 3 — ангидриты; 4 — известняки; 5 — каменная соль монолитная; 6 — каменная соль в виде кристаллов, гнезд, примазок; 7 — «рапоносный» горизонт II пачки; 8 — зоны разрывных нарушений. I—V — пачки, выделенные на рис. 1.

Мощность, м

1. Ангидриты светло-, голубовато-, темно-серые, массивные, тонкокристаллические, плотные, со значительным количеством прокладок известняков и мергелей мощностью 0,01—0,7 м	92,3
2. Известняки серые до темно-серых, массивные, тонкозернистые, переходящие в верхней части в мергель	4,6
3. Ангидриты голубовато-, реже темно-серые, массивные, тонкокристаллические, на отдельных участках трещиноватые, трещины выолнены верной карбонатной глиной	49,2

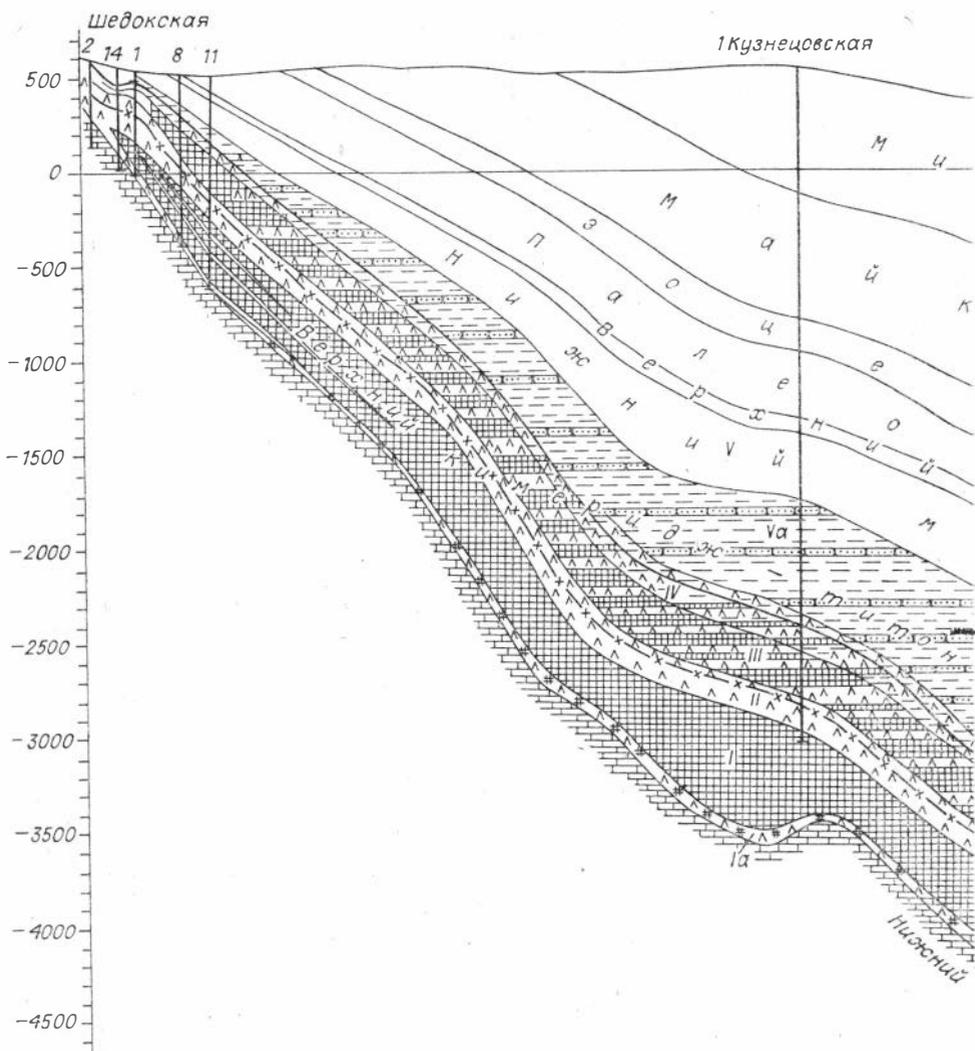
Общая мощность пачки II в скв. 11 составляет 146,1 м.

В центральной части бассейна (Кузнецовская площадь, скв. 25 Ярославская) в разрезе пачки встречаются редкие прослои алевролитов.



Разрез пачки II выдержан по составу и исключительно хорошо прослеживается по площади. Мощность пачки меняется от бортов к центру бассейна от 110 до 220 м (рис. 5). В верхней трети пачки выделяется «рапоносный» горизонт, который имеет сравнительно постоянную мощность: 4—8 м на бортах впадины и 8-11 м в центральной части. Он довольно хорошо выражен на каротажных диаграммах (глубокий минимум на кривой кажущегося сопротивления) и является четким маркирующим репером при сопоставлении разрезов скважин. Этот горизонт на ряде площадей (Кузнецовская, Ярославская, Лабинская, Чамлыкская и др.) насыщен рапой, которая в условиях аномально-высоких пластовых давлений иногда интенсивно изливается при вскрытии горизонта скважинами.

Наиболее детально состав «рапоносного» горизонта изучен на Шедокском месторождении каменной соли. По В. В. Григоренко, это пласт



мергелистого известняка, располагающийся в верхней трети разреза пачки II мощностью 4,65 м, который на различных участках переходит то в довольно чистый известняк, то в мергель. В пределах центральной части ВКВ «рапоносный» горизонт имеет двухчленное строение. Верхнюю его часть слагают известняки, а нижнюю — разуплотненные в условиях АВПД глины и глинистые мергели, насыщенные рапой. В наиболее тектонически напряженных участках в известняках развивалась трещиноватость и в образовавшийся коллектор отжималась рапа из разуплотненных глин, вследствие чего создавались локальные зоны активного рапо-насыщения.

«Рапоносный» горизонт хорошо прослеживается от южного борта ВКВ (площади Баракаевская и Шедок) на север, в сторону глубоководных зон (площади Кузнецовская, Ярославская, Беноковская, Солдатская, Лабинская, Кужорская, Хлебодаровская, Чамлыкская, Новоалексеевская). На Кошехабльской площади горизонт выделяется условно, а севернее, на Темиргоевской, он отсутствует (рис. 6—8).

П а ч к а III представлена чередующимися ангидритами и камепной солью. В южной прибортовой части бассейна в разрезе пачки насчиты-

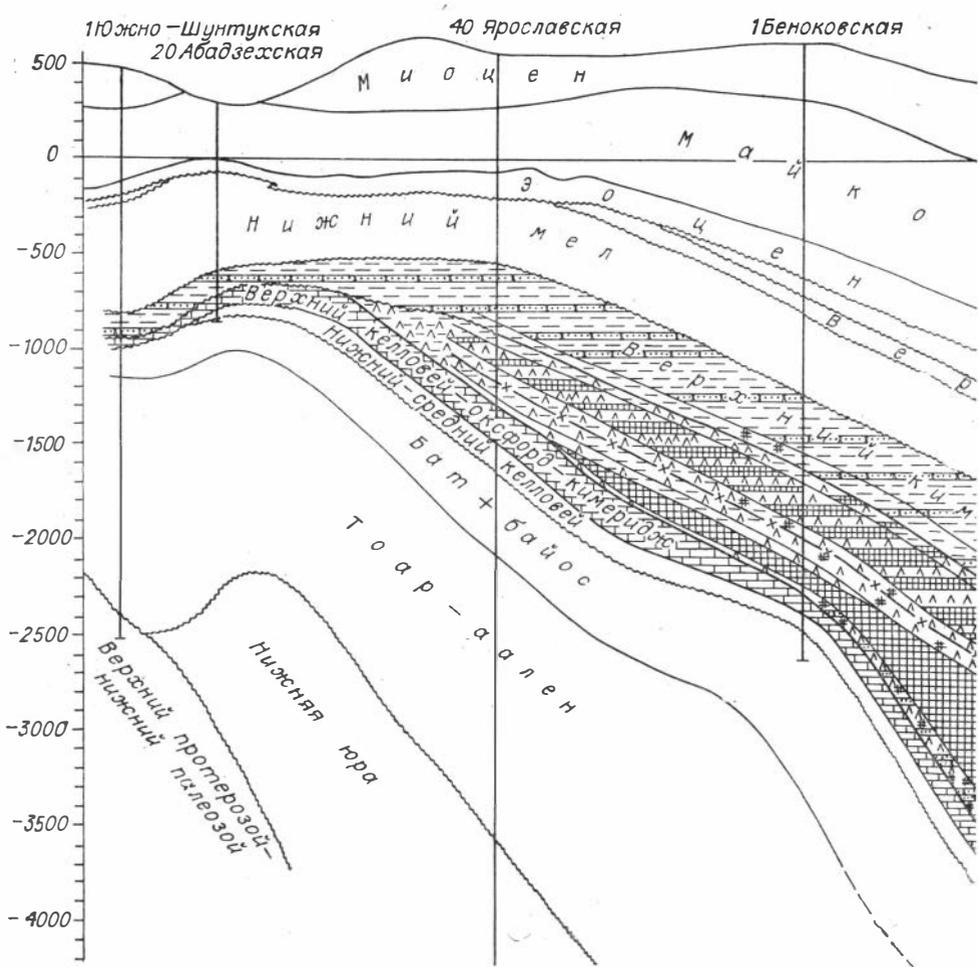
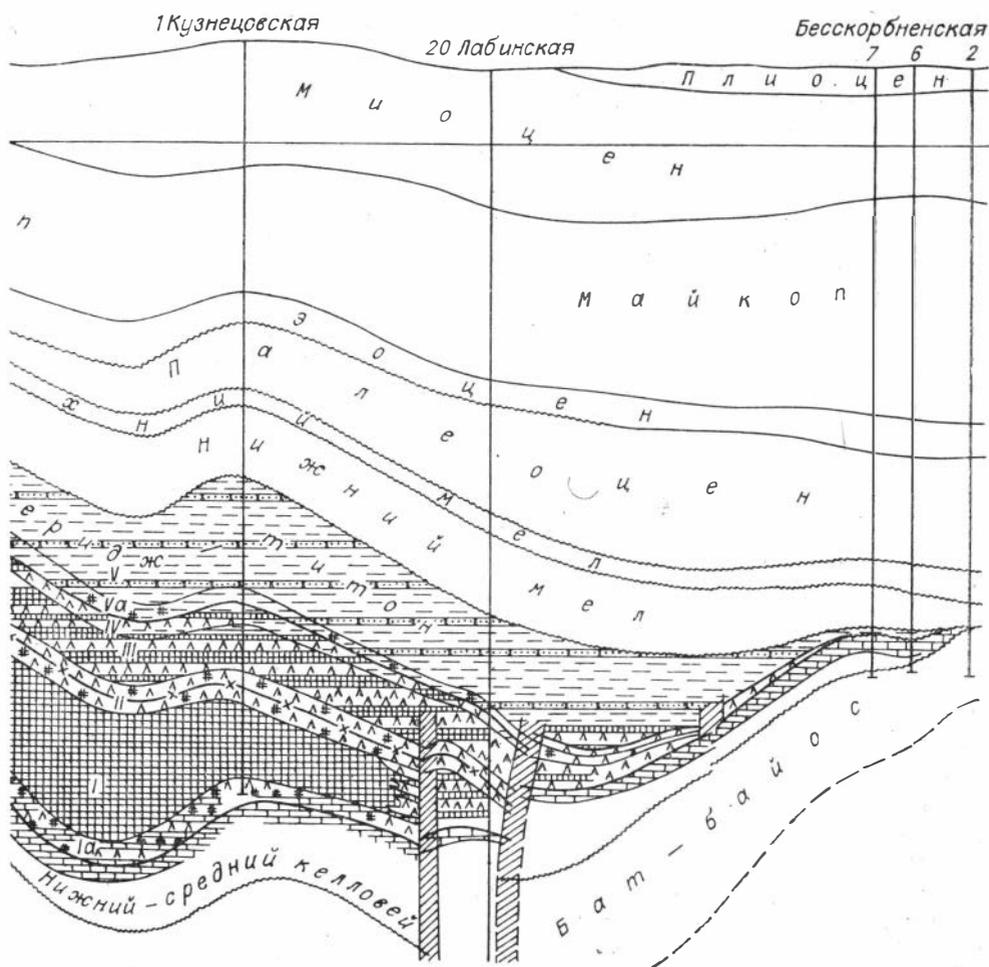


Рис. 8. Геологический профиль III—III.
Усл. обозн. см. на рис. 6.

На участке наибольшего прогибания бассейна (район площадей Ярославская и Кузнецовская) в разрезе пачки IV выделяются три «рапоносных» горизонта, аналогичных вышеописанному во II пачке. При их вскрытии скважинами на Ярославской площади отмечались рапопроявления дебитом 200—350 м³/сут. Плотность рапы 1,255 г/см³, минерализация 349,47 г/л.

Максимальная мощность юрской галогенной толщи в пределах ВКВ, достигающая более 1800 м, приурочена к району, охватывающему Кузнецовскую и Ярославскую площади, который стабильно прогибался на всем протяжении осадконакопления. В разрезе галогенной толщи на каменную соль приходится 65—70%, ангидриты составляют 20—25%, карбонаты и терригенные породы (глины, брекчии, алевролиты) — 5—10%.

Галогенную толщу на большей части впадины перекрывает переходная пачка мощностью 15—120 м. Для нее характерно широкое развитие пестроцветных пород, преимущественно глин, реже песчаников, содержащих пропластки ангидритов, включения в виде линз, гнезд и кристаллов галита. Отсутствует переходная зона лишь на южном борту впадины, а также на Кужорской и Новоалексеевской площадях. Начиная со времени накопления переходной пачки хомогенное осадконакопление в пре-



делах ВКВ подавляется терригенным. На всей ее территории формируется мощная пестроцветная толща аллювиально-озерных осадков. Повсеместно разрезы этих отложений представлены глинами кирпично-красными с гнездами, линзами и тонкими пропластками зеленоватых, синеватых и пепельно-серых глин с крайне невыдержанными по площади прослоями рыхлых красноцветных песчаников. Область аккумуляции осадков пестроцветной толщи заняла несколько большую площадь, чем галогенной, однако зона максимального прогибания по-прежнему находилась в центральной части впадины. Максимальная мощность толщи достигает 1200 м. На бортах впадины толща выклинивается.

В послепюрокское время территория ВКВ была высоко поднята, и впадина прекратила существование.

Анализ приведенных материалов показывает, что особенности тектонического развития в течение верхнего кимериджа и титона обусловили формирование на территории ВКВ двух осадочных толщ большой мощности. Эти толщи резко отличаются друг от друга по составу и условиям осадконакопления. Они распространены главным образом в пределах Восточно-Кубанской впадины и являются характерными местными стратиграфическими единицами. В связи с этим, основываясь на литологических признаках, авторы выделили каждую из указанных толщ в самостоятельную свиту. Галогенная толща, соответствующая нижней части

отложений верхнего кимеридж-титона, выделена в кузнецовскую свиту, поскольку на Кузнецовской площади она представлена наиболее полным разрезом, и здесь проведено ее детальное расчленение на пачки. Пестроцветная толща, соответствующая верхней части отложений верхнего кимеридж-титона, выделяется в лабинскую свиту. Название свиты дано по району максимального ее развития.

В заключение необходимо остановиться на достоверности установления границ распространения галогенной толщи, или кузнецовской свиты. Можно отметить, что в целом контуры ее распространения не вызывают больших сомнений, поскольку на основной территории ВКВ они установлены по большому количеству скважин. Остаются недостаточно обоснованными ее границы в юго-восточной части впадины, где проведен незначительный объем бурения. Не исключено, что кузнецовская свита может быть прослежена восточнее Солдатской площади, а также в пределах Чернолесской впадины.

В. С. Косарев

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ГАЛОГЕННОЙ ФОРМАЦИИ ПОЗДНЕЙ ЮРЫ КАБАРДИНО-БАЛКАРИИ И ЮГА СТАВРОПОЛЯ

Позднеюрский бассейн в пределах Северного Кавказа характеризовался в отдельных этапах резко различными гидрологическими и тектоническими условиями осадконакопления — от условий практически нормально соленого мелкого моря до сильно засоленных вод сравнительно глубоководного бассейна.

Резкая смена солености вод позднеюрского бассейна происходила неоднократно, что отразилось в породах, представленных органогенными известняками с аммонитами и кораллами, известняками с угнетенными формами фауны, доломитами, терригенными породами, ангидритами и каменной солью. Неравномерная соленость различных частей бассейна также обусловила быструю изменчивость состава пород и их палеонтологической охарактеризованности. Эти литологические и палеонтологические особенности верхнеюрских отложений наряду с выклиниванием отдельных толщ и наличием нескольких перерывов существенно затрудняют их расчленение на ярусы международной системы, а также корреляцию местных свит.

Естественные выходы отложений верхней юры, которые изучаются многими исследователями уже со второй половины XIX в, располагаются на Северном Кавказе в виде узкой полосы в пределах Скалистого хребта. Здесь распространены преимущественно осадки открытого моря, отличающиеся значительным содержанием органогенных известняков. Севернее, в Терско-Каспийском и Восточно-Кубанском прогибах, располагался солеродный бассейн. Осадочные толщи верхней юры залегают тут на значительной глубине, разрезы мало изучены. Несмотря на это, каротажный и керновый материал, полученный при бурении глубоких скважин, позволяет провести корреляцию этих разрезов как между собой, так и с естественными разрезами. Таким образом, появляется возможность проследить фациальные изменения отдельных частей верхнеюрской толщи по площади в пределах различных тектонических элементов и в разных зонах седиментационного бассейна.

В тектоническом отношении территория Кабардино-Балкарии и Южного Ставрополя охватывает западную часть Терско-Каспийского

прогиба, Чернолесскую впадину, Минераловодский выступ, Беломечетскую синклиналь и частично Армави́ро-Невинномысскую антиклинальную зону. Верхнеюрские отложения залегают несогласно на средне- и нижнеюрских, триасовых, палеозойских и докембрийских отложениях. В основании верхней юры на Минераловодском выступе (Нагутская опорная и другие скважины) встречены конголомераты, сложенные гальками палеозойских горизонтов, глинистых сланцев и докембрийских метаморфических пород. В некоторых скважинах установлена кора выветривания палеозойских гранитов мощностью 10—15 м.

В большинстве случаев подошва верхней юры на рассматриваемой территории проводится однозначно. Но на некоторых площадях Минераловодского выступа и Чернолесской впадины палеонтологически не охарактеризованные красноцветы верхней юры ложатся на красноцветные породы пермо-триаса, не содержащие палеонтологических остатков (площади Малкинская и Веселовско-Северо-Нагутская, Дубово-Балковская, Подгорненская, Бортовая и др.). В этом случае определение подошвы верхней юры возможно по степени дислоцированности пород, степени обработки обломочной фракции и другим литологическим признакам.

Верхняя граница титонского яруса проводится по подошве трансгрессивно залегающих и, как правило, хорошо палеонтологически охарактеризованных нижнемеловых отложений. Трансгрессивное несогласие фиксируется по залеганию берриаса на различных горизонтах титонского яруса (Терско-Каспийский прогиб) и даже на палеозое (Минераловодский выступ). В естественных разрезах, расположенных в западной части Терско-Каспийского прогиба, берриасские отложения представлены мергелями и известняками, содержащими большое количество остатков берриассел [Друшиц, 1960]. В этой зоне по находкам аммонитов подошва берриасских отложений установлена в скважинах Гунделеновской, 5 Лысогорской, Советских, что позволило привязать подошву меловых отложений к электрокаротажу. Однако некоторые исследователи здесь проводят границу между мелом и юрой на более низком уровне.

В западной части Минераловодского выступа, к западу от пего и на северо-западных площадях Чернолесской впадины в валанжин-берриасских отложениях существенное значение приобретают терригенные породы: пестроцветные гравелиты и песчаники. В этих районах определение подошвы меловых отложений более сложно в связи с литологическим сходством валанжин-берриасских и титонских отложений и редкой встречаемостью остатков фауны. Еще западнее на красноцветах, относимых условно к титону, залегают аптские отложения.

Верхнеюрские осадочные толщи наиболее изучены на территории Кабарды и Осетии. Келловейские отложения представлены песчаниками и органогенно-обломочными известняками. В Баксанском районе в них содержатся многочисленные остатки ископаемых, позволяющие твердо датировать вмещающие отложения. В верхней части разреза прослеживается характерный горизонт железистых оолитов. Мощность келловейских отложений в этом районе 8—10 м. В скважинах Баксанской, Гунделеновской и Чегемской площадей мощность и литологические особенности отложений келловея не изменяются. Восточнее мощность возрастает до 100 м [Сахаров, 1965].

На Минераловодском выступе келловейские отложения не установлены, хотя здесь пробурено довольно большое количество скважин со значительным отбором керна. Южнее, по р. Малка и ее правым притокам, к келловею относятся разнозернистые песчаники с прослоями гравелитов, песчаных и глинистых известняков мощностью 30—40 м, возраст которых определяется на основании единичных находок позднекелловейских аммонитов в низах толщи. В полосе естественных выходов на междуречье Малка—Зеленчук эти отложения, по-видимому, отсутствуют и появляются

ся в долине р. Бол. Зеленчук. Их мощность в западном направлении возрастает [Логина, 1970]. Западнее Минераловодского выступа также развиты песчано-глинистые отложения с редкими прослоями мергелей мощностью до нескольких десятков метров. Севернее келловейские отложения установлены на Дубово-Балковской и Янкульской площадях, где они становятся грубообломочными. Терригенная толща, возможно, продолжается в западную часть Чернолесской впадины.

Вышележащий комплекс пород верхней юры в естественных обнажениях на территории Кабарды представлен известняками и доломитами. Эта карбонатная толща выделяется как адайхокская [Логина, 1974] или иронская свита [Объяснительная записка..., 1973]. Возраст толщи еще достаточно твердо не определен. Нижние ее слои мощностью несколько метров относятся по находкам аммонитов к верхнему келловею. Возрастной интервал верхней части толщи колеблется от оксфорда до раннего титона. Имеющийся палеонтологический материал позволяет полагать, что она имеет преимущественно титонский возраст [Сахаров, 1973]. Наличие в разрезе кимериджских отложений не ясно, возможная мощность их невелика.

Нижняя часть карбонатной толщи в обнажениях на территории Кабарды сложена преимущественно губко-водорослевыми известняками мощностью 30—60 м и относится к оксфорду [Объяснительная записка..., 1973; Сахаров, 1965]. Наличие верхнего оксфорда в разрезе остается неясным. Севернее, в скважинах Баксанской, Гунделеновской и Чегемской площадей, мощность органогенных известняков увеличивается до 100 м. В верхней их части (10—30 м) преобладают пелитоморфные породы.

В связи с отсутствием данных трудно отделить, как далеко к северу от Кабардинской моноклинали распространяются органогенные фации оксфорда. Однако карбонатная толща оксфорда, установленная в скважинах Нефтекумского района [Мацкевич, 1965], свидетельствует о их сравнительно широком распространении. В западной части Терско-Каспийского прогиба северная граница органогенных фаций возможно проходит по Советско-Моздокской зоне поднятий. До предтитонского размытия отложения оксфорда, вероятно, были более широко распространены, но сохранились после предтитонского размытия лишь на погруженных участках.

На восточном погружении Минераловодского выступа (Марьянская площадь) мощность оксфордских отложений, выделяемых условно, составляет 40 м. К югу от Минераловодского выступа в узкой полосе вдоль выходов под красноцветами кимеридж-титона прослеживается известняковая пачка, часть которой, возможно, имеет оксфордский возраст. Сложена пачка пелитоморфными плитчатыми известняками с немногочисленными остатками фауны, не позволяющей твердо датировать отложения. Эти известняки присутствуют в южных точках выходов, севернее они срезаются, и на подстилающие породы ложатся непосредственно песчаники и гравелиты титона. На юге верхнеюрские отложения залегают на глинах байоса, севернее — на тоарских породах, в районе Кисловодска — на палеозойских и протерозойских. Таким образом, в очень узкой зоне южного обрамления четко устанавливается воздымание Минераловодского выступа на протяжении поздней юры. Амплитуда воздымания была велика, о чем свидетельствует объем срезанных отложений.

Западнее Минераловодского выступа в полосе выходов оксфордские отложения представлены пелитоморфными, органогенными и песчанистыми известняками, иногда переслаивающимися с мергелями. Залегают они на песчанистых известняках верхнего келловея. По характеру фауны уверенно расчленить эти отложения не удастся. Мощность их изменяется от 50 м на Кубани до 100 м в разрезе Урупа [Геология СССР, 1968]. К се-

веру мощность оксфордских отложений уменьшается, они становятся более глинистыми, песчанистыми.

В комплексе образований кимеридж-титонского возраста преобладают хемогенные породы, бедные органическими остатками. Редкая фауна моллюсков имеет угнетенный облик и отличается бедностью видов. Лишь в толще известняков верхнего титона содержится сравнительно многочисленная и разнообразная фауна, указывающая на близкую к нормальной соленость бассейна. В северном направлении в кимеридж-титонских отложениях уменьшается количество органогенных известняков и палеонтологических остатков.

Карбонатные породы преобладают в разрезе только в узкой зоне вдоль естественных выходов в Восточной Кабарде и Осетии (рис. 1). Кимериджские и нижнетитонские известняки и доломиты представлены здесь тонкоплитчатыми и органогенно-обломочными массивными разностями. В различных частях разреза имеются биогермные образования, содержание которых уменьшается к западу. На реках Черек и Чегем биогермы еще широко развиты, в разрезах Баксана и западнее наблюдаются только линзовидные образования органогенных известняков — биостромы. Общая мощность этих отложений в естественных разрезах Баксанского района 200—300 м, на восток она возрастает. В 10 км к северу известняково-доломитовая толща кимериджа — нижнего титона замещается ангидритами с подчиненными прослоями карбонатов (скв. Гунделеновская, Чегемская, Нальчикская и др.), а покрывающая ее на Баксане толща ангидритов и брекчированных доломитов переходит в толщу каменной соли с прослоями ангидритов и доломитов.

В Баксанском районе в естественных разрезах титона над толщей ангидритов и брекчированных доломитов (120—170 м) залегают известняки верхнего титона (150—200 м). Они содержат разнообразную фауну нормально-соленого моря: двустворки, брахиоподы, гастроподы, кораллы, мшанки, водоросли и т. д. В основании находится пласт брахиоподово-устричного известняка мощностью 20 м [Геология СССР, 1968; Логинова, 1974; Объяснительная записка..., 1973]. В западной части Терско-Каспийского прогиба эта толща известняков распространена повсеместно. Из всего комплекса отложений кимеридж-титона она имеет наиболее устойчивый состав, что наряду с содержащимися в ней остатками указывает на условия образования, близкие к нормально-морским. В северном направлении отмечаются некоторая глинизация толщи и уменьшение в ней палеонтологических остатков. В естественных разрезах Кабарды и Осетии эти отложения иногда выделяются как теркская свита [Логинова, 1974]. Верхнетитонская известняковая толща хорошо устанавливается по каротажным материалам. Мощность ее достигает 300 м. Органогенные разности пород этой толщи являются коллекторами. В разрезах Осетии в ней наблюдаются биогермы.

Выше в разрезе титона в полосе выходов Кабардино-Балкарии следует толща доломитов, известняков и карбонатных брекчий (100—150 м), переслаивающихся с карбонатами. Эта самая верхняя часть титонского яруса перекрывается мергелями и известняками берриаса. В более погруженных районах она замещается ангидритами (скв. Гунделеновская, Марьянская) и каменной солью (скв. 6 Советская).

На восточном погружении Минераловодского выступа в кимеридж-титонских отложениях выделяются пять обособленных литологических толщ (Зольская, Лысогорская площади), из которых четыре верхние прослеживаются в Баксанской зоне. В нижней части залегают красноцветные песчано-глинистые породы с включениями розовых ангидритов. В основании красноцветов имеются конгломераты, а в некоторых скважинах — кора выветривания палеозойских пород. Эта толща некоторыми исследователями относится к верхнему кимериджу [Логинова, 1970].

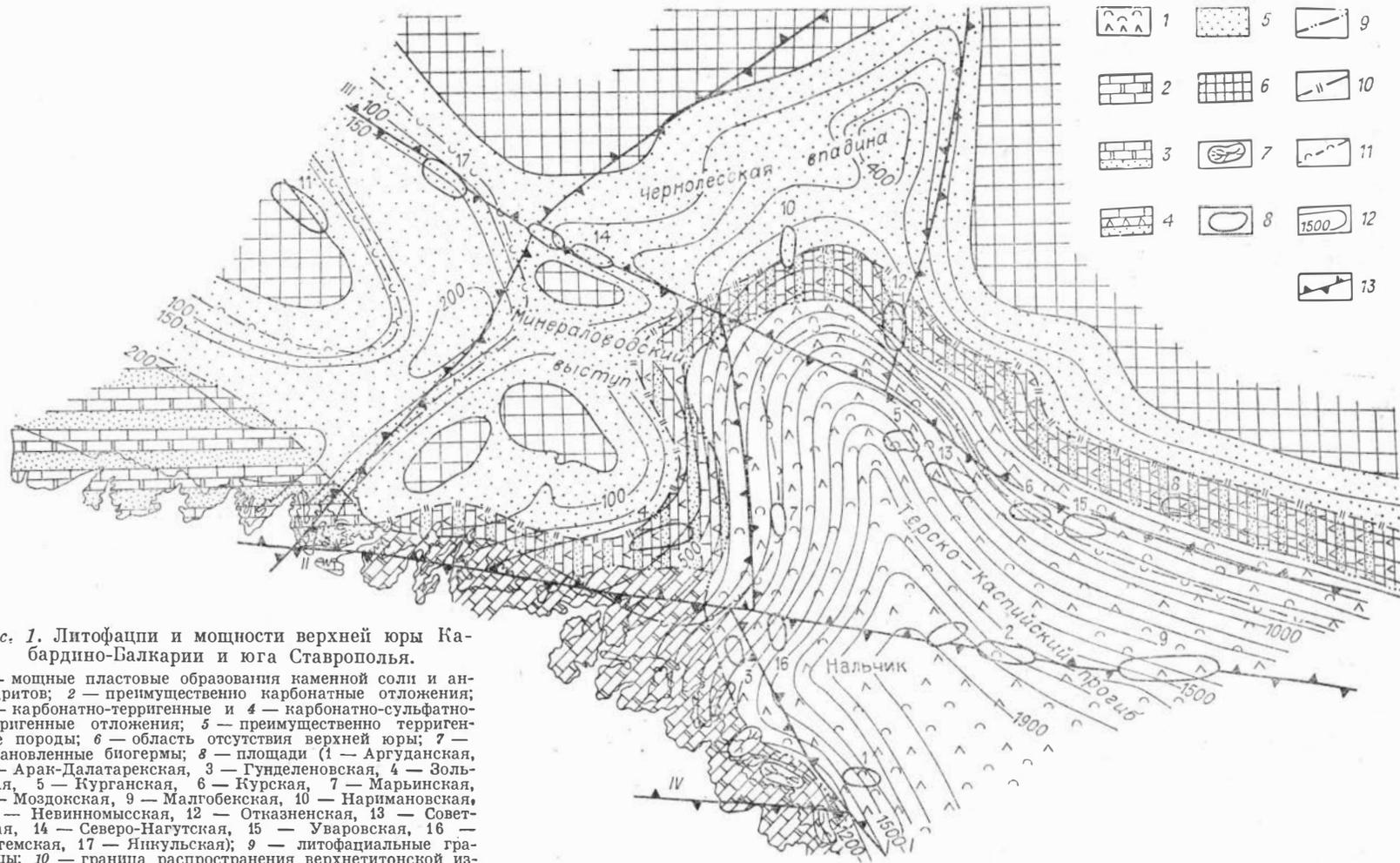


Рис. 1. Литофаци и мощности верхней юры Кабардино-Балкарии и юга Ставрополя.

1 — мощные пластовые образования каменной соли и ангидритов; 2 — преимущественно карбонатные отложения; 3 — карбонатно-терригенные и 4 — карбонатно-сульфатно-терригенные отложения; 5 — преимущественно терригенные породы; 6 — область отсутствия верхней юры; 7 — установленные биогермы; 8 — площади (1 — Аргуданская, 2 — Арак-Далатарекская, 3 — Гунделеновская, 4 — Зольская, 5 — Курганская, 6 — Курская, 7 — Марьинская, 8 — Моздокская, 9 — Малгобекская, 10 — Наримановская, 11 — Невинномысская, 12 — Отказненская, 13 — Советская, 14 — Северо-Нагутская, 15 — Уваровская, 16 — Чегемская, 17 — Янкульская); 9 — литофациальные границы; 10 — граница распространения верхнетитонской известняковой толщи; 11 — граница предполагаемого распространения оксфорд-келловейских отложений; 12 — изопакхиты; 13 — основные разломы (I — Нальчикский, II — Хасаутский (Срединный), III — Нагутский. IV — Тыль-

К востоку она выпадает из разреза, а в западном и северном направлениях ее мощность увеличивается. На Минераловодском выступе красноцветы ложатся на различные породы палеозоя и иногда триаса, а в краевых зонах — средней и нижней юры.

Выше следуют хемогенные отложения, состоящие из двух толщ (рис. 2): нижняя сложена преимущественно ангидритами с прослоями доломитов (до 350—400 м), а верхняя — каменной солью с прослоями ангидритов и доломитов (до 300—350 м). В северной краевой части бассейна эти толщи переходят в терригенные красноцветные отложения. В Баксанском районе нижняя толща замещается доломитами и известняками, а верхняя — ангидритами.

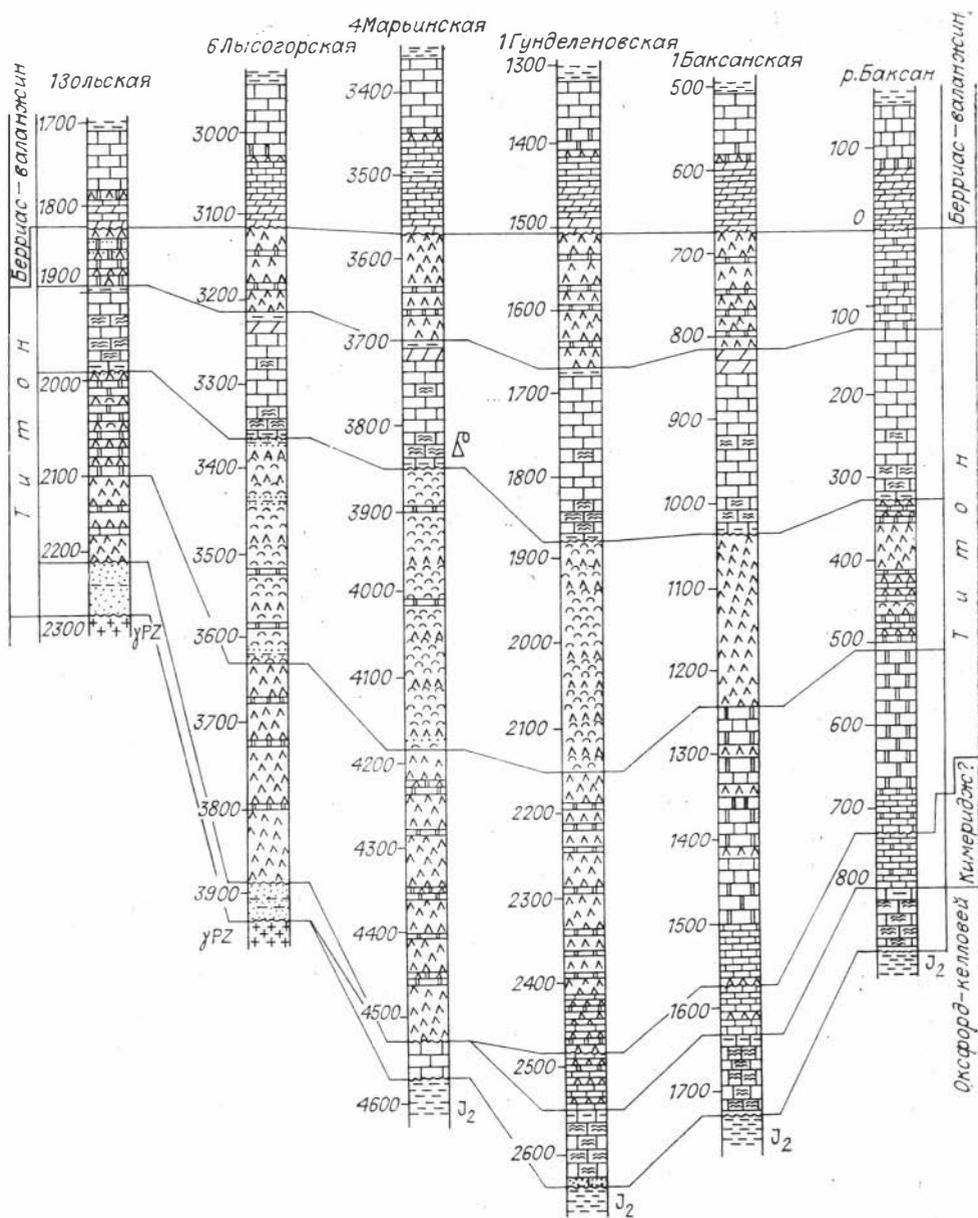
В западной части Терско-Каспийского прогиба общая мощность верхнеюрских отложений, вероятно, достигает 2 тыс. м и более. Основная часть толщи приходится на титонский ярус и представлена хемогенными породами — каменной солью, ангидритами, доломитами и смешанными типами этих пород. Общая мощность каменной соли титонского яруса, разделенной свитой известняков, достигает 700—1000 м.

На восточном склоне Минераловодского выступа и на южном его обрамлении одновременно с уменьшением мощности литологических толщ титона происходит последовательное их срезание до полного исчезновения верхнеюрских отложений на некоторых площадях. На западе предел распространения верхнетитонской известняковой толщи ограничен ее срезанием в предмеловое время. Такое же срезание, по всей видимости, происходит на северном борту прогиба. Каменная соль и ангидриты нижней части титона к своду Минераловодского выступа замещаются терригенными породами.

В Чернолесской впадине верхняя юра представлена мощной толщей (500 м) красноцветных песчаников, гравелитов и конгломератов. По-видимому, почти вся эта толща имеет титонский или раннетитонский возраст, на что указывают палеонтологические остатки, найденные в нижней ее части на Отказненской площади. Однако верхнеюрские отложения Чернолесской впадины еще плохо изучены и нет достаточного материала для их корреляции и расчленения.

Западнее Минераловодского выступа мощность кимеридж-титонских отложений не превышает 100—150 м. В фациальном отношении они близки разрезам титона Минераловодского выступа и Чернолесской впадины и представлены красноцветными песчано-глинистыми породами с разногалечным конгломератом в основании. Начиная с разреза на р. Бол. Зеленчук, в титоне появляются ангидриты. Перекрыты верхнеюрские отложения образованиями различных ярусов мела от берриаса на востоке до апта на западе.

Стратиграфическое расчленение верхней юры Предкавказья разработано еще недостаточно, что связано с сильной фациальной изменчивостью отложений. Подобные изменения происходят как во времени, так и в зависимости от удаленности области морского питания и от глубины бассейна. Поэтому каменная соль и ангидриты на более мелководных участках сменяются сначала карбонатами с угнетенной фауной, а потом органогенными известняками и биогермами. Такие изменения можно проследить даже в естественных разрезах на небольших расстояниях [Логина, 1970]. В зависимости от изменения фаций нередко меняются представления исследователей о возрасте тех или иных свит. Это особенно касается нижнетитонских отложений, которые в фации органогенных известняков иногда относятся к более древним ярусам вплоть до верхнего оксфорда. Так, в мощной доломитовой толще в долине Терека, считающейся ранее дотитонской, были найдены аммониты раннетитонского возраста [Сахаров, 1973]. На примере расчленения верхней юры Предкавказья подтверждается, что биостратиграфия в стратиграфической геологии оста-



ется только вспомогательным методом к традиционным геологическим методам выделения и корреляции геологических тел.

Анализ материалов бурения и естественных разрезов позволил установить ряд особенностей в строении и размещении литофаций верхней юры. В северной краевой зоне бассейна и в пределах Минераловодского выступа накапливались преимущественно терригенные красноцветные отложения с плохой окатанностью и сортированностью обломочного материала, что указывает на близость источников сноса. Мощность верхнеюрских отложений здесь 100—200 м. В восточной части Чернолесской впадины мощность красноцветных конгломератов, гравелитов и песчаников верхней юры достигает 500 м (скв. Наримановская). Наиболее грубообломочные породы — гравелиты и конгломераты — распространены преимущественно на Минераловодском выступе и в Чернолесской

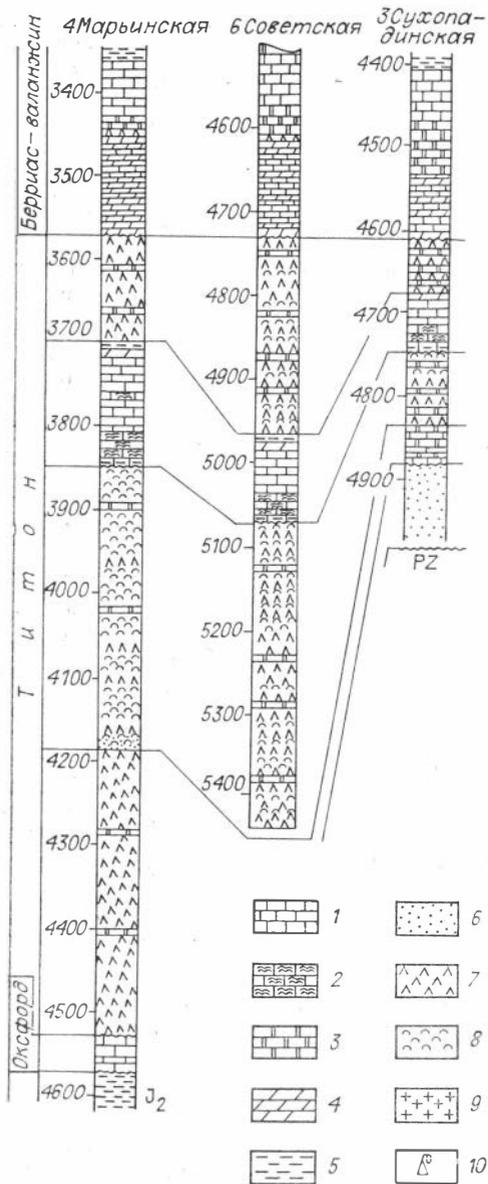


Рис. 2. Корреляция разрезов верхней юры западной части Терско-Каспийского прогиба.

1 — известняки; 2 — органогенные известняки; 3 — доломиты, 4 — мергели, глинистые известняки; 5 — аргиллиты; 6 — песчаники, гравелиты; 7 — ангидриты; 8 — каменная соль; 9 — граниты палеозоя; 10 — нефте- и водопровления в виде фонтанных притоков и выбросов в скв. 1, 5, 7 Марьинской площади.

впадине. На южном ограничении Минераловодского выступа наблюдаются резкие колебания мощности красноцветной толщи верхней юры, что объясняется выполнением этой толщи рельефа палеозойского фундамента [Геология СССР, 1968].

Литологические особенности терригенных пород говорят о резкой дифференциации рельефа в позднеюрское время, о близости районов денудации и о соседстве с ними глубоких впадин, быстро заполнявшихся плохо обработанным обломочным материалом и хемогенными породами. На сравнительную глубоководность позднеюрского солеродного бассейна Предкавказья указывают образцы зерна чистой прозрачной каменной соли без признаков слоистости на протяжении десятков сантиметров. Местами в соли наблюдается примесь плохо окатанного песчаного или гравийного материала.

Карбонатные породы в разрезах верхней юры распространены преимущественно в узкой полосе вдоль выходов (см. рис. 1, 2). В Кабарде известняками и доломитами представлен не только оксфорд, но также кимеридж и почти весь титон. На территории Осетии весь разрез верхней юры сложен карбонатными породами. Появление нормально-морской фауны в естественных карбонатных разрезах Кабарды и Осетии позволяет предполагать существование здесь связи с открытым морем в кимеридж-титонское время.

От периферии к центру западной части Терско-Каспийского бассейна в разрезах титонского и кимериджского ярусов резко увеличивается количество каменной соли и ангидритов и уменьшается доля карбонатов, особенно известняков. На фоне этой общей закономерности не исключается возможность появления в погруженных частях бассейна карбонатов, связанных с островами и мелководными участками.

Подсолевые отложения на рассматриваемой территории отличаются большей дислоцированностью по сравнению с надсолевыми, как и в некоторых других районах [Крылов и др., 1977]. Сейсмические материалы по-

казывают, что в зонах некоторых разломов несоответствие может быть значительным. Нижняя толща каменной соли залегает резко несогласно на подстилающих породах, как бы нивелируя нижележащий структурный план. Такое же соотношение, как уже говорилось, имеют красноцветы титона на Минераловодском выступе. Тектонические подвижки, приведшие к несоответствию структурных планов над- и подсолевых отложений, происходили в несколько фаз. Наиболее интенсивные из них приурочены к предтитонскому времени и к первой половине титона.

Ведущая роль тектоники в образовании галогенных формаций признается большинством геологов. Эти формации развиваются в зонах глубокого залегания поверхности фундамента — в периферийных впадинах или в грабенах [Валеев, Кореневский, 1977]. Соленакпление на территории Северного Кавказа также связано с развитием грабенообразных опусканий по глубинным разломам, оконтуривающим Терско-Каспийский прогиб и осложняющим его внутреннюю зону. К таким разломам относятся Нагутский, Нальчикский, Хасаутский (или Срединный, продолжением которого является Терская антиклиналь), зона разломов Сунженского хребта, система разломов, ограничивающая с востока Минераловодский выступ, и др.

Антиклинали Терского и Сунженского хребтов по подсолевым отложениям могут представлять собой грабен-синклинали (возможна такая интерпретация сейсмических материалов), а межхребтовая зона — горст-антиклиналь. Такое соотношение структурных планов предполагалось в Терско-Сунженском районе по юрским и более молодым отложениям [Алексин и др., 1974]. В зоне Нагутского разлома можно предполагать выполаживание по подсолевым отложениям Советского, Курского и других поднятий. Некоторые поднятия, не развивавшиеся в послееюрское время, не отражаются в строении подсолевых отложений западной части Терско-Каспийского прогиба.

В верхнеюрских галогенных формациях Средней Азии, Предкавказья, Месопотамии установлены зоны промышленного нефтегазонакопления, приуроченные в основном к под- и межсолевым карбонатным отложениям. В Терско-Каспийском прогибе также известны многочисленные нефте- и битумопроявления в отложениях верхней юры и валанжин-берриаса. Получен приток нефти из известняков верхнего титона на Марьинской площади (скв. 5).

В карбонатных породах Терско-Каспийского прогиба установлены различные генетические типы коллекторов. В оксфордских водорослево-губковых известняках имеется как первичная пористость, так и вторичная, обусловленная выщелачиванием и доломитизацией. Распространены в карбонатах верхней юры также трещинно-кавернозные коллекторы, связанные с развитием трещиноватости над подвижными разломами фундамента и последующим раскарстованием известняков. Из таких коллекторов известны притоки пластовых вод. Представляют интерес в качестве коллекторов карбонатные брекчии. К подобным коллекторам верхней юры приурочены месторождения нефти в Средней Азии [Туляганов и др., 1979]. Известны брекчии, характеризующиеся пластообразным залеганием и значительной протяженностью. Они рассматриваются как продукты палеокарстовых процессов [Седлецкий, Шведов, 1974]. В естественных разрезах рек Черек и Чегем наблюдаются линзовидные брекчии, связанные с биогермными постройками.

Регионально перспективны на нефть и газ известняки оксфорда и верхнего титона, а также карбонатные тела, имеющие локальное развитие. Несмотря на высокую перспективность, верхнеюрские отложения в зоне распространения каменной соли и ангидритов изучены очень слабо. Причиной задержки разведки верхнеюрских отложений в западной части Терско-Каспийского прогиба является наличие в соленосной толще высо-

конанорных рассолов с коэффициентом апомалийности 2,5 [Косарев, Марков, 1979]. По материалам хорошо изученных соленосных верхнеюрских бассейнов известно, что аномально-высокие пластовые давления могут не иметь сплошного распространения. Зоны разгрузки располагаются над активными разломами, а также в местах выклинивания соленосных толщ [Козлов, 1978] и в биогермах [Туляганов и др., 1979]. Имеющиеся данные по рассматриваемому региону в некоторой степени подтверждают эти выводы.

Тесная связь галогенных формаций с зонами разломов и рифтовыми структурами указывает на большое значение тектонического контроля для поисков месторождений различных ископаемых, ассоциирующих с этими формациями. К разломам приурочены нефтеносные структуры различных типов: сводовые, тектонически экранированные, стратиграфические, ограниченные зонами затухания эпигенетических коллекторов, биогермные и и т. д. С разломами связана большая часть эпигенетических карбонатных коллекторов, а на рассматриваемой территории продуктивные коллекторы в основном представлены карбонатами. К надразломным зонам трещиноватости приурочены и основные пути миграции углеводородов. В нефтеносном отношении перспективны различные виды структур западной части Терско-Каспийского прогиба, приуроченные к Нагутскому, Нальчикскому, Хасаутскому (Срединному) разломам, к системе разломов, ограничивающих с востока Минераловодский выступ, и к другим разломам. В этом районе одновременно с бурением необходимо провести сейсмо-, электро- и магниторазведочные работы, что позволит более целенаправленно вести поиски.

ЛИТЕРАТУРА

- Алексин А. Г., Юдин Г. Т., Данков Б. С. О перспективах нефтегазоносности юрских отложений передовых хребтов ЧИ АССР.— В кн.: Проблемы геологии нефти и газа. М.: Недра, 1974, с. 119—127.
- Валеев Р. Н., Корневский С. М. Тектоническая приуроченность соленосных бассейнов (на примере Русской платформы).— В кн.: Проблемы соленакопления. Т. 1. Новосибирск: Наука, 1977, с. 93—98.
- Геология СССР. Т. IX. М.: Недра, 1968. 759 с.
- Друшиц В. В. Нижнемеловые отложения центральной и западной частей Северного Кавказа.— В кн.: Атлас нижнемел. фауны Сев. Кавказа и Крыма. М.: Гостехиздат, 1960, с. 12—35.
- Козлов А. Л. Особенности солеродных бассейнов, вызывающие локальные выклинивания эвапоритов и определяющие размещение нефтяных и газовых залежей.— Сов. геология, 1978, № 8, с. 15—22.
- Косарев В. С., Марков А. Н. Перспективы поисков неантиклинальных залежей нефти и газа в зоне восточного обрамления Северо-Кавказского краевого массива.— Геология нефти и газа, 1979, № 3, с. 53—59.
- Крылов Н. А., Глушаков П. В., Рубо В. В. Типы соотношения структурных планов в связи с поисками залежей газа и нефти в подсолевых отложениях Амударьинской синеклизы.— В кн.: Проблемы геологии нефти. М.: Недра, 1977, с. 47—59.
- Логинова Г. А. Стратиграфия верхнеюрских отложений центральной части Северного Кавказа.— Вестник МГУ. Серия геол., 1970, № 5, с. 66—76.
- Логинова Г. А. Региональная стратиграфическая схема верхнеюрских отложений Северного Кавказа.— Вестник МГУ. Серия геол., 1974, № 1, с. 70—78.
- Мацкевич М. М. О верхнеюрских отложениях Восточного Предкавказья.— В кн.: Геология и нефтегазоносность Восточного и Центрального Предкавказья. М.: Недра, 1965, с. 37—55.
- Объяснительная записка к стратиграфической схеме юрских отложений Северного Кавказа. М.: Недра, 1973. 184 с.
- Сахаров А. С. К стратиграфии келловейских и оксфордских отложений Горной Ингушетии.— В кн.: Геология и нефтегазоносность Восточного и Центрального Предкавказья. М.: Недра, 1965, с. 76—89.
- Сахаров А. С. Палеонтологическое обоснование возраста титонских отложений Северо-Восточного Кавказа.— В кн.: Геология и нефтегазоносность Восточного Предкавказья. Грозный: Чечено-Ингушское изд-во, 1973, с. 14—22.

- Седлецкий В. И., Шведов В. Н. О происхождении брекчированных пород в верхнеюрских отложениях на Северном Кавказе.— В кн.: Тезисы докладов IV конференции по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа, 1974, с. 32—34.
- Туляганов Х. Т., Ильин В. Д., Ибрагимов А. Г., Каеш Ю. В., Рахимов А. К., Убайходжаев Т. И. Верхнеюрские рифы — основной нефтегазоносный комплекс Узбекистана.— Сов. геология, 1979, № 5, с. 17—34.

А. С. Сахаров, Е. Ф. Лозгачева

ЮРСКИЕ СОЛЕНОСНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА

Глубокое разведочное бурение, осуществленное в последнее десятилетие, существенно уточнило представление о геологическом строении территории Северо-Восточного Кавказа. Керн, поднятый из глубоко погруженных верхнеюрских отложений в районах Юго-Восточного Ставрополя, Кабардино-Балкарии и Чечено-Ингушетии, показал, что там широко развиты эвапоритовые отложения.

Для ясного представления о положении в разрезе и возрасте соленосных комплексов пород в статье проводится краткая характеристика оксфордских, кимериджских и титонских отложений верхней юры вместе с берриасскими. В полосе обнажений Скалистого хребта и Варандийской антиклинали все эти отложения представлены полными разрезами и охарактеризованы аммонитами. Хорошая обнаженность, четко выделяемые литокоррелятивы, обоснованные фаунистически как в естественных разрезах, так и в разрезах скважин, позволяют удовлетворительно сопоставить выделенные стратиграфические подразделения по всей территории.

В практике геологической службы объединения «Грознефть» применяется вспомогательная стратиграфическая шкала, основу которой составляют подсолевая, солевая и надсолевая толщи. Первая включает в себя отложения келловейского и оксфордского ярусов; вторая — кимериджского яруса, нижне- и среднетитонского подъярусов; третья — верхнетитонского подъяруса.

Одновременно со вспомогательной шкалой геологическими организациями Северного Кавказа широко применяются подразделения местной и общей стратиграфических шкал. Их взаимоотношения показаны в таблице. В статье подробно характеризуются соленосная толща юры (кимеридж, нижний и средний титон), подстилающие (оксфорд) и перекрывающие (верхний титон) отложения.

Оксфордский ярус полностью вскрыт разведочными скважинами на юго-востоке Ставрополя (Марьинский, Советский и другие разведочные районы), в Кабардино-Балкарии (Куркужин-Заюковский, Баксанский, Чегемский, Церикгельский, Аргуданский разведочные районы) и отдельными скважинами на юге и юго-востоке Чечено-Ингушетии (скв. 28 Аргун, 37, 40, 41 Элистанжи, 47 Беной, 13, 14 Первомайские).

На западе мощность оксфордских отложений изменяется от 50 до 540 м. Представлены они песчанистыми доломитами и известняками. На крайнем востоке Чечено-Ингушетии преобладают песчанистые доломиты; в верхней части разреза они становятся более толстослоистыми и ожелезненными. Иной фациальный облик имеют оксфордские отложения на юге Кабардино-Балкарии и в Северной Осетии. На большей части этой территории развиты коралловые сильно перекристаллизованные доломиты, битуминозные известняки и спиккуловые губково-водорослевые кремнеземные известняки. В междуречье Ардон — Терек распространены сильно битуминозные черные известняки мощностью до 600 м. В подошве и кров-

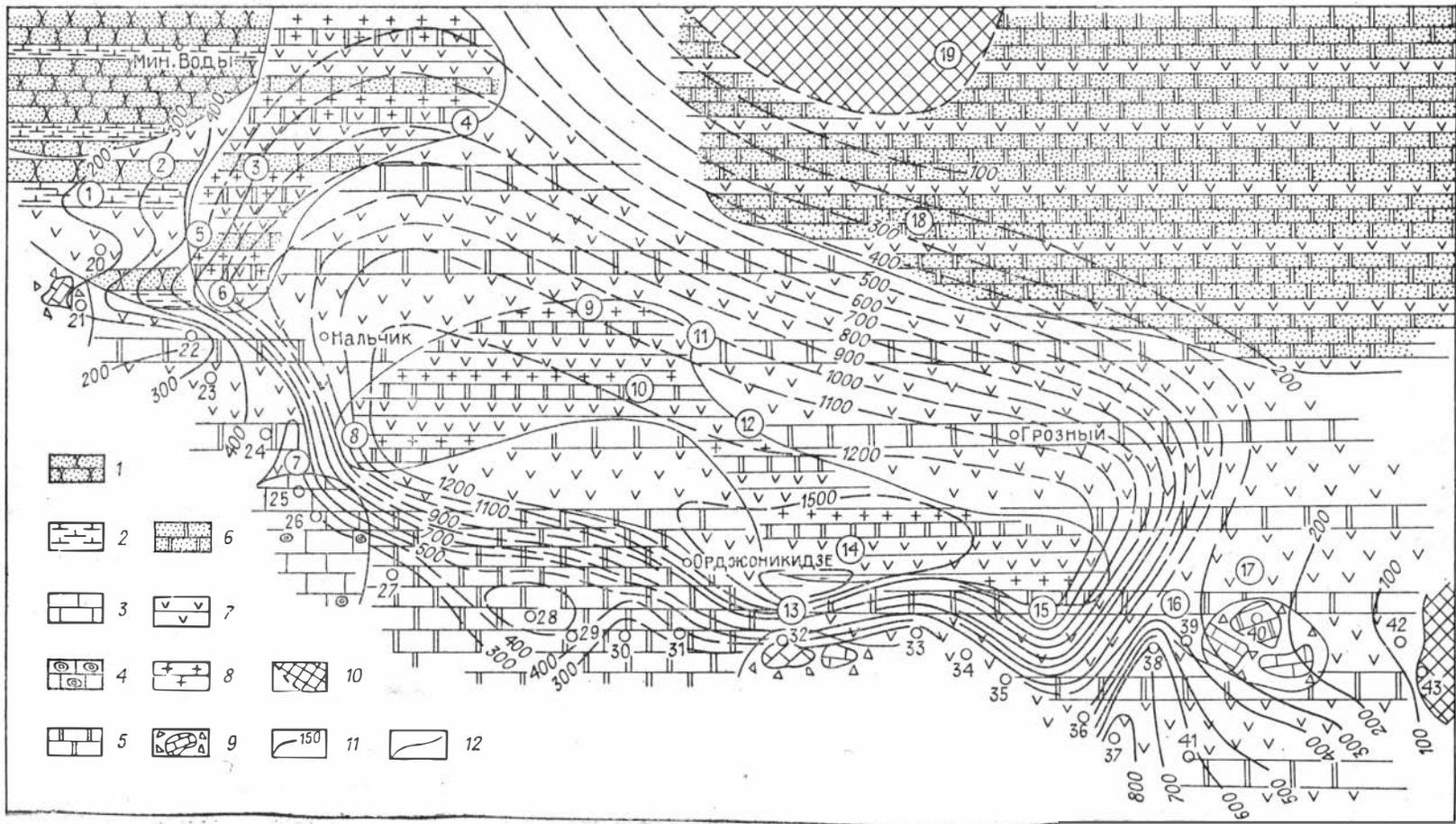
Схема соотношения различных стратиграфических шкал

Общая шкала				Местная шкала	Вспомогательная шкала
Система	Отдел	Ярус	Подъярус	Свита	Толща
Меловая	Нижний	Берриасский	Верхний	Ершинская	
			Нижний	Амкинская	
Юрская	Верхний	Титонский	Верхний	Матламская	«Надсолевая» юра
			Средний Нижний	Балтинская гандалбосская, мезмайская	«Солевая» юра
		Кимериджский	Верхний Нижний		
			Оксфордский	Верхний	
		Средний		Кионская	
		Нижний			
		Келловейский	Верхний	Армхинская	
			Средний		
			Нижний	Таргимская	

ле оксфордских отложений залегают характерные маркирующие горизонты, содержащие большое количество кремневых стяжений, ориентированных по наслоению. В нижней части разреза широко развиты также губково-водорослевые и глинистые известняки, обогащенные спикулами кремневых губок. В северном направлении мощность оксфордских отложений сокращается. В районе скважин Бурунная и Дружба они выклиниваются. В местной стратиграфической шкале оксфордскому ярусу соответствует кионская (нижний и средний подъярусы) и иронская (верхний подъярус) свиты.

Кимериджские отложения, имеющие мощность 110—130 м, охарактеризованы аммонитами только по рекам Гизельдон и Геналдон в Северной Осетии и одиночными аммонитами в Кабардино-Балкарии. Поскольку аммониты различных зон встречаются совместно в пласте известняка небольшой мощности, расчленить ярус на более мелкие стратиграфические единицы невозможно. В основании кимериджа везде залегает терригенно-карбонатная или обломочная пачка. Особенно четко она представлена по рекам Гизельдон, Геналдон и Терек. Пачка сложена конгломератами, брекчиями и органогенно-обломочными известняками, содержащими большое число руководящих и характерных видов аммонитов [Сахаров, Химшиашвили, 1967]. В некоторых разрезах (р. Гизельдон) среди карбонатных пород имеются пласты светло-серых песчаников. К востоку от р. Терек конгломераты замещаются известняками, обогащенными терригенным кварцевым материалом (р. Асса), или брекчиями известняков и доломитов (реки Гехи, Бол. Мартан, Аргун, Элистанжи, Харачой, Беней-Ясси).

Эти отложения относятся к нижней части балтинской свиты. Ее аналогом в фации галогенных образований является гандалбосская свита,



мощность которой весьма значительна (до 1341—1418 м в Датыхском и Первомайском районах) (рис. 1).

Нижняя часть балтинской свиты в междуречье Урух — Терек сложена массивными рифовыми доломитами мощностью более 700 м. На востоке, севере и западе доломиты замещаются сначала органогенно-обломочными известняками, а затем брекчиями известняков и доломитов, переходящих в гипсы, ангидриты и каменную соль гандалбосской свиты. Эта часть разреза в Горной Ингушетии имеет нижнетитонский возраст, который обосновывается комплексом аммонитов: *Glochiceras nimbatum* Opp., *Taramelliceras disceptandum* Font., *T. cf. prolithographicum* Opp., *Neochetoceras praecursor* Zeiss., *Lithacoceras ulmense* Opp., *L. aff. siliceus* Opp., *Pectinatites (Virgatosphinctoides) wheatleyensis* Neav., *Useliceras (Subplanitoides) tagmersheimense* Zeiss, *U. (S.) aff. altegyratum* Zeiss, *Franconites (Parakeratinites) cf. astrictus* Zeiss, *Sublithacoceras (Lemencia) pravus* Schn., *Hybonotoceras* sp., *Aspidoceras* sp., а также *Lithacoceras albulus* Quenst., *L. siliceus* Opp., *L. paraboliferus* Berck., обнаруженных по р. Геналдон в органогенно-обломочных известняках. Низы верхней половины балтинской свиты сложены массивными доломитами, наибольшая мощность которых (360 м) отмечена по рекам Гизельдон и Терек. Верхнюю часть свиты слагают органогенно-обломочные, оолитовые, водорослевые известняки. Эти породы наиболее широко развиты на междуречье Ардон — Терек. Их мощность достигает 315—320 м.

На большей части Чечено-Ингушетии, Дагестана, северных районов Северной Осетии и Кабардино-Балкарии распространены отложения гандалбосской свиты, которая охватывает все эвапоритовые образования, сформировавшиеся в галогенных бассейнах Северного Кавказа.

Гандалбосская свита изучена главным образом по материалам бурения. Ее стратотип расположен в Датыхском районе (скв. 12). В свите широко развиты галогенные образования весьма большой мощности. Значительную по объему часть гандалбосской свиты слагают голубовато-серые доломиты. В районе Передовых хребтов установлено, что в кровле гандалбосской свиты располагается пачка ритмично чередующихся пластов известняка и ангидрита. В стратотипической скважине ее мощность 150 м. Литологический состав и мощность свиты не выдерживаются по площади. Наибольшие мощности зафиксированы в Датыхском и Первомайском районах. Полностью гандалбосская свита пройдена разведочными скважинами в Кабардино-Балкарии (Чегемский, Баксанский, Церикгельский и Аргуданский районы) и в Чечено-Ингушетии (Первомайский, Датыхский, Аргунский, Бенойский и Варандийский районы). Отмечаются резкие изменения мощности свиты, что связано с появлением в разрезе пластов и пачек каменной соли. Мощность балтинской и гандалбосской свит по линии р. Асса, Первомайский, Датыхский, Карабулак-Ачалукский разведочные районы и скв. 1 Бурунная сначала резко возрастает, а затем сокращается (рис. 2, см. вкладку). По р. Ассе мощность свиты не превышает 450 м, а уже в скв. 14 Первомайского района на расстоянии не более

Рис. 1. Схема изменения литологического состава и мощностей «солевой» юры Северо-Восточного Кавказа.

1 — песчаники; 2 — известковые глины; 3 — известняки; 4 — оолитовые известняки; 5 — доломиты; 6 — песчаные доломиты; 7 — гипсы и ангидриты; 8 — галиты; 9 — брекчия известняков и доломитов; 10 — область отсутствия отложений; 11 — изопакиты; 12 — граница литофаций. 1—19 — разведочные районы (1 — Малкинский, 2 — Зольский, 3 — Марьинский, 4 — Советский, 5 — Баксанский, 6 — Куркужин-Заюковский, (Гунделенский), 7 — Церикгельский, 8 — Аргуданский, 9 — Харбижский, 10 — Заманкульский, 11 — Малгобекский, 12 — Карабулак-Ачалукский, 13 — Первомайский, 14 — Датыхский, 15 — Аргунский, 16 — Элистанзинский, 17 — Бенойский, 18 — Бурунный, 19 — Дружба); 20—43 — естественные разрезы (20 — р. Малка, 21 — р. Гунделен, 22 — р. Баксан, 23 — р. Чегем, 24 — р. Черек Хуламанский, 25 — р. Черек Балкарский, 26 — р. Псыгансу, 27 — р. Урух, 28 — р. Ардон, 29 — р. Фиагдон, 30 — р. Гизельдон, 31 — р. Терек, 32 — р. Асса, 33 — р. Гехи, 34 — р. Бол. Мартап, 35 — р. Чанты-Аргун, 36 — р. Инзахк, 37 — р. Кенхи, 38 — р. Элистанжи, 39 — р. Харачой, 40 — р. Беной-Ясси, 41 — р. Андийское Койсу, 42 — хр. Салатау, 43 — хр. Гимрийский).

10 км достигает 1400 м. Далее к северо-востоку мощность гандалбосской свиты составляет 1300—1200 м, в Датыхском районе (скв. 12) — 1341, а еще восточнее (по р. Чанты-Аргун в скв. 28) — 1260 м. Во всех этих районах значительная часть разреза сложена галогенными породами. Проследить по площади отдельные соляные и ангидритовые пачки крайне затруднительно из-за того, что они представляют собой линзы, выклинивающиеся на небольшом расстоянии.

Каменная соль обнаружена в скв. 47 Заманкул, 167, 168 Карабулак-Ачалуки, в Малгобек-Вознесенском районе (скв. 876). Можно предположить, что и на севере Передовых хребтов в разрезе гандалбосской свиты также будет развита каменная соль. В разрезах скважин 40 Элистанжи и 12 Датых среди ангидритов отмечаются прослойки каменной соли и ангидрит-галитовой породы. Каменная соль бесцветная, редко розоватая крупнозернистая (размер зерен 0,56—2,84 мм), перекристаллизованная, трещиноватая, со следами первичной зонально-кристаллической структуры в отдельных кристаллах (скв. 40 Элистанжи). Эта структура подчеркивается ориентированно расположенными микровключениями маточной рапы с пузырьками газа размером 0,0026 мм и редко до 0,004 мм. В основной массе каменной соли присутствует галопелитовое вещество, располагающееся по граням кристаллов.

В скв. 12 Датых (интервал 3814—3815 м) в доломите отмечалась сера, которая составляла более 9%. В интервале 4001—4002 м вскрыты ангидриты пелитовидной, участками микрозернистой структуры, волнисто-слоистые, алевролитисто-песчаные, слабоглинистые, доломитсодержащие с тонкими прослоями полигалита агрегатного сложения. Довольно часто ангидриты имеют игольчатую структуру, обусловленную постседиментационной перекристаллизацией.

На остальной территории Чечено-Ингушетии и в Дагестане гандалбосская свита внизу представлена брекчиями, вверху — гипсами и ангидритами. Строение свиты простое и выдерживается на указанной территории, а ее мощность сокращается в восточном направлении. Свита выклинивается в среднем течении р. Аварское Койсу. Особенно большая мощность гандалбосской свиты фиксируется по р. Шаро-Аргун и ее притокам (1120 м). Несколько восточнее (р. Элистанжи) мощность сокращается до 700 м, а в сопредельных районах Дагестана, на хр. Салатау, не превышает 120 м [Леонов, Живаго, 1961]. Свита выклинивается здесь в районе Гимрийского хребта. В районе Варандийской антиклинали гандалбосская свита мощностью 220—320 м в ряде пунктов представлена толщей брекчий известняков и доломитов. Вполне вероятно, что гипсово-ангидритовая часть свиты в этом районе размыта.

Отложения гандалбосской свиты с прослоями каменной соли вскрыты и на территории Северной Осетии скважинами 1 и 3 в Аргуданском районе, где мощность ее превышает 1100 м. Разрезы гандалбосской свиты, изученные по р. Чегем, в районе Церикгель и по материалам скв. 1 Нальчик, представлены ангидритами, переслаивающимися с пачками и пластами известняков и доломитов. Мощность свиты здесь 210 м по р. Чегем и 350 м в районе Церикгель.

На северо-западе рассматриваемого региона, в области Предкавказской платформы, аналоги гандалбосской свиты представлены пестроцветными и эвапоритовыми породами мезмайской свиты, которая впервые выделена на Северо-Западном Кавказе Ю. И. Малбиевым [Объяснительная записка..., 1973]. Ее синоним — мехтыгенская свита [Логинова, 1974]. В мезмайской свите широко развиты пестроцветные песчаники, алевролиты и глины с пластами и пачками гипсов, ангидритов и каменной соли. Она, как и гандалбосская свита, представляет собой типичное регрессивное образование. Свита изучена в естественных разрезах по рекам Баксан и Кубань и в многочисленных разведочных скважинах Гунделенского,

Куркужин-Заюковского, Зольского, Марьинского, Лысогорского и других районов. Следует отметить, что в юго-восточных разрезах мезмайская свита имеет много общих черт с гандалбосской, что затрудняет проведение границы между этими свитами.

Соленосная толща на юге Кабардино-Балкарии подстилается толщей битуминозных известняков и доломитов (80—120 м). Породы темно-бурого цвета тонкослоистые, содержащие обуглившиеся остатки древесины. Часто в результате сильного выветривания известняки и доломиты приобретают тонкую листоватость. Обрывки обуглившихся растений располагаются по наслоению пород, встречаются кадозины и багряные водоросли. Изредка попадаются остатки рыб и рыбьей чешуи. Породы местами содержат фосфаты. По рекам Тызыл и Псыгансу в битуминозных известняках, обогащенных органическим материалом, располагаются брекчиевидные известняки или известняки с обломками карбонатных пород. Нередко отмечаются оолитовые известняки. В битуминозных известняках обнаружены нижнекимериджские аммониты [Кузнецов, 1928]. Несмотря на редкость находок руководящей фауны, можно все же достаточно уверенно отнести битуминозные известняки к кимериджскому ярусу. Таким образом, битуминозные известняки Кабардино-Балкарии соответствуют толще конгломератов и брекчий, располагающихся в основании гандалбосской свиты по рекам Гизельдон и Терек и охарактеризованных также кимериджскими аммогитами.

На юге Кабардино-Балкарии мезмайская свита представлена толщей брекчий известняков и доломитов в нижней части и гипсами и ангидритами, переслаивающимися с пластами доломитов темно-бурого цвета, — в верхней. Породы часто темно-розовые или бурые с красноватым оттенком. Севернее полосы естественных выходов отложения мезмайской свиты вскрыты полностью разведочными скважинами (Куркужин-Заюковский, Гунделенский, Баксанский районы). Мощность свиты здесь достигает 650 м, такая же мощность отмечена на Марьинской площади, к северу от которой она сокращается до 420 м (скв. 5 Лысогорская) (рис. 3), причем нижние слои свиты представлены корой выветривания.

На западе региона (реки Малка, Кубань, Зеленчук) мощность отложения мезмайской свиты уменьшается до 100—80 м, особенно по р. Кубань, где преимущественно развиты пестроцветные глины и алевролиты с прослоями зеленоватых и красноцветных гипсов. В скв. 7 Зольской в средней части свиты, представленной переслаивающимися доломитами, гипсами и ангидритами, развиты песчаники.

Отложения мезмайской свиты перекрываются без видимого несогласия карбонатными породами матламской свиты. На всей территории Северо-Восточного Кавказа, за исключением северо-западного и западного его районов, они представляют собой типичные трансгрессивные образования. На юго-востоке Ставропольского края и севере Кабардино-Балкарии в матламской свите среди различных типов известняков и доломитов вскрыты пласты и пачки гипсов и ангидритов (скв. 1 Баксан, 34, 26 Куркужин-Заюково, 1 Гунделен, 2 Зольская и др.). Однако относить эти отложения к аналогам балтинской свиты неверно, так как путем сравнительно-стратиграфического анализа удается установить такой же их возраст, что и толщи глинистых известняков по р. Баксан, охарактеризованных верхнетитонскими аммонитами. Развитые по р. Баксан глинистые известняки вскрыты на одном и том же стратиграфическом уровне разведочными скважинами Кабардино-Балкарии и Юго-Восточного Ставрополя (см. рис. 3).

Нижняя граница надсоленосной толщи в Кабардино-Балкарии и юго-востоке Ставрополя нами проводится по подошве пачки глинистых известняков и коррелируется с подошвой толщи глинистых известняков со стяжениями черного кремня, развитой по р. Баксан. Следует отметить,

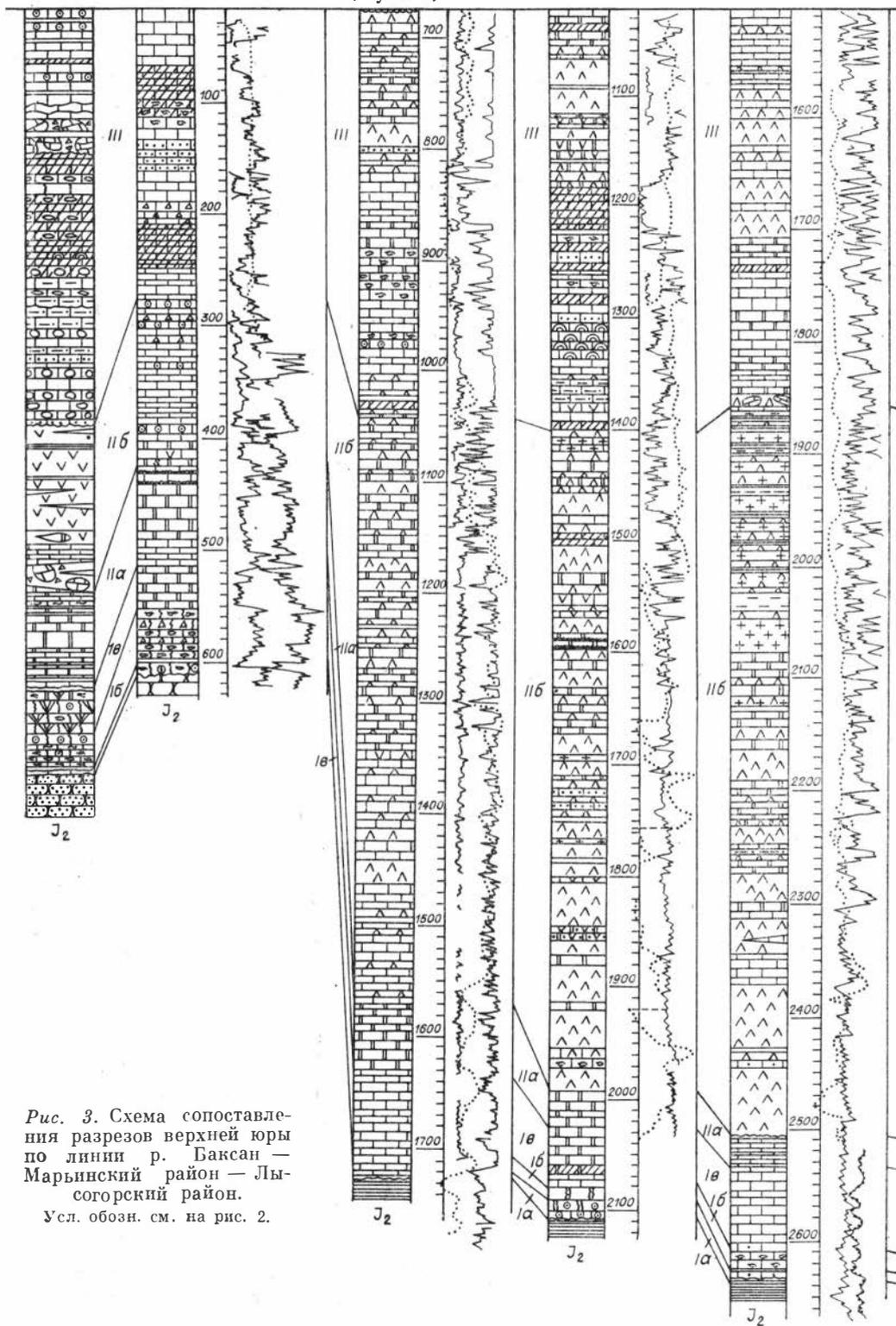
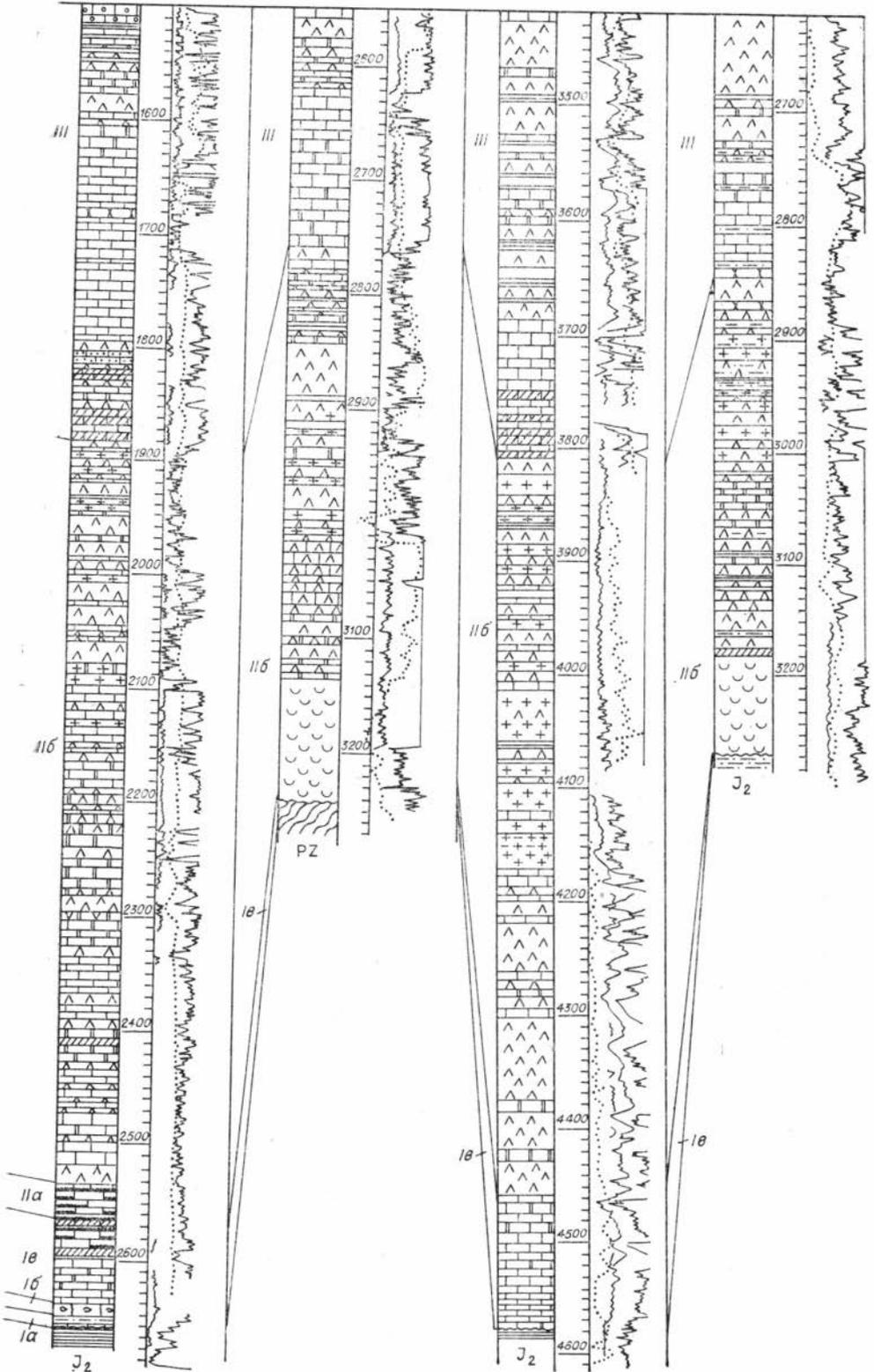


Рис. 3. Схема сопоставления разрезов верхней юры по линии р. Баксан — Марьинский район — Лысогорский район.

Усл. обозн. см. на рис. 2.



что во всех изученных естественных разрезах встречены титонские фаунистические остатки, представленные разнообразными двустворчатыми моллюсками и брахиоподами. В западном направлении мощность толщи глинистых известняков сокращается от 240 м (р. Баксан) до 20 м (р. Кубань) и исчезает на разрезе западнее р. Мал. Зеленчук в результате размыва.

Низы надсоленосной толщи на всей территории Чечено-Ингушетии представлены в нижней половине доломитами и известняками светло-серого цвета, а в верхней — светло-серыми, коричневатыми органогенно-обломочными известняками с включениями оолитов, чередующимися с криптозернистыми известняками. Такие породы фиксируются в естественных обнажениях Северной Осетии и Чечено-Ингушетии в разрезах скважин Датыхского, Первомайского, Бенойского районов и на Передовых хребтах. Устанавливаются они и на крайнем севере Чечено-Ингушетии (скв. 1 Бурунная).

Нижняя половина матламской свиты на всем протяжении от р. Баксан на западе до р. Чанты-Аргун на востоке характеризуется наличием многочисленных колоний *Serpula coacervata* Blum., рельефно выступающих на выветрелой поверхности известняков. Эти ископаемые организмы часто встречаются как в верхнетитонских породах, так и в перекрывающих их берриасских, но выше их нет, поэтому они с успехом могут быть использованы для корреляции.

Хорошим маркирующим горизонтом верхнего титона является устричник — пласт, сложенный обломками устриц и других различных двустворчатых, а также брахиопод. Он прослеживается по всей территории Северо-Восточного Кавказа и располагается в подошве верхнего титона [Логина, 1974], залегая несогласно на подстилающих отложениях. В местной стратиграфической шкале верхнему титону соответствует матламская свита [Объяснительная записка..., 1973]. Мощность отложений верхнего титона достигает по р. Терек 400 м. В восточном направлении от р. Шаро-Аргун они выклиниваются [Сахаров, 1970].

Берриасские отложения на территории от р. Кубань до р. Ардон и севернее ложатся на верхнеюрские несогласно с выпадением из разреза нескольких зон. На большей части Чечено-Ингушетии видимое несогласие между верхнеюрскими и нижнемеловыми отложениями не наблюдается.

Правильное понимание характера взаимоотношений отложений верхнего титона и берриаса играет важную роль при корреляции пограничных слоев юры и мела, особенно на северо-западе региона, в Юго-Восточном Ставрополье. В разрезе по р. Баксан полностью отсутствуют отложения двух зон нижнего берриаса. Без видимого несогласия на верхнетитонских отложениях залегают верхнеберриасские глинистые известняки, охарактеризованные аммонитами родов *Euthymiceras* и *Riasanites*. В восточном направлении постепенно в разрезе появляются более древние берриасские отложения с аммонитами родов *Tirnovella*, *Pseudosubplanites*, *Fauriella*, *Berrisella* и др., характерными для нижнего берриаса. Поэтому в качестве эталонного должен быть взят полный разрез по р. Ассе, который прекрасно охарактеризован фаунистически.

ЛИТЕРАТУРА

- Кузнецов И. Г. Месторождения битуминозных известняков в Балкарии (Северный Кавказ).— Изв. Геол. ком., 1928, т. 47, № 8, с. 898—934.
Леонов Г. П., Живаго Н. В. О некоторых вопросах стратиграфии верхнеюрских отложений Дагестана.— В кн.: Вопросы стратиграфии и региональной геологии. М., 1961, с. 26—57. (Ученые записки МГУ, вып. 192).
Логина Г. А. Регионально-стратиграфическая схема верхнеюрских отложений

Объяснительная записка к стратиграфической схеме юрских отложений Северного Кавказа. М.: Недра, 1973. 194 с.

Сахаров А. С. Новые данные о титонских отложениях Северо-Восточного Кавказа.— Докл. АН СССР, 1970, т. 195, № 2, с. 431—433.

Сахаров А. С., Химшиашвили Н. Г. Новые данные о кимериджских отложениях Северо-Восточного Кавказа.— Докл. АН СССР, 1967, т. 174, № 6, с. 1406—1408.

Ш. Д. Зангиев

ГАЛОГЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ПОЗДНЕЙ ЮРЫ ДАГЕСТАНА

Позднеюрские галогенные отложения широко распространены как в горных (Известняковый Дагестан, бассейн рек Аварское и Андийское Койсу), так в предгорных и равнинных районах Дагестана (на территории Терско-Сулакского прогиба и Прикумской зоны) (рис. 1—4). Имеющийся геологический материал, накопленный в результате геологосъемочных и поисково-разведочных работ, позволяет достаточно полно охарактеризовать особенности распространения, состав и строение кимеридж-титонской галогенной толщи [Алиев, Магомедов, 1972; Деревягин, Седлецкий, 1977; Леонов, Живаго, 1961; Назаревич и др., 1980; Сахаров, 1973].

В пределах Известнякового Дагестана позднеюрские галогенные отложения обнажаются по рекам Аварское и Андийское Койсу. В целом они представлены многократно чередующимися гипсами, ангидритами, доломитами, известняками, известняково-доломитовыми и сульфатно-карбонатными брекчиями. Одним из наиболее характерных является Артлухский разрез на Салатауском хребте.

	Мощность, м
1. Ангидрит белый	12
2. Доломит светло-серый, зернистый	7
3. Ангидрит белый с сероватым оттенком	3
4. Доломит светло-серый известковистый	4
5. Ангидрит белый с тремя прослоями доломитов мощностью 0,5 м каждый, залегающих на равном расстоянии друг от друга	23
6. Доломит серый, мелкозернистый	6
7. Ангидриты белые, равномерно переслаивающиеся с доломитами мощностью до 0,4 м	20
8. Известняк светло-серый, мелкозернистый	7
9. Ангидрит белый, сахаровидный, с двумя прослоями доломита мощностью 1,5 и 4 м	48
10. Доломит серый, мелкозернистый, в верхней части известковистый	5
11. Ангидрит светло-серый с тремя прослоями доломита мощностью 2 м каждый	12
12. Доломит светло-серый, мелкозернистый, известковистый	20
13. Ангидрит светло-серый, сахаровидный	60

Суммарная мощность составляет 227,5 м.

Гипсы и ангидриты белые, голубовато-серые, розовые, полосчатые, пятнистые, слоистые или массивные, сахаровидные с незначительной примесью доломита (4,57—2,74%), обычно битуминозные. В обнажениях пласты гипса, как правило, сильно перемяты.

Доломиты мелко- и крупнокристаллические битуминозные, иногда глинистые. Известняки органогенно-обломочные пелитоморфные, зернистые, реже оолитовые, часто в той или иной степени доломитизированные. Карбонатные породы слагают либо прослойки (0,5—5,0 см), либо сравнительно мощные пачки (до 2—10 м) и чередуются с гипсами и (или) ангидритами.

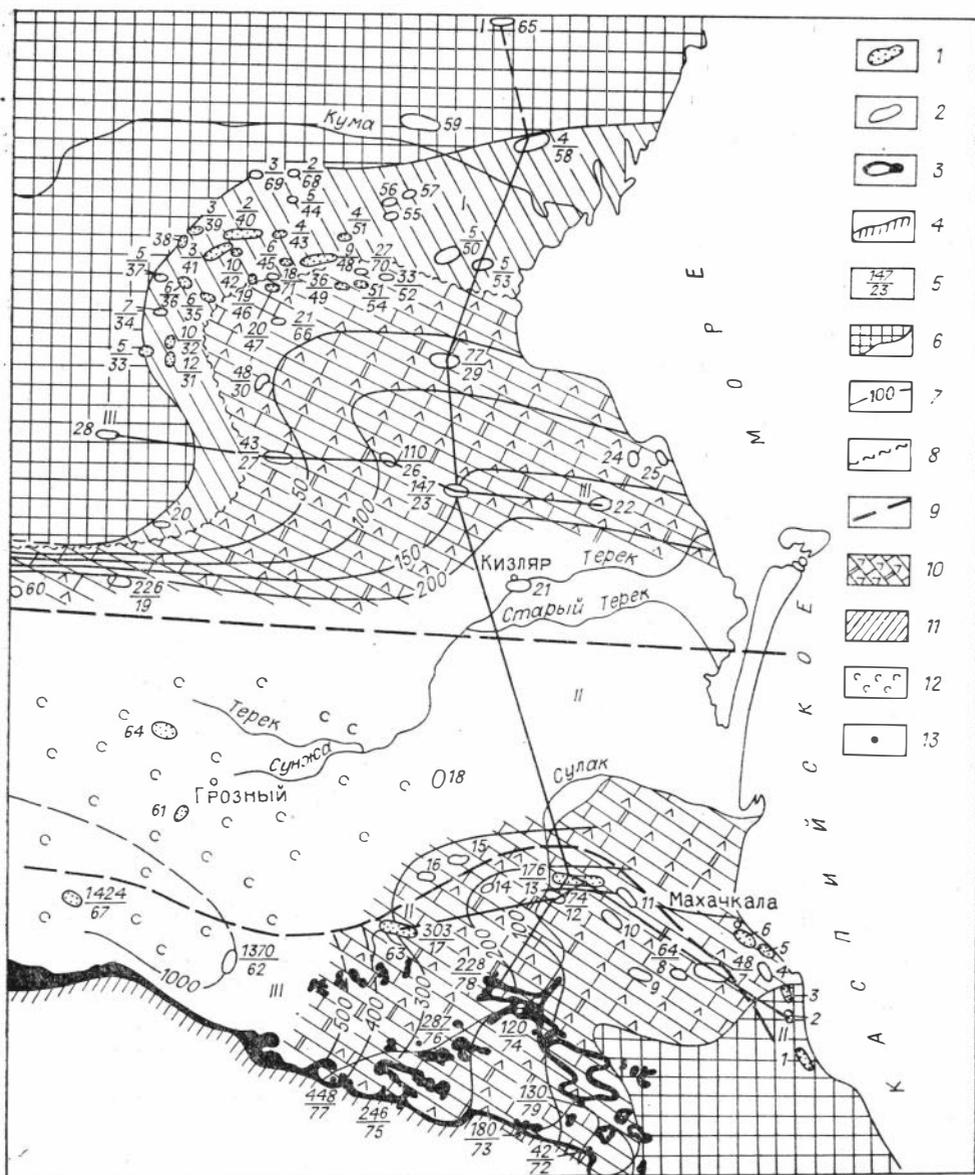


Рис. 1. Схематическая карта изменения мощности и распределение литофаций галогенной толщи Дагестана (составил Ш. Д. Зангиев).

1 — месторождение нефти и газа; 2 — площади перспективные; 3 — контуры выхода верхнеюрских отложений; 4 — граница распространения верхнеюрских отложений; 5 — в числителе мощность галогенной толщи, в знаменателе номер площади или естественного разреза; 6 — область отсутствия галогенной толщи; 7 — линии равных мощностей; 8 — граница литофаций; 9 — предполагаемая граница геологических областей (I — область Предкавказской эпигерцинской платформы, II — Терско-Сулакский передовой прогиб, III — геосинклинальная область Кавказа); 10 — литофация; 10 — чередование ангидритов, доломитов и известняков с подчиненными прослоями терригенных пород, 11 — чередование глинисто-карбонатных пород, 12 — галит-ангидритовая фация; 13 — естественный разрез.

Месторождения и площади: 1 — Ачи-Су, 2 — Айри-Тюбинская, 3 — Дмитровская, 4 — Иргинская, 5 — Тараки, 6 — Махачкала, 7 — Талги, 8 — Заузанбаш, 9 — Чубар-Арка, 10 — Кизил-Булак, 11 — Истисинская, 12 — Миатлы, 13 — Шамхал-Булак, 14 — Дыльмская, 15 — Аркабашская, 16 — Гилянская, 17 — Веной, 18 — Ансай, 19 — Бурунная, 20 — Дружба, 21 — Кизлярская, 22 — Александровская, 23 — Тарумовская, 24 — Тушиловская, 25 — Брянская, 26 — Комсомольская, 27 — Тереклинская, 28 — Орта-Тюбинская, 29 — Кочубеевская, 30 — Соляная, 31 — Тюбинская, 32 — Капиевская, 33 — Граничная, 34 — Западный Бижиган, 35 — Майская, 36 — Эмировская, 37 — Леваневская, 38 — Катранная, 39 — Русский Хутор, 40 — Сухокумская, 41 — Южно-Сухокумская, 42 — Мартовская, 43 — Восточно-Сухокумская, 44 — Южно-Буйнакская, 45 — Дахадаевская, 46 — Перекрестная, 47 — Равнинная, 48 — Солончаковая, 49 — Юбилейная, 50 — Южно-Таловская, 51 — Степная, 52 — Кумухская, 53 — Северо-Кочубеевская, 54 — Думетская, 55 — Ветковская, 56 — Песчаная, 57 — Восточно-Песчаная, 58 — Восточно-Артезианская, 59 — Калининская, 60 — Галюгаевская, 61 — Датых, 62 — Аргун, 63 — Элистанжин, 64 — Хаянкорт, 65 — Профильная, 66 — Северо-Соляная, 67 — Грозненская, 68 — Буйнакская, 69 — Солнечная, 70 — Таловская, 71 — Ногайская, 72 — Салтинский Мост, 73 — Голо гль, 74 — Унцукуль, 75 — Карата, 76 — Тлох, 77 — Агвали, 78 — Артлук, 79 — Мо-гохский Мост.

Сведения о галогенной толще, распространенной на территории Дагестана, м

Площадь, номер скважины	Нижний мел		Верхняя юра			
	Нижний берриас (XIII,пл)		Титон		Оксфорд (XIII,пл)	
	Глубина	Мощность	Глубина	Мощность	Глубина	Мощность

Равнинный Дагестан

Тарумовская, 1	4852	23	4875	147	5023	37
Кочубеевская, 1	4100	43	4143	71	4214	54
Комсомольская, 1	4556	34	4590	110	4700	38
Тереклинская, 1	4492	32	4524	43	4575	45
Орта-Тюбинская, 1	—	—	—	—	—	—
Соляная, 1	4078	22	4100	48	4148	30
Северо-Соляная, 1	3816	10	3826	21	3847	33
Тюбинская, 2	3802	4	3806	12	3816	23
Граничная, 2	—	—	3680	5	3685	4
Каниевская, 1	—	—	3757	10	3767	27
Грозненская, 1	—	—	—	—	3625	33
Эмировская, 1	3412	13	3425	6	3431	35
Леваневская, 1	3364	9	3373	5	3378	12
Майская, 1	3650	5	3655	6	3660	27
Перекрестная, 1	3595	11	3607	19	3626	25
Равнинная, 13	3617	13	3630	20	3650	30
Южно-Сухокумская, 15	3407	10	3410	3	3420	29
Мартовская, 1	3406	4	3410	10	3420	33
Русский Хутор, 13	3273	4	3277	3	3280	24
Сухокумская, 4	3352	5	3357	2	3359	15
Восточно-Сухокумская, 6	3457	13	3470	4	3474	29
Дахадаевская, 9	3542	7	3549	6	3555	31
Солончаковая, 31	3519	9	3528	9	3537	33
Степная, 1	3466	12	3478	4	3482	33
Юбилейная, 1	3632	5	3637	36	3673	35
Ногайская, 1	3599	7	3607	18	3625	31
Таловская, 1	3584	13	3597	27	3624	31
Южно-Таловская, 1	3640	4	3644	29	3673	31
Кумухская, 1	3628	6	3634	33	3667	33
Северно-Кочубеевская, 1	3587	38	3625	5	3630	50
Северно-Кочубеевская, 2	3429	15	3444	5	3449	51
Песчаная	—	—	3238	5	3243	40
Восточно-Песчаная, 1	—	—	3177	5	3182	38
Буйнакская, 1	3185	2	3187	2	3189	14
Южно-Буйнакская, 1	—	—	3288	5	3293	25
Солнечная, 1	—	—	3204	3	3207	5
Западно-Божиганская, 1	3562	9	3571	7	3578	36
Душетская, 1	3494	18	3512	18	3530	34

Предгорный Дагестан

Талги, 2			588	48	636	43
Заузанбаш, 2			1965	67	2072	
Миатлы, 1			1387	74	1461	91
Шамхал-Булак, 25			3554	176	3730	108

Разрезы Известнякового Дагестана

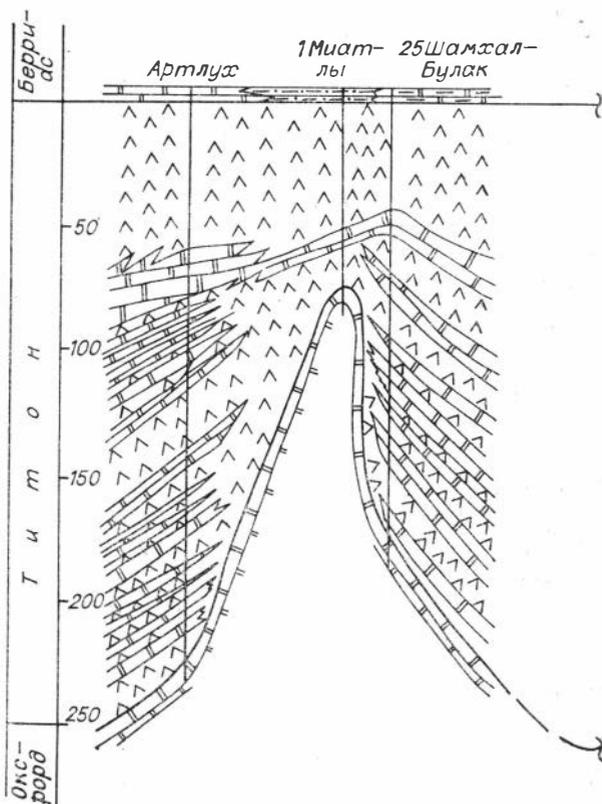
Артлух				228		
Аракань				37		
Голотль				180		
Карата				245		
Агвали-Ботлих				450		
Тлох				287		
Унцукуль				120		
Могохский Мост				130		

Карбонатные брекчии сложены остроугольными обломками и неокатанными глыбами известняков и доломитов, сцементированными песчаногравелистым и известковым материалом. В сульфатно-карбонатных брекчиях наряду с обломками доломитов и известняков наблюдаются глыбы и включения гипсов и ангидритов. Нередко карбонатные брекчии по простиранию замещаются сульфатно-карбонатными, а затем и ненарушенным разрезом, представленным чередующимися пластами доломитов, известняков и гипсов. Мощность пачек и крупных линз карбонатных и сульфатно-карбонатных брекчий достигает 100—150 м.

Особенности строения и состава известняково-доломитовых брекчий свидетельствуют о том, что основная причина их образования — выщелачивание сульфатных пород в близповерхностных условиях, продолжающееся по настоящее время. Вместе с тем устанавливается, что количество гипсов в разрезе кимеридж-титонских отложений уменьшается при прослеживании на север и юго-восток от долины р. Аварское Койсу, где осадочная толща представлена преимущественно известняками и доломитами.

Наибольшей мощности (450 м) галогенные отложения достигают в верховьях р. Андийское Койсу у с. Агвали. Отсюда на восток и юго-восток мощность сокращается до 34—42 м. По данным М. К. Казанбиева (1970б), мощности титонских отложений у селения Карата равняется 245 м, Глох — 287, Артлух — 228, Голотль — 180, Унцукуль — 120, Могохский Мост — 130, Солтинский Мост — 42 м (см. таблицу). Еще далее на восток и юго-восток в разрезах у сел Цудахар, Ташкапур, Аркас, Гапшима, Бутри кимеридж-титонские отложения полностью выпадают из разреза. Здесь на размытой поверхности образований оксфордского яруса залегают известняки валаджина. Южнее и юго-восточнее верхнеюрские отложения отсутствуют.

Одновременно с уменьшением мощности кимеридж-титонские отложения становятся все более терригенными. В разрезе появляются тонкие линзовидные прослои грубозернистого песчаника, а в составе известняков или доломитов увеличивается терригенная примесь. В этом же направлении изменяется и количественное соотношение известняков и доломитов. Так, если на западе (Агвали, Карата, Глох) эти типы карбонатных пород в целом по разрезу распространены примерно одинаково, то на северо-западе (хр. Салатау) и востоке Центрального Дагестана (села Унцукуль, Араканы и т. д.) развиты преимущественно доломиты. Изменяется и состав известняков. На западе они в основном органогенно-обломочные, реже зернистые, а на востоке и юго-востоке Центрального Дагестана (разрезы



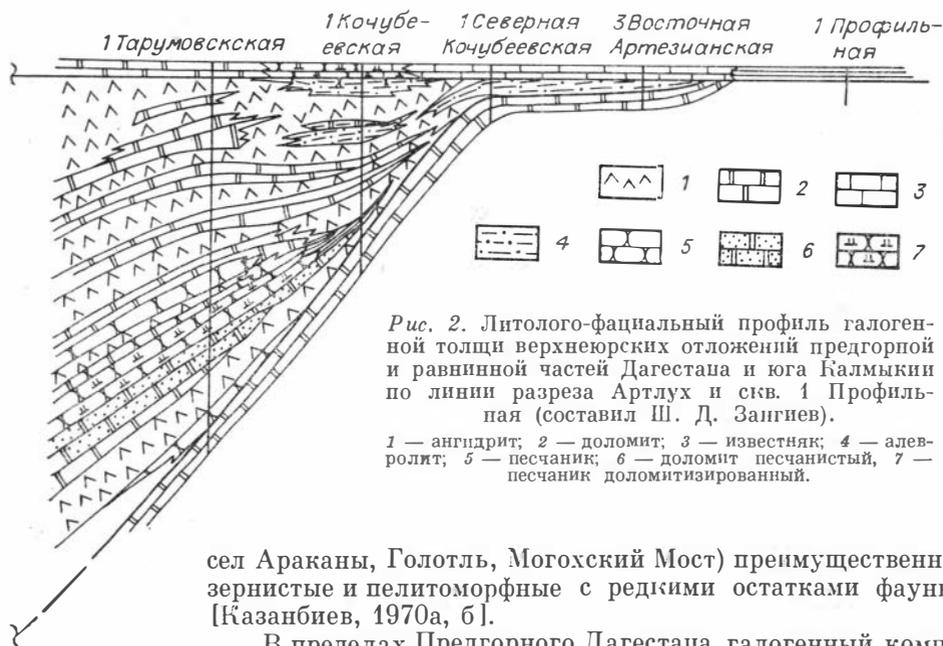


Рис. 2. Литолого-фациальный профиль галогенной толщи верхнеюрских отложений предгорной и равнинной частей Дагестана и юга Калмыкии по линии разреза Артлух и скв. 1 Профильная (составил Ш. Д. Заггиев).

1 — ангидрит; 2 — доломит; 3 — известняк; 4 — алевролит; 5 — песчаник; 6 — доломит песчанистый, 7 — песчаник доломитизированный.

сел Араканы, Голотль, Могохский Мост) преимущественно зернистые и пелитоморфные с редкими остатками фауны [Казанбиев, 1970а, б].

В пределах Предгорного Дагестана галогенный комплекс вскрыт отдельными скважинами в полосе сравнительно неглубокого залегания верхнеюрских отложений. Поисково-разведочное бурение с целью изучения верхнеюрских отложений здесь было начато в 1951 г. на площади Заузанбаш. В настоящее время галогенные отложения вскрыты на площадях Талги (скв. 2 — 4, 35-т), Заузанбаш (скв. 2, 3), Шамхал-Булак (скв. 10, 17, 20, 25), Миатлы (скв. 1, 19). Находятся в бурении скважины 22 Шамхал-Булак, 2 Миатлы. Проектируется ряд поисковых и разведочных скважин на новых площадях.

Галогенные отложения на территории Предгорного Дагестана представлены ангидритами с подчиненными пластами доломитов и известняков. Ангидриты молочно-белые, серые и светло-серые, тонко-, мелкозернистые, спутанно-волокнистые, с примесью алевролитового материала (до 3—5%). Доломиты достигают мощности 10—15 м. Они, как правило, средние и мелкозернистые, темно-серые с коричневатым оттенком, иногда известковистые, с включениями ангидрита, кавернозные. Количество карбонатных пород в нижней части разреза увеличивается главным образом за счет доломитов. В целом галогенные отложения в районах Предгорного Дагестана характеризуются сложной фациальной изменчивостью, различной полнотой разреза и значительными колебаниями мощностей.

К западу на территории Чечено-Ингушетии развита мощная соленосная толща (более 1000 м). Восточнее ее мощность быстро сокращается до 300 м. На площади Беней из разреза полностью выпадают пласты каменной соли, а разрез целиком представлен ангидритами с подчиненными прослоями доломитов и известняков [Станулис и др., 1979]. Далее на восток и юго-восток мощность галогенной толщи уменьшается на площадях Шамхал-Булак до 176 м, Миатлы — 74, Заузанбаш — 67, Талги — 48 м. Верхнеюрские отложения полностью выклиниваются, не достигнув площади Ачи-Су. В северном направлении, в сторону Терско-Сулакского прогиба, мощность галогенной толщи возрастает от 75 м на площади Миатлы до 176 м в районе Шамхал-Булак. Подобное увеличение мощностей галогенных отложений позволяет предположить, что эвапоритовый бассейн кимеридж-титонского возраста простирается далеко на север, охватывая территорию Терско-Сулакского прогиба и Прикумскую зону.

Галогенный комплекс на площади Прикумской зоны впервые был

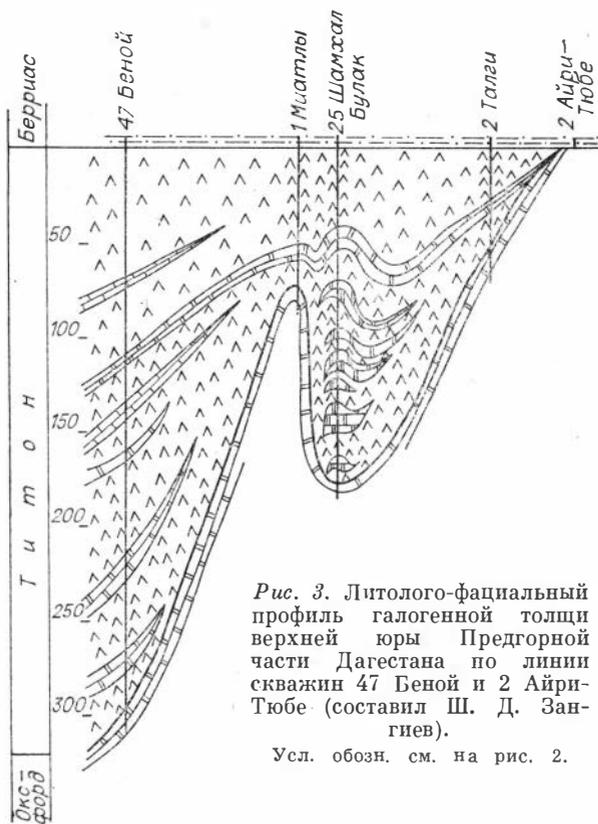


Рис. 3. Литолого-фациальный профиль галогенной толщи верхней юры Предгорной части Дагестана по линии скважин 47 Беной и 2 Айри-Тюбе (составил Ш. Д. Зангиев).

Усл. обозн. см. на рис. 2.

вскрыт при бурении скважины на площадях Равнинная и Перекрестная.

Область распространения галогенных пород имеет форму залива (см. рис. 1). Мощность галогенной толщи плавно нарастает при прослеживании с запада, северо-запада и севера на юго-восток. Наибольшая мощность установлена на Тарумовской площади (147 м). Здесь толща представлена чередованием белых и серых ангидритов с прослоями и пластами известняков, доломитов, аргиллитов и песчаников. В разрезе преобладают ангидриты. Они имеют белый и светло-серый цвета. Аргиллиты обычно черные. Доломиты пелитоморфные, мелко- и среднезернистые, темно-серые с коричневатым оттенком, местами кавернозные и трещиноватые со стилолитовыми швами.

В верхней части разреза выделяются два маркирующих доломитовых пласта мощностью по 10 м. Песчаники серые, мелкозернистые, в разной степени карбонатные и глинистые, местами с включениями крупных зерен кварца. Мощность пластов песчаников в низах разреза иногда достигает 5 м. При прослеживании от Тарумовской площади на север и запад из разреза выпадают сначала ангидриты, затем карбонатные породы. В северных и западных районах Прикумской зоны верхнеюрские отложения представлены терригенными породами. Анализ результатов бурения показывает, что пласты ангидритов мощностью до 15 м в разрезе не фиксируются.

Однозначную корреляцию пачек и пластов галогенной толщи между районами Предгорного Дагестана и Прикумской зоны в настоящее время провести очень трудно. К югу от Тарумовской площади ожидается резкое увеличение мощности галогенных отложений, возможно, разрез здесь станет соленосным. Можно предположить, что солеродный бассейн не ограничивается Терско-Сунженским прогибом, а протягивается на восток в виде узкого широтного залива.

Галогенная толща верхней юры Дагестана перспективна для поисков залежей нефти и газа. На площади Шамхал-Булак в Предгорном Дагестане из этих отложений получены промышленные притоки газа. Интенсивные притоки газа были получены в процессе бурения в скв. 10 в интервалах глубин 3606—3645 и 3651—3690 м и скв. 25 в интервале глубин 3456—3520 и 3542—3598 м. Газ легкий, с удельным весом 0,627, с резким запахом сероводорода. Содержания компонентов в объемных процентах составляют: метана — 90,83, этана — 0,20, пропана — 0,01, CO_2 — 6,14, азота — 2,82, количество сероводорода колеблется в пределах 1700—2000 г на 100 м^3 газа. Газоносными коллекторами в галогенной толще являются пласты доломитов и известняков. Коллекторы характеризуются как по-

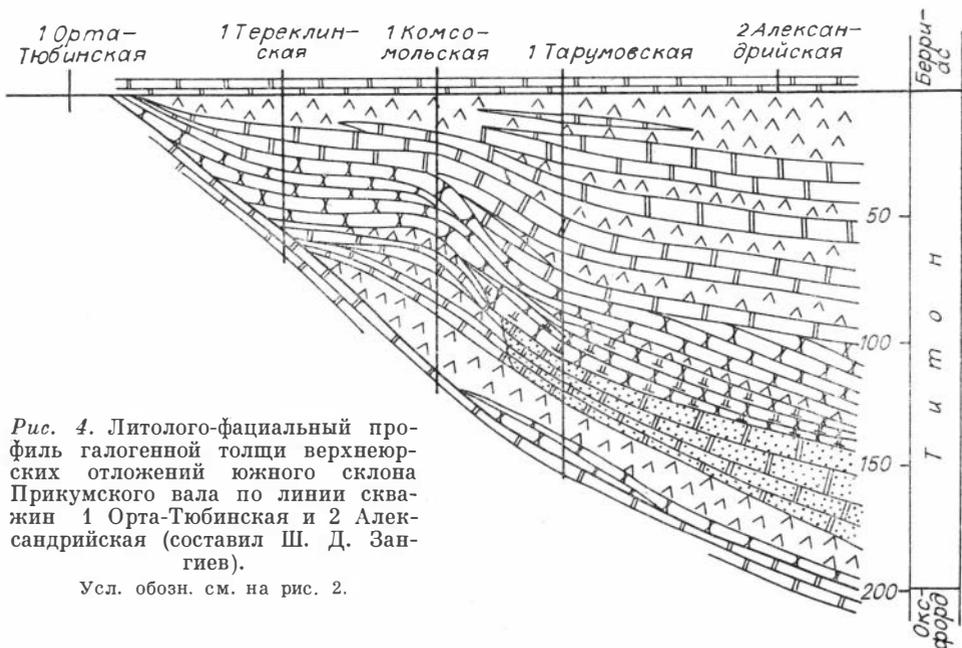


Рис. 4. Литолого-фациальный профиль галогенной толщи верхнеюрских отложений южного склона Прикумского вала по линии скважин 1 Орта-Тюбинская и 2 Александрийская (составил Ш. Д. Зангиев).

Усл. обозн. см. на рис. 2.

рово-каверново-трещинного типа. Роль покровов выполняют ангидриты и гипсы. В Прикумской зоне галогенные отложения испытаны в отдельных скважинах. При испытании доломитового пласта в скв. 1 Кочубей в интервале 4177,5—4179 м получен непереливающийся приток воды с резким запахом сероводорода, с удельным весом 1,105 г/см³ и содержанием хлора 98,18 мг/л; содержание растворенного газа в воде 1300—1400 см³/л. Нет сомнения, что галогенная толща Прикумской зоны также перспективна на нефть и газ.

В Нагорном Дагестане, где верхнеюрские отложения обнажаются, в галогенном комплексе установлены многочисленные проявления серы и целестина.

ЛИТЕРАТУРА

- Алиев А. Г., Магомедов А. М. Литология карбонатных отложений верхней юры и валанжина Дагестана и Северного Азербайджана. Баку: Изд-во ИГ АН АзССР, 1972. 30 с.
- Деревягин В. С., Седлецкий В. И. Верхнеюрские соленосные отложения Предкавказья.— Литология и полезные ископаемые. 1977, № 4, с. 121—131.
- Казанбиев М. К. Условия образования позднеюрских доломитов Дагестана.— В кн.: Вопросы геологии и подземных вод Дагестана. Махачкала, 1970а, с. 163—177.
- Казанбиев М. К. Палеогеографические условия осадконакопления в Дагестане в позднеюрскую эпоху.— В кн.: Вопросы геологии и подземных вод Дагестана. Махачкала, 1970б, с. 150—162.
- Леонов Г. П., Живаго Н. В. О некоторых вопросах стратиграфии верхнеюрских отложений Дагестана.— В кн.: Вопросы стратиграфии и региональной геологии. М., 1981, с. 26—57. (Ученые записки МГУ, вып. 192).
- Назаревич Б. П., Назаревич И. А., Фадеева Л. В. Формации верхнеюрских отложений Центрального и Восточного Предкавказья.— В кн.: Типы осадочных формаций нефтегазоносных бассейнов. М.: Изд-во МГУ, 1980, с. 261—286.
- Сахаров А. С. Палеонтологическое обоснование возраста титонских отложений Северо-Восточного Кавказа.— В кн.: Геология и нефтегазоносность Восточного Предкавказья. Грозный, 1973, с. 14—21.
- Станулис В. А., Коновалов В. И., Булгакова О. П., Мациева Т. В., Даниленко Т. А. Новые данные по геологии юрских и палеозойских отложений юго-восточных районов Чечено-Ингушетии.— В кн.: Геология нефтегазоносных комплексов мезозоя Дагестана. Махачкала, 1979, с. 11—21.

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ БИШОФИТОВЫХ ПОРОД В РАЗРЕЗЕ КУНГУРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ПРИВОЛЖСКОЙ МОНОКЛИНАЛИ

В настоящее время кунгурская соляная толща Приволжской моноклинали детально расчленена исследованиями на ряд ритмопачек, циклов или ритмов [Ермаков и др., 1968; Ермаков, 1971; Казанцев и др., 1974; Ермаков, Гребенников, 1977; Шафи́ро, 1972, 1977; Тихвинский, 1976; Горбов, 1973]. Каждая из выделенных единиц (ритмопачка, цикл или ритм) начинается ангидритами или доломит-ангидритами и заканчивается каменной или калийно-магниевыми солями. Две из них, соответствующие ритмопачкам 7 и 8 схемы В. А. Ермакова и др., циклам VI и VII схемы Н. И. Банеры и А. Ф. Горбова, циклам IV и V схемы И. Н. Тихвинского и ритмам 4 и 5 схемы Я. Ш. Шафи́ро, заканчиваются бишофитовыми породами и считаются завершенными.

М. А. Жарковым и др. (1980) на Привольнинской площади в верхней половине соляной толщи было отмечено 12 бишофитовых и бишофитсодержащих пачек и пластов и указывалось на возможность присутствия здесь большего числа завершенных циклов.

При изучении керна и каротажных диаграмм скважин Привольнинской площади появились данные, позволяющие детализировать стратиграфическое положение бишофитовых пород. В разрезе скважин 3 и 4, наиболее полно охарактеризованных керном, удалось выделить несколько ритмопачек. В качестве ритмопачки принята последовательность пород с возрастающей растворимостью вверх по разрезу от подошвы подстилающего ангидрита или ангидрит-доломита до подошвы перекрывающего.

В скв. 3 Привольнинской площади изучен представленный керном разрез в интервале глубин 1870, 1—1531 м. Здесь выделено четыре ритмопачки (см. рисунок), характеризующиеся зональным строением.

Первая ритмопачка в изученном интервале начинается с галитовой зоны, сложенной ритмично переслаивающимися светло-серой каменной солью и ангидритом. Мощности слоев каменной соли изменяются от первых сантиметров до 10—15 см, ангидритовые слои имеют мощность 2—5 мм, редко до 1—1,5 см. В верхней половине зоны ангидритовые слойки встречаются реже, до полного исчезновения в кровле. Судя по каротажу, вниз по разрезу галитовая зона продолжается по глубины 1875 м и ниже ее располагается зона ангидритовых пород мощностью 12 м.

Следующую зону слагают брекчиевые породы галит-карналлитового состава с примесью ангидрита мощностью 17 м. Здесь присутствуют две генерации карналлита. Светло-серый, полупрозрачный карналлит цементирует обломки пород ангидрит-галитового и галитового состава, а молочно-белый отмечается в виде многочисленных пятнистых включений размером от нескольких миллиметров до 2—3 см. Присутствие этих включений — характерная особенность пород.

Покровная зона первой ритмопачки сложена пятнисто-полосчатой каменной солью мощностью 60 м.

Вторая ритмопачка начинается зоной ангидритовых пород, сложенной в нижней части тончайшим переслаиванием ангидрита, доломита и глинистого материала с примесью ангидрита мощностью 3,75 м. Выше залегает каменная соль с прослоями ангидрита, мощность которой 4,35 м, затем слой ангидрита мощностью 0,28 м, выше которого вновь появляется каменная соль мощностью 0,45 м. Заканчивается базальная зона глинистыми доломит-ангидритами мощностью 16 м. Отмеченная внутри

нее каменная соль образует тело линзовидной формы, полностью выклинивающееся к соседним скважинам 2 и 4, и поэтому не выделяется в качестве завершающего члена самостоятельной ритмопачки.

Галитовая зона ритмопачки представлена чередованием каменной соли с ангидритом и имеет мощность 45 м. Слои каменной соли здесь мощностью от 1—3 см до 10—15 см, в верхней части до 20 см, чередуются со слоями ангидрита мощностью от первых миллиметров до 2—3 см. Перекрывают их породы карналлит-глинисто-галитового состава и каменная соль с примесью темно-серой глины общей мощностью 8,3 м, образующие зону карналлитовых и карналлитсодержащих пород.

Выше по разрезу располагается зона бишофитовых и бишофитсодержащих пород мощностью 63 м. В верхней части в их составе появляется кизерит.

Покровная зона второй ритмопачки сложена последовательно сменяющимися породами галит-карналлитового, карналлит-галитового состава и каменной солью общей мощностью 11 м.

Третья ритмопачка начинается с пород ангидритового и галит-ангидритового состава мощностью 1 м, перекрывающихся каменной солью с редкими прослоями ангидрита мощностью 8 м. Продолжают разрез породы карналлитового и галит-карналлитового состава с примесью кизерита мощностью 0,7 м, которые перекрывают бишофит мощностью 0,34 м. Завершается ритмопачка породами галит-карналлитового состава и каменной солью общей мощностью 1,5 м.

Четвертая ритмопачка начинается, как и предыдущая, с маломощной зоны ангидритовых пород, перекрывающихся каменной солью с прослоями ангидрита. Общая мощность этих пород 2 м. Над ними отмечается каменная соль с включениями карналлита мощностью 11 м. Дальнейший разрез ритмопачки своеобразен. Он характеризуется чередованием слоев каменной соли и бишофита. В представленном керном интервале до глубины 1531 м насчитывается 20 слоев и пластов бишофита мощностью от 2—3 см до 3,25 м; их общая мощность 13,2 м. Каменная соль, разделяющая бишофитовые слои, разбита вертикальными трещинами, заполненными бишофитом. По данным каротажа такие породы продолжают до глубины 1514 м и перекрываются породами вышележащей ритмопачки, имеющей мощность 10 м. Кровля соляной толщи отбивается на глубине 1504 м.

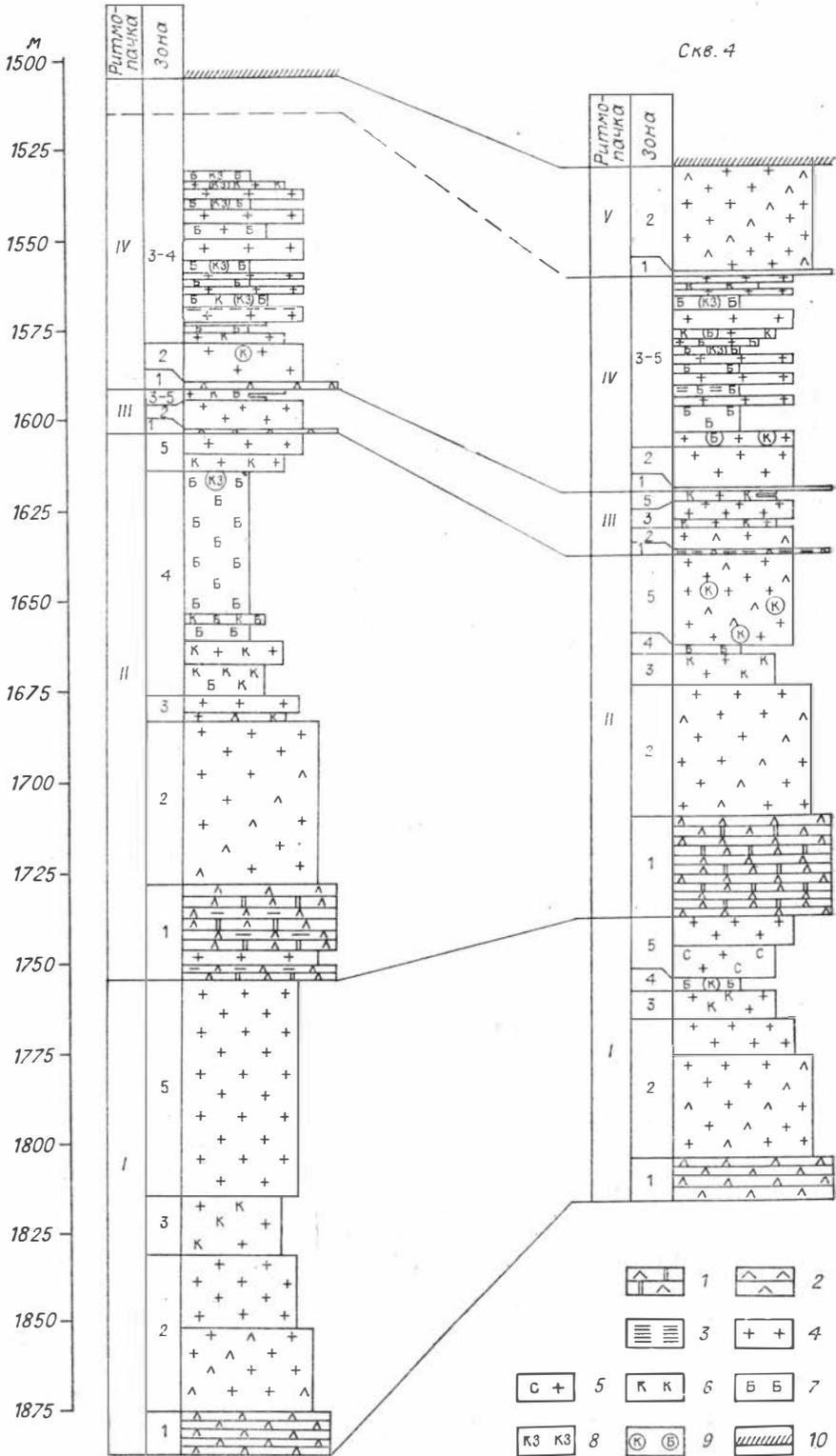
Разрез по скв. 4 Привольнинской площади изучен в интервале глубин 1793,6—1536,07 м. Здесь выделено пять ритмопачек (см. рисунок) имеющих ту же принципиальную зональность, что и выделенные в скв. 3.

Первая ритмопачка в нижней части керном не представлена. По каротажным диаграммам она выделяется в интервале глубин 1816—1805 м, имеет мощность 11 м и сложена, по-видимому, ангидритами. Над ней залегает светло-серая каменная соль с ангидритовыми, галит-ангидритовыми и ангидрит-галитовыми прослоями. Кровля ее отмечается на глубине 1765,7 м, мощность 39,3 м. Следующая зона сложена породами галит-карналлитового состава с примесью ангидрита мощностью 8,1 м. Над ней залегает полупрозрачный сероватый бишофит с включениями зерен белого или голубовато-дымчатого карналлита мощностью 3 м. Выше отмечены пятнисто-полосчатые породы галит-сильвинового состава мощностью 8,6 м. Завершает разрез первой ритмопачки каменная соль мощностью 9 м.

Вторая ритмопачка в основании представлена доломит-ангидритами мощностью 27 м, перекрывающимися каменной солью с прослоями ангидрита общей мощностью 36,5 м. Над ними отмечаются породы галитового, карналлитового и карналлит-галитового состава общей мощностью 8,9 м. Далее разрез продолжают брекчиевидные породы карналлит-бишофитового состава мощностью 1,2 м.

Скв. 3

Скв. 4



Выше скважиной вскрыты интенсивно брекчированные породы ангидрит-галитового состава с примесью карналлита. Нормальная слоистость здесь отсутствует, обломки пород часто развернуты в произвольных направлениях, поэтому верхняя граница ритмопачки проведена условно по располагающемуся в верхней части зоны брекчий (гл. 1637,5 м) участку темной зеленовато-серой глины.

Третья ритмопачка, как отмечено, начинается глиной, выше которой располагаются брекчированные породы ангидрит-галитового состава, в верхней части с карналлитом. Мощность их 6,8 м. Они перекрыты породами галит-карналлитового состава мощностью 1,2 м. Выше по разрезу залегают каменная соль мощностью 5,5 м и породы галит-карналлитового и карналлит-галитового состава мощностью 0,85 м. Далее разрез продолжают карналлитовые породы мощностью 0,5 м, и завершают ритмопачку каменная соль и породы карналлит-галитового состава мощностью 0,6 м.

Четвертая ритмопачка начинается ангидритом и породами галит-ангидритового состава с примесью карналлита общей мощностью 0,6 м. Выше залегает каменная соль мощностью 12 м, в нижней части которой отмечаются прослойки ангидрита и включения карналлита. Заканчивают ритмопачку переслаивающиеся каменная соль и бишофитовые породы. Иногда между ними располагаются маломощные переходные породы карналлит-галитового или карналлитового состава, изредка с бишофитом. В верхней части ритмопачки присутствует кизерит, местами в количествах, имеющих порообразующее значение. Всего здесь насчитывается 10 слоев и пластов бишофита общей мощностью 13,4 м. Лежащая между ними каменная соль разбита вертикальными трещинами, выполненными бишофитом.

Пятую ритмопачку начинают породы ангидрит-глинистого состава мощностью 0,4 м, выше которых залегают такой же мощности породы галит-ангидритового состава. Весь остальной разрез сложен каменной солью с многочисленными слоями и слоями пород галит-ангидритового состава. Последние имеют мощности, в среднем вдвое меньшие, чем разделяющие их слои каменной соли. Такие породы продолжаются до самой кровли соляной толщи, которая фиксируется на глубине 1530 м.

Таким образом, все выделенные ритмопачки сложены, в общих чертах, одинаковой последовательностью пород. В них снизу вверх сменяют друг друга породы со все более возрастающей растворимостью, а в верхней части залегает обратная последовательность пород с убывающей растворимостью вверх по разрезу.

Выделенные в скважинах 3 и 4 ритмопачки между собой коррелируются однозначно (см. рисунок). Более подробная корреляция (например, на уровне слоев или пачек), несмотря на небольшое расстояние между скважинами (1,5 км), возможна только для ангидритов (доломит-ангидритов) и в некоторой степени для каменной соли. Более растворимые соли обнаруживают значительную изменчивость как в вертикальном, так и в боковом направлении. Так, отмеченным в скв. 4 в первой ритмопачке бишофитовым породам с включениями белого и голубовато-дымчатого карналлита и перекрывающим их галит-сильвининовым породам в скв. 3 соответствуют галит-карналлитовые породы с включениями молочно-белого карналлита. Во второй ритмопачке в скв. 3 бишофитовые и бишофитсодержащие породы имеют мощность 63 м, а в скв. 4 — только 1,2 м. Бишофитовому

Сопоставление схематических разрезов по скважинам 3 и 4 Привольнинской площади. 1 — доломит-ангидриты; 2 — ангидриты; 3 — глины; 4 — каменная соль; 5 — галит-сильвининовые породы; 6 — карналлиты; 7 — бишофиты; 8 — кизериты; 9 — включения, 10 — кровля соляной толщи. Зоны: 1 — ангидритовых пород, 2 — галитовая, 3 — карналлитовых и карналлитсодержащих пород, 4 — бишофитовых и бишофитсодержащих пород, 5 — покровная.

слою третьей ритмопачки в скв. 3 соответствует карналлитовый слой соизмеримой мощности в скв. 4. И наконец, в четвертой ритмопачке, не полностью охарактеризованной керном в скв. 3, насчитывается 20 слоев бишофитовых пород, а в скв. 4, где ритмопачка представлена керном полностью, таких слоев только 10.

При сопоставлении ритмопачек, выделенных по керну скважин 3 и 4 Привольнинской площади, с известными схемами указанных выше исследований можно видеть, что первая ритмопачка соответствует ритмопачке 7 схемы В. А. Ермакова и др., циклу VI схемы Н. И. Банеры и А. Ф. Горбова, циклу IV схемы И. Н. Тихвинского и ритму 4 схемы Я. Ш. Шафира. Вторая, третья, четвертая и пятая ритмопачки, возможно, будут коррелироваться с соответствующими верхними ритмопачками, циклами и ритмами этих авторов. Если такой вариант сопоставления с существующими схемами окажется правильным, тогда можно будет говорить о том, что в юго-западной части Приволжской моноклинали происходит возрастание стратиграфического интервала распространения бишофитовых пород и их появление на уровне 9 и 10 ритмопачек схемы В. А. Ермакова и др. [Ермаков и др., 1968; Ермаков, 1971; Казанцев и др., 1974; Ермаков, Гребенников, 1977].

ЛИТЕРАТУРА

- Горбов А. Ф. Прикаспийский калиеносный бассейн.— В кн.: Месторождения калийных солей СССР. Методы их поисков и разведки. Л.: Недра, 1973, с. 70—104.
- Ермаков В. А., Исаев А. Я., Гетмонова Е. И. Гидрохимическая толща на территории западного обрамления Прикаспийской синеклизы.— Геология нефти и газа, 1968, № 5, с. 33—38.
- Ермаков В. А. Особенности надсолевой гидрохимической толщи на территории Волгоградского Поволжья.— Сов. геология, 1971, № 2, с. 145—150.
- Ермаков В. А., Гребенников Н. П. Закономерности строения бишофитовых залежей соленосной толщи Нижнего Поволжья и палеогеографические условия их накопления.— В кн.: Проблемы соленаккумуляции. Т. 2. Новосибирск: Наука, 1977, с. 40—45.
- Жарков М. А., Жаркова Т. М., Мерзляков Г. А., Гребенников Н. П., Ермаков В. А., Аксенов Л. Л. Бишофитовые отложения Приволжской моноклинали.— В кн.: Особенности строения залежей бишофита и калийных солей. Новосибирск: Наука, 1980, с. 4—32.
- Казанцев О. Д., Ермаков В. А., Гребенников Н. П. К открытию залежей бишофита на территории Нижнего Поволжья.— Сов. геология, 1974, № 7, с. 124—132.
- Тихвинский И. Н. Закономерности распространения калийных солей в Предуральско-Прикаспийском бассейне.— Сов. геология, 1976, № 2, с. 102—113.
- Шафира Я. Ш. Корреляция пермских галогенных отложений Волгоградского Поволжья и тектонические условия их формирования.— Бюл. МОИП. Отдел геол., 1972, № 6, с. 45—59.
- Шафира Я. Ш. Строение и условия формирования нижнепермских галогенных отложений северо-западной окраины Прикаспийской впадины и ее обрамления.— В кн.: Проблемы соленаккумуляции. Т. 2. Новосибирск: Наука, 1977, с. 32—36.

Е. М. Хабаров

НАБОРЫ ПОРОД И СООБЩЕСТВА ЧЕНЧИНСКОЙ КАРБОНАТНОЙ РИФОГЕННОЙ ФОРМАЦИИ ПЕРИФЕРИИ ПАТОМСКОГО НАГОРЬЯ

В Жуинско-Патомском прогибе выделяется мощная рифейская миогеосинклинальная толща карбонатных, терригенных и терригенно-карбонатных отложений мощностью до 10—12 км, объединенных в патомскую серию. Единый и непрерывный разрез рифейских образований за-

канчивается толщей светло-серых, серых и лиловых известняков ченчинской свиты, в которой широко развиты строматолитовые и зернистые (онколитовые, оолитовые и микрокомковатые) известняки, являющиеся ее основными определяющими породами.

Эти образования нередко обособляются в самостоятельную осадочную формацию либо включаются составным элементом в более крупные формационные тела сложного строения и состава. Так, Л. И. Салоп (1967) отнес ченчинскую карбонатную толщу к дифференцированной терригенно-карбонатной формации, объединяющую всю кадаликанскую подсерию рифея. С. М. Замараев (1967) объединил ченчинскую карбонатную свиту в один комплекс с нижележащей жуинской и вышележащей жербинской свитами в молассовую формацию (или терригенно-карбонатную). Многие исследователи считают возможным объединить ченчинскую свиту с жуинской в единую либо карбонатную [Руженцев, Чжан Бу-Чунь, 1964; Мокшанцев и др., 1964], либо в органогенную формацию рифогенных известняков и доломитов [Клитин и др., 1970]. Вместе с тем в результате проведенных в последние годы исследований появились указания о том, что ченчинскую карбонатную свиту можно обособить в самостоятельную осадочную формацию. Основанием для этого могут служить выводы Б. М. Келлера (1973) о развитии в рифее карбонатных отложений, насыщенных строматолитовыми и фитолитовыми породами, которые широко распространены в различных регионах Земли. Эти образования выделяются в специфический класс карбостромовых формаций.

Впервые в качестве самостоятельной известняковой формации ченчинскую свиту выделили Н. С. Малич и др. [Геологические формации..., 1974]. Мы также рассматриваем ченчинскую свиту и ее стратиграфические аналоги (алянская и хольчская свиты, а также торгинская свита бассейна р. Чары) как верхнерифейскую карбонатную рифогенную формацию. Она подстилается жуинской терригенно-карбонатной и перекрывается терригенно-кварцевой жербинской формациями. Ченчинская формация обнажается в узкой полосе по периферии Патомского нагорья в бассейнах рек Чая, Бол. и Мал. Патом, Лены, Молбо, Жуя и Чара. По направлению к западному склону Алданского щита она замещается платформенной доломитовой формацией [Салоп, 1967]. В Предбайкальском прогибе ей соответствует углисто-флишоидная формация (качергатская свита), а в Бодайбинском синклинории, по-видимому, граувакковая [Клитин и др., 1970].

Сведения о составе и строении ченчинской рифогенной формации можно найти в многочисленных описаниях разрезов ченчинской свиты, проведенных при геологическом картировании, а также в литологических и стратиграфических исследованиях [Бобров, 1964, 1979; Головенко, 1957; Дольник, Воронцова, 1971, 1974; Жарков, Чечель, 1964; Журавлева и др., 1959; Колосов, 1975; Работнов, 1962; Салоп, 1964; Хоментовский и др., 1972; Чумаков, 1956, 1959; и др.].

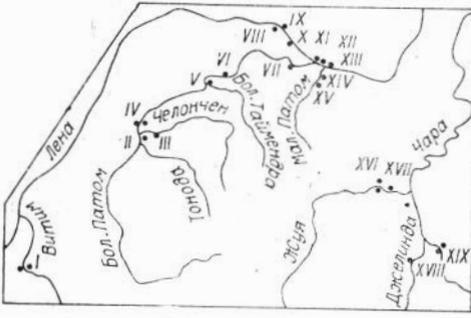
Вместе с тем до сих пор остаются неохарактеризованными породы и парагенезы пород рифогенной формации, не выяснены особенности ее внутреннего строения и состава.

Настоящая статья посвящена характеристике разрезов ченчинской формации, выяснению взаимоотношений пород и установлению их закономерных сочетаний — наборов пород (парагенезов), а также выявлению сообществ повторяющихся в разрезах однотипных наборов.

ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗОВ ЧЕНЧИНСКОЙ КАРБОНАТНОЙ РИФОГЕННОЙ ФОРМАЦИИ

В качестве опорного разреза при описании формации нами выбран разрез, вскрытый на левом берегу р. Лены, выше дер. Тинной (рис. 1; рис. 2, IX). Здесь на лиловых мергелях и аргиллитах терригенно-карбо-

Рис. 1. Схема расположения изученных разрезов.

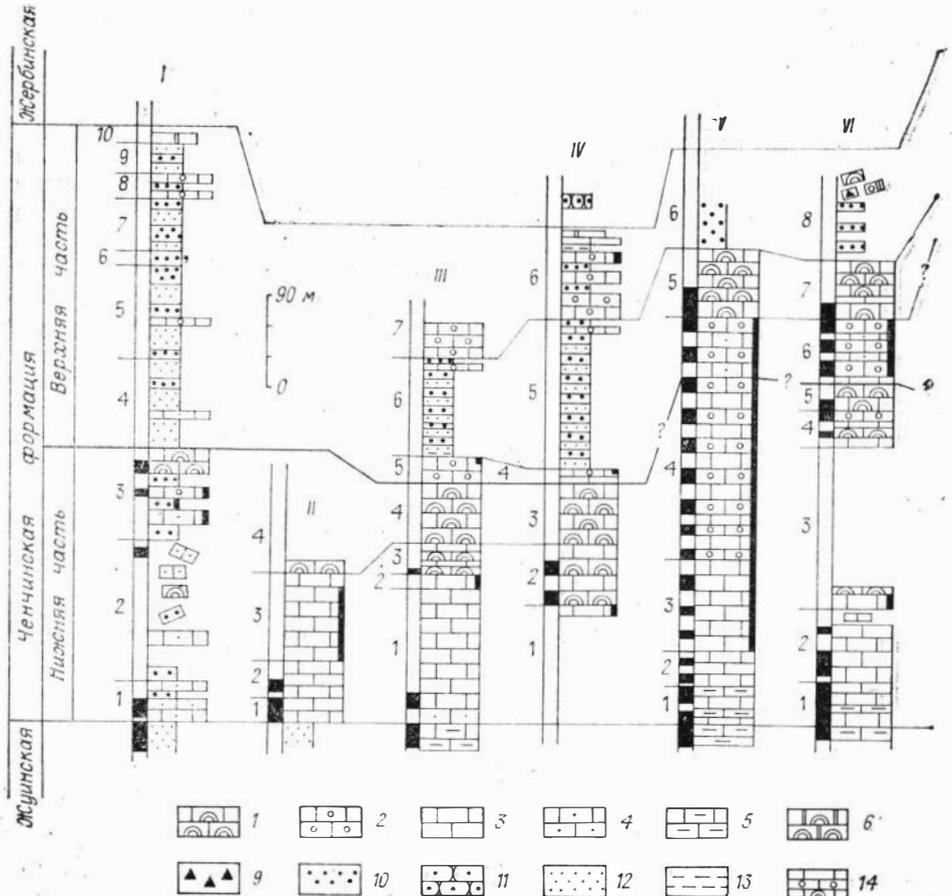


I — р. Витим, ниже устья р. Нижней Язвой; II — р. Бол. Патом, 2 км ниже устья р. Тонода; III — р. Челончен, 10—12 км от устья; IV — р. Бол. Патом, 2—6 км ниже устья р. Челончен; V — р. Бол. Патом, устье р. Бол. Таймендры; VI — р. Бол. Патом, 16 км ниже устья р. Бол. Таймендры; VII — р. Бол. Патом, 8 км ниже дер. Патом; VIII — р. Лена, правый берег, 3 км ниже устья р. Держба; IX — р. Лена, левый берег у дер. Тинной; X — р. Лена, правый берег, против о. Князева; XI — р. Лена, против устья р. Бол. Патом; XII — р. Лена, левый берег, 1—2 км ниже устья р. Бол. Патом; XIII — р. Лена, выше пос. Нохтуйск; XIV — р. Мал. Патом, 16 км от устья; XV — р. Мал. Патом, устье руч. Чепелээх; XVI — р. Жуя, устье руч. Сулахчин; XVII — р. Жуя, у зим. Кресты; XVIII — р. Держба, у устья руч. Вестяк; XIX — р. Чара, против устья руч. Бульдзуней и 1,5 км ниже. Номера разрезов на схеме соответствуют номерам стратиграфических колонов.

натной жуинской формации согласно залегают следующие пачки. Здесь и далее описание разреза снизу вверх.

Мощность, м

1. Известняки лиловые и светло-серые, кристаллические, часто глинистые и алевритистые, с прослоями мергелей и плоскогалечных конгломератов 60
2. Известняки светло-серые, кристаллические, с частыми маломощными прослоями (0,1—0,5 м) строматолитовых известняков 100
3. Известняки светло-серые, строматолитовые, образующие крупные биогермы. В нижней части встречаются прослой кристаллических и онко-



	Мощность, м
литовых известняков	55
4. Известняки светло-серые, кристаллические, переслаивающиеся с онколитовыми и строматолитовыми известняками	35
5. Известняки светло-серые, строматолитовые, образуют очень крупные биогермы. Межбиогермное пространство заполнено кристаллическими и онколитовыми известняками	60
6. Известняки светло-серые, строматолитовые, переслаиваются с кристаллическими зеленовато-серыми и серыми онколито-оолитовыми известняками	30
7. Известняки лиловые, онколито-оолито-микрокомковатые, часто косослоистые, переслаиваются с зеленовато-серыми алевритистыми и глинистыми косослоистыми известняками. Встречаются линзовидные прослои плоскогалечных конгломератов и мелкие строматолитовые постройки . . .	70
8. Известняки лиловые, онколито-оолито-микрокомковатые и строматолитовые, переслаиваются с зеленовато-серыми песчанками и алевритистыми косослоистыми известняками. Встречаются прослойки песчаников. Вверху увеличивается количество строматолитовых известняков	70

Видимая мощность 480 м.

На правом берегу р. Лены, в 3 км ниже устья р. Джерба (см. рис. 2, VIII), в составе формации выделяются следующие пачки. Мощность, м

1. Известняки зеленовато-серые, реже лиловые, кристаллические, часто алевритистые с линзами плоскогалечных конгломератов и прослоями мергелей	45
2. Известняки зеленовато-серые, реже лиловые, кристаллические, часто алевритистые с прослоями строматолитовых известняков	95
3. Известняки светло-серые, строматолитовые с прослоями кристаллических известняков	20
4. Известняки серые, иногда с коричневым оттенком, кристаллические, переслаивающиеся со строматолитовыми известняками. Вверху появляются маломощные прослойки (0,2 — 0,4 м) серых онколито-оолитовых известняков	65

5. Известняки светло-серые, строматолитовые, образующие очень крупные биогермы

6. Известняки серые, иногда с лиловым оттенком, онколито-оолитовые и известняки строматолитовые, переслаиваются с зеленовато-серыми глинистыми кристаллическими известняками

7. Известняки серые, реже с лиловым оттенком, онколито-оолитовые, массивные, переслаивающиеся с зеленовато-серыми кристаллическими алевритисто-глинистыми известняками. Встречаются прослойки песчаников, реже мергелей. В основании и в кровле пачки отмечались мелкие строматолитовые постройки

8. Переслаивание строматолитовых, онколито-оолитовых и кристал-

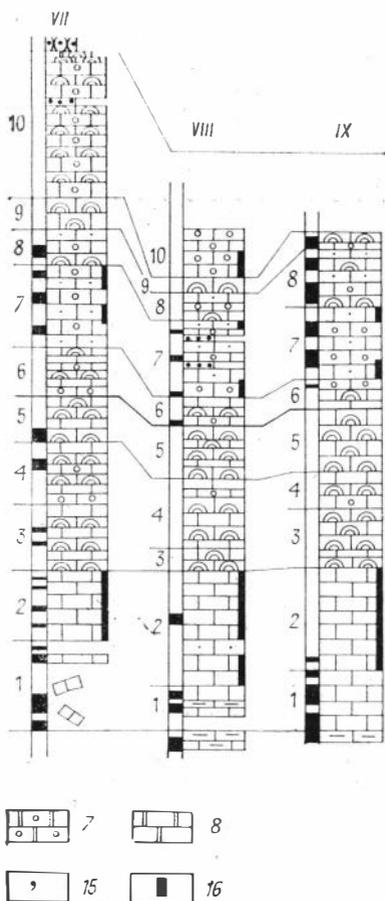


Рис. 2. Корреляция разрезов ченчинской рифогенной формации от р. Лены (дер. Тинная) до р. Витим.

1—5 — известняки: 1 — строматолитовые, 2 — зернистые (онколито-оолито-микрокомковатые), 3 — кристаллические, 4 — кристаллические алевро-песчаные (алевро-песчанистые), 5 — сильноглинистые (известковые мергели); 6—8 — доломиты: 6 — строматолитовые, 7 — зернистые, 8 — кристаллические; 9 — карбонатные микробрекчии; 10 — песчаники, 11 — кварцитовидные песчаники жербинской свиты; 12 — алевролиты; 13 — аргиллиты; 14 — переслаивание пород; 15 — глауконит; 16 — распространение мелких строматолитовых построек. Цифры слева от колонок обозначают номера пачек. Черные участки левее литологических колонок показывают красноцветные отложения. Ост. усл. обозн. см. на рис. 1.

	Мощность, %
лических алевритистых известняков. Встречаются прослойки песчаников	30
9. Известняки серые, строматолитовые, образуют крупные биогермы. По простиранию им соответствуют онколитовые и алевритистые кристаллические известняки	15
10. Известняки серые, в основании лиловые, онколито-оолитовые, косослоистые, вверху доломитистые. В нижней части отмечались строматолитовые известняки	45

Видимая мощность более 460 м.

В низовьях р. Бол. Патом, в 8 км ниже дер. Патом, обнажается практически полностью разрез формации (см. рис. 2, VII).

В разрезе выделяются следующие пачки.

	Мощность, м
1. Известняки серые и лиловые, кристаллические, часто алевритистые и глинистые с маломощными прослоями мергелей	65
2. Известняки серые, иногда с лиловым оттенком, кристаллические с маломощными прослоями строматолитовых известняков	110
3. Переслаивание серых, иногда с лиловым оттенком, строматолитовых и кристаллических известняков. Вверху отмечались прослойки серых онколито-оолитовых известняков	60
4. Переслаивание серых, иногда лиловых, онколито-оолитовых известняков со строматолитовыми и кристаллическими известняками	60
5. Известняки серые, иногда со слабым лиловым оттенком, строматолитовые, образуют очень крупные биогермы	45
6. Известняки серые, онколито-оолитовые, переслаивающиеся с зеленовато-серыми кристаллическими известняками и серыми с лиловым оттенком строматолитовыми известняками	50
7. Известняки серые, редко лиловые, онколито-оолитовые, переслаиваются с зеленовато-серыми алевритистыми известняками. Встречаются прослойки песчаников и мелкие строматолитовые постройки	80
8. Переслаивание серых строматолитовых, онколито-оолитовых и зеленовато-серых кристаллических алевритисто-песчаных известняков.	30
9. Известняки серые, строматолитовые, образующие крупные биогермы	30
10. Известняки серые, онколито-оолитовые, косослоистые, иногда доломитистые, переслаиваются с серыми строматолитовыми известняками из столбчатых строматолитов. Встречаются прослойки песчаников, а в кровле — строматолитовых доломитов	135

Мощность 665 м.

На р. Бол. Патом, в 16 км ниже устья р. Бол. Таймендра, разрез сложен следующими пачками.

	Мощность, м
1. Известняки лиловые, глинистые, реже алевритистые с прослоями мергелей и линзами плоскогалечных конгломератов	45
2. Известняки лиловые и серые, слабоглинистые, кристаллические с прослоями мергелей, светло-серых онколито-оолитовых известняков и линзами плоскогалечных конгломератов	75
3. Переслаивание серых и лиловых кристаллических известняков с прослоями строматолитовых известняков. Большая часть пачки попадает на задернованный интервал. Ориентировочная мощность 150 м	
4. Известняки серые, иногда с лиловым оттенком, кристаллические, переслаивающиеся со строматолитовыми известняками. Вверху появляются прослойки серых и лиловых онколито-оолитовых известняков	35
5. Известняки серые и со слабым лиловым оттенком, строматолитовые, образующие крупные биогермы. Встречаются прерывистые прослойки кристаллических и онколитовых известняков	25
6. Известняки лиловые, крупноонколитовые с прослоями зеленовато-серых кристаллических алевритистых известняков и редкими строматолитовыми постройками известняков	65
7. Известняки серые, в нижней части с лиловым оттенком, строматолитовые, образуют очень крупные биогермы. В средней части встречаются прослойки серых кристаллических известняков	60
8. Песчаники серые, розовые, толстоплитчатые до массивных с карбонатным цементом. В основании и в кровле встречаются прослойки серых онколито-оолитовых известняков, а в кровле строматолитовых известняков и строматолитовых доломитов. Верхняя часть пачки задернована. Видимая мощность пачки 80 м	

Мощность формации 530—570 м.

У устья р. Бол. Таймендры (см. рис. 2, V) разрез сложен следующими литологическими пачками.

	Мощность, м
1. Известняки лиловые, редко зеленовато-серые, кристаллические, часто алевритистые и глинистые, переслаивающиеся с лиловыми и зеленовато-серыми мергелями. Часты прослой плоскогалечных конгломератов	40
2. Известняки серые и лиловые, кристаллические, иногда алевритистые	35
3. Известняки серые, иногда с лиловым и зеленоватым оттенком, кристаллические, с примесью терригенного материала, с частыми мелкими строматолитовыми постройками	90
4. Переслаивание лиловых и серых онколито-оолитовых известняков с серыми, редко лиловыми кристаллическими известняками. Встречаются многочисленны уровни с мелкими строматолитовыми постройками. Кверху возрастает роль лиловых онколито-оолитовых известняков, а в кристаллических известняках увеличивается количество терригенного материала	240
5. Известняки серые, в нижней части с лиловым оттенком, строматолитовые. Образуют очень крупные биогермы	65
6. Песчаники серые, розовые	40

В обнажении, вскрытом на правом берегу, р. Бол. Патом, в 2 км выше устья р. Бол. Таймендры, в песчаниках устанавливаются прослой серых онколитовых известняков, а в кровле — серых строматолитовых и онколито-оолитовых доломитов.

Мощность около 570 м.

На р. Бол. Патом, в 6 км ниже устья р. Челончён (см. рис. 2, IV), где самая нижняя часть формации попадает на задернованный интервал, устанавливаются следующие пачки.

	Мощность, м
1. Известняки зеленовато-серые и серые, кристаллические с примесью терригенного материала, с прослоями строматолитовых известняков	10
2. Переслаивание серых и зеленовато-серых кристаллических известняков со строматолитовыми розовыми известняками	60
3. Известняки серые, строматолитовые, образуют крупные биогермы. Межбиогермное пространство заполнено преимущественно кристаллическими известняками	60
4. Известняки серые, онколито-оолитовые	12
5. Алевролиты и песчаники зеленовато-серые и серые, известковистые, часто глинистые, с редкими маломощными прослоями онколито-оолитовых известняков и карбонатных плоскогалечных конгломератов. Для песчаников и алевролитов характерны знаки ряби, часто перекрестной	150
6. Известняки серые, онколито-оолитовые и интракластические, косослоистые, часто доломитистые. Встречаются прослой песчаников, а в кровле — доломитов. К верхней части приурочены прослой строматолитовых известняков	90

Мощность около 500 м.

В низовьях р. Челончён (рис. 2, III) в разрезе устанавливаются следующие пачки.

	Мощность, м
1. Известняки зеленовато-серые, иногда лиловые, кристаллические, глинистые и алевритистые, с прослоями плоскогалечных конгломератов и мергелей	135
2. Известняки серые и зеленовато-серые, кристаллические, с мелкими постройками строматолитов	15
3. Переслаивание серых и лиловых строматолитовых известняков с кристаллическими, иногда алевритистыми известняками	30
4. Известняки серые, строматолитовые, образующие крупные биогермы	60
5. Известняки серые, онколито-оолитовые	20
6. Алевролиты и песчаники зеленовато-серые и серые, известковистые с прослоями плоскогалечных конгломератов и онколито-оолитовых известняков	100
7. Известняки серые, онколито-оолитовые, косослоистые, массивные с прослоями песчаников	40

Видимая мощность 400 м.

На правом берегу р. Бол. Патом, в 2 км ниже устья р. Тонода (см. рис. 2, II), на лиловых известковистых глинистых алевролитах залегают следующие пачки.

	Мощность, м
1. Известняки лиловые, кристаллические, слабглинистые с прослоями мергелей	20
2. Известняки светло-серые, кристаллические, в нижней части с прослоями лиловых	40
3. Известняки серые, кристаллические с прослоями строматолитовых и ассоциирующих с ними онколито-оолитовых и интракластических известняков. Кверху в известняках увеличивается количество терригенного материала	90
4. Известняки светло-серые, строматолитовые, образуют крупные биогермы	10

Видимая мощность 160 м.

В низовьях р. Витим, ниже устья р. Нижней Язовой, на левом берегу устанавливаются следующие пачки.

	Мощность, м
1. Известняки лиловые, алевролитовые с прослоями песчаников, мергелей и чистых кристаллических известняков	45
2. Редкие выходы и высыпки песчаников, кристаллических алевролитовых известняков и редко лиловых строматолитовых известняков	135
3. Переслаивание песчаников, кристаллических и онколито-оолитовых известняков. Встречаются прослой строматолитовых известняков. Кверху возрастает роль строматолитов и в кровле пачки отмечаются биогермы высотой 1—1,5 м. Большая часть пачки попадает на задернованный интервал	90
4. Алевролиты зеленовато-серые, серые, иногда лиловые, глинистые, известковистые с прослоями песчаников и редкими прослоями известняков	90
5. Алевролиты и песчаники серые, зеленовато-серые, иногда с лиловым оттенком с единичными прослоями зернистых известняков Разрез надстраивается на правом берегу р. Витим.	90
6. Песчаники серые, кварцевые с глауконитом	15
7. Песчаники зеленовато-серые, тонкоплитчатые, микрокослоистые с прослоями алевролитов. В них отмечаются редкие прослой (0,2—0,7 м) серых строматолитовых известняков	50
8. Известняки серые, онколито-оолитовые, косослоистые, переслаивающиеся с песчаниками	20
9. Песчаники и алевролиты зеленовато-серые	30
10. Доломиты серые, массивные, с остаточной фитогенной структурой	3

Мощность около 600 м.

Юго-западнее, в верховьях р. Мал. Чуя и на р. Чая, в нижней части формации вновь широко развиты строматолитовые известняки, а верхняя представлена алевролитами с прослоями известняков и доломитов [Жарков, Чель, 1964; Дольник, Воронцова, 1971, 1974; Хоментовский и др., 1972].

В Предбайкальском прогибе формация выклинивается и ее уровню соответствуют средняя и верхняя части качергатской свиты [Хоментовский и др., 1969, 1972; Трунов, 1975].

На р. Лене, против о. Князева (рис. 3, X), на лиловых мергелях и аргиллитах залегают следующие пачки.

	Мощность, м
1. Известняки лиловые, вверху серые, кристаллические с маломощными прослоями мергелей	60
2. Известняки серые, иногда лиловые, кристаллические с мелкими постройками строматолитов	45
3. Известняки серые, строматолитовые, образующие крупные биогермы, с прослоями в нижней части кристаллических известняков	45
4. Переслаивание кристаллических, строматолитовых и онколито-оолитовых известняков	40
5. Известняки серые, строматолитовые, образующие крупные биогермы	45
6. Переслаивание онколито-оолитовых, строматолитовых и кристаллических известняков	25

Видимая мощность 245 м.

На левом берегу р. Лены, против устья р. Бол. Патом (см. рис. 3, XI), выделяются две пачки из верхней части фoрмации.

	Мощность, м
1. Известняки серые, онколито-оолитовые, косослоистые, переслаивающиеся со строматолитовыми известняками	90
2. Доломиты светло-серые, онколито-оолитовые и строматолитовые	35

Видимая мощность 125 м.

В 1—2 км ниже по течению р. Лены (см. рис. 3, XII) выделяются следующие пачки.

	Мощность, м
1. Известняки серые, строматолитовые, образующие крупные и очень крупные биогермы. Каналы между биогермами заполнены кристаллическими и онколитовыми известняками	60
2. Известняки серые, онколито-оолитовые с прослоями строматолитовых	25
3. Известняки серые, иногда с лиловым оттенком, онколито-оолитовые, переслаивающиеся с зеленовато-серыми алевро-песчанистыми известняками. Отмечались мелкие постройки строматолитов	120
4. Известняки серые, строматолитовые, переслаивающиеся с серыми онколито-оолитовыми известняками	15
5. Известняки серые, строматолитовые, образующие крупные биогермы. По простиранию замещаются серыми онколито-оолитовыми известняками	25
6. Известняки серые, онколито-оолитовые, часто косослоистые, переслаиваются с зеленовато-серыми алевритистыми кристаллическими известняками. Отмечались постройки строматолитов	25
7. Известняки серые, онколито-оолитовые, косослоистые, переслаивающиеся со строматолитовыми известняками. В средней части пачки встречаются прослойки песчаников	50
8. Доломиты светло-серые, онколито-оолитовые и строматолитовые	25

Видимая мощность 345 м.

На р. Лене, у пос. Нохгуйск (см. рис. 3, XIII), выделяются следующие пачки.

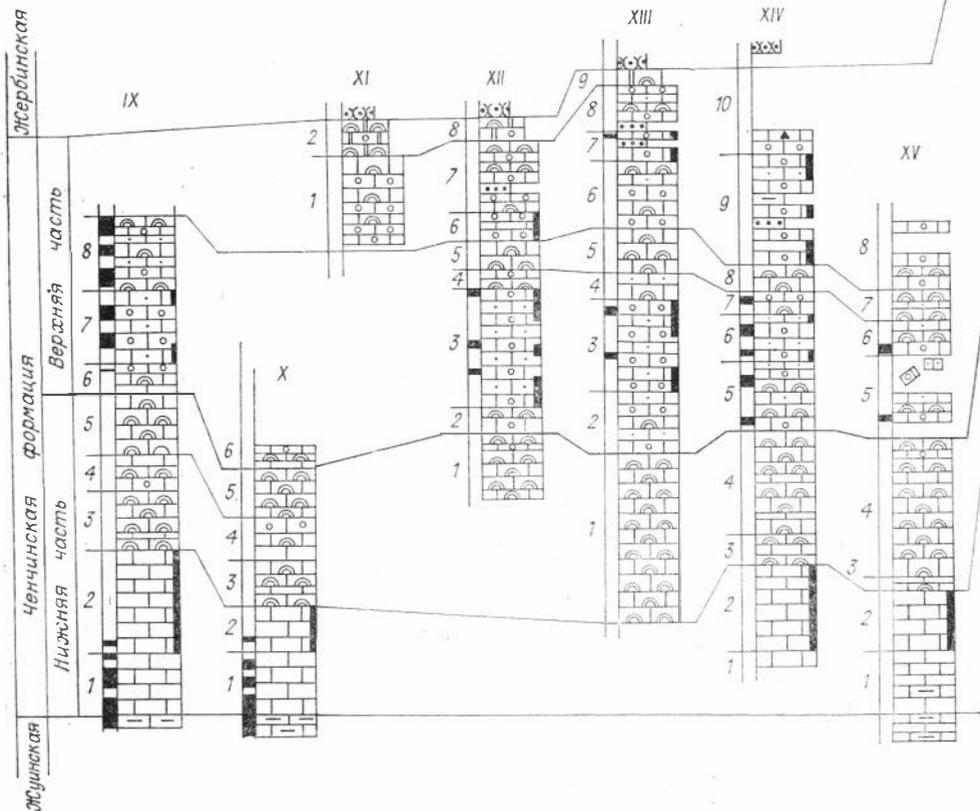
	Мощность, м
1. Известняки светло-серые и серые, строматолитовые, образующие очень крупные биогермы	150
2. Известняки серые, онколито-оолитовые, переслаивающиеся с известняками зеленовато-серыми, алевритистыми и глинистыми. Часты строматолитовые постройки	60
3. Известняки серые, иногда лиловые, онколито-оолитовые, переслаивающиеся с зеленовато-серыми, алевритистыми известняками. Вверху резко преобладают онколито-оолитовые известняки. Отмечались строматолитовые постройки	90
4. Известняки серые, строматолитовые, переслаивающиеся с кристаллическими алевритистыми известняками	25
5. Известняки серые, строматолитовые, образуют мощные биогермные пласти. Встречаются прослойки онколито-оолитовых и кристаллических известняков	45
6. Известняки серые, иногда с лиловым оттенком, онколито-оолитовые с прослоями песчаных и алевритовых кристаллических известняков. Часты уровни со строматолитовыми известняками	65
7. Известняки серые, онколито-оолитовые с прослоями кристаллических песчаных и алевритовых известняков. Отмечались строматолитовые известняки и песчаники. На отдельных поверхностях наслоения песчаников встречены трещины усыхания	30
8. Известняки зеленовато-серые, кристаллические, часто с многочисленными интракластами, алевритовые и песчаные, косослоистые с прослоями алевропесчаников, оолито-микрокомковатых и строматолитовых известняков	45
9. Доломиты серые, строматолитовые	15

Видимая мощность 525 м.

На р. Мал. Патом, в 16 км от устья, на правом и левом берегах (см. рис. 3, XIV) выделяются следующие пачки.

Рис. 3. Корреляция разрезов чепчинской рифогенной формации от р. Лены (дер. Тинная) до р. Чары.

Усл. обозн. см. на рис. 1 и 2.



Мощность, м

1. Известняки серые, кристаллические	15
2. Известняки серые и светло-серые, кристаллические с многочисленными мелкими строматолитовыми постройками	80
3. Переслаивание строматолитовых и кристаллических известняков	30
4. Известняки серые, строматолитовые, образующие крупные биогермы. Встречаются прослои кристаллических известняков	105
5. Известняки серые и лиловые, онколито-оолитовые, переслаивающиеся с зеленовато-серыми алевритистыми известняками и строматолитовыми розоватыми известняками	70
6. Переслаивание серых и лиловых онколито-оолитовых и зеленовато-серых алевритистых известняков	45
7. Известняки серые и лиловые, онколито-оолитовые, строматолитовые	20
8. Известняки серые, строматолитовые, образующие крупные биогермы	25
9. Известняки серые, онколито-оолитовые, косослоистые, с прослоями зеленовато-серых алевритовых известняков, песчаников и мергелей. Отмечались строматолитовые постройки	105
10. Известняки серые, онколито-оолитовые и карбонатные микробрекчии, косослоистые с прослоями аргиллитов	20

Видимая мощность около 600 м.

У устья руч. Чепелээх (см. рис. 3, XV) на зеленовато-серых мергелях и алевритисто-глинистых известняках залегают следующие пачки.



Разрез верхней части формации надстраивается на левом берегу р. Жуя, ниже зим. Кресты (см. рис. 3, XVII). Здесь выделяются следующие пачки.

	Мощность, м
1. Известняки серые, строматолитовые, образующие крупные биогермы. По простиранию им соответствуют лиловые онколито-оолитовые и зеленовато-серые кристаллические известняки	20
2. Известняки серые и лиловые, онколито-оолитовые, переслаивающиеся с зеленовато-серыми кристаллическими алевро-песчанистыми и строматолитовыми известняками. Встречаются песчаники	90
3. Известняки серые, иногда с розоватым оттенком, строматолитовые с прослоями лиловых онколито-оолитовых и зеленовато-серых алевро-песчаных известняков и песчаников	55
4. Известняки серые, редко лиловые, онколито-оолитовые, переслаивающиеся с серыми песчаниками и алевро-песчанистыми известняками. В нижней части пачки и в кровле отмечались строматолитовые постройки	90
5. Доломиты светло-серые, онколито-оолитовые и строматолитовые с прослоями песчаников	35

Мощность формации на р. Жуе 870—890 м.

На р. Джелинда, у руч. Бестяк (см. рис. 3, XVIII), на лиловых мергелях и аргиллитах залегают следующие пачки.

	Мощность,
1. Известняки лиловые, сверху серые, кристаллические, слабо глинистые	60
2. Известняки серые, кристаллические с прослоями строматолитовых известняков	15
3. Известняки серые, кристаллические, переслаивающиеся со строматолитовыми известняками	20
4. Известняки серые, строматолитовые, образующие крупные биогермы, с прослоями в средней части кристаллических и онколито-оолитовых известняков	95
5. Известняки серые, кристаллические и онколито-оолитовые с прослоями строматолитовых известняков	15
6. Известняки серые, онколито-оолитовые с прослоями зеленовато-серых кристаллических алевритистых известняков	30
7. Известняки серые и лиловые, строматолитовые и онколито-оолитовые, переслаивающиеся с зеленовато-серыми алевро-песчанистыми известняками и песчаниками	более 120

Видимая мощность 360 м.

На левом берегу р. Чара, против устья р. Бульджуней и на правом берегу в 1,5 км вниз по реке (см. рис. 3, XIX), в разрезе формации (верхняя часть торгинской свиты) выделяются следующие пачки.

	Мощность, м
1. Известняки серые, кристаллические, часто доломитистые с прослоями серых онколито-оолитовых известняков	30
2. Известняки серые, онколито-оолитовые, переслаивающиеся с серыми кристаллическими известняками. Отмечались прослой строматолитовых известняков	20
3. Известняки серые, крупноонколито-оолитовые	45
4. Известняки серые, строматолитовые, образующие очень крупные биогермы. Межбиогермное пространство заполнено онколито-оолитовыми известняками	60
5. Известняки серые, онколито-оолитовые, переслаивающиеся с кристаллическими и строматолитовыми известняками. Вверху строматолитовые известняки редки	55

Видимая мощность 220 м.

Далее на восток в торгинской свите более широко развиты доломиты и терригенные породы, а также сокращается мощность отложений [Журавлева и др., 1959; Хоментовский и др., 1972; Колосов, 1975 и др.]. Л. И. Салоп (1967) эти отложения рассматривает как типичную платформенную доломитовую формацию.

Из приведенного описания разрезов формации видно, что она достаточно четко подразделяется на нижнюю и верхнюю части. Нижняя сложена в основании главным образом кристаллическими, а сверху строматолитовыми известняками. Верхняя же представлена переслаиванием онколито-оолитовых, кристаллических и строматолитовых известняков с песчаниками и доломитами в кровле. Однако, несмотря на общность строения формации, разрезы юго-западной ветви прогиба существенно отличаются от разрезов юго-восточной. Так, в направлении от р. Лены до р. Витим формация претерпевает наиболее существенные изменения, которые в нижней ее части, наиболее стабильной по составу, проявляются в том, что на р. Бол. Патом, у устья р. Бол. Таймендра, менее широко развиты строматолитовые известняки, а на р. Витим она представлена терригенно-карбонатными отложениями. В верхней части формации происходят еще более значительные изменения, заключающиеся в замещении карбонатных отложений преимущественно терригенными сначала в кровле верхней части формации (разрезы у устья р. Бол. Таймендра), далее ее нижних пачек (челонченские разрезы) при карбонатной верхней, а затем на р. Витим всей верхней части. Максимальные мощности фиксируются в низовьях р. Бол. Патом (660 м), а минимальные (480—500 м) в челонченских и тинновском разрезах.

При прослеживании формации в юго-восточной ветви прогиба в направлении от р. Лены до р. Чары установлено, что ее состав и строение остаются более или менее постоянными, но при этом изменяются мощности литологических подразделений. Так, во внутренней зоне прогиба (р. Жуя) резко (в 5 раз) увеличивается мощность пачки кристаллических известняков из нижней части формации по сравнению с тинновским разрезом, при сокращении мощности строматолитовых пачек. В восточной периферийной зоне прогиба, мощность пачки кристаллических известняков вновь резко уменьшается, а на р. Чаре эти известняки замещаются онколито-оолитовыми. В верхней части формации на значительных расстояниях одноименные пачки не прослеживаются, но последовательность их в общем остается постоянной. В целом для юго-восточной ветви прогиба устанавливаются значительные колебания мощности формации. Наибольшая (890 м) зафиксирована во внутренней зоне прогиба. В периферийных зонах она значительно сокращается, особенно резко (от 890 до 360—400 м) в зоне сочленения с Алданским щитом.

НАБОРЫ ПОРОД ЧЕНЧИНСКОЙ КАРБОНАТНОЙ РИФОГЕННОЙ ФОРМАЦИИ

При изучении ченчинской карбонатной рифогенной формации большое внимание уделялось выяснению взаимоотношений слагающих ее типов пород. Формация в основном сложена следующими породами: строматолитовыми известняками, зернистыми (онколитовыми, оолитовыми, микрокомковато-оолито-онколитовыми, интракластическими) известняками, кристаллическими (в том числе алевритисто-песчанистыми) известняками, сильноглинистыми известняками (известковыми мергелями), строматолитовыми и зернистыми доломитами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами.

На основании послойного изучения ряда разрезов формации установлено, что перечисленные выше породы встречаются не хаотически, а определенным образом следуют друг за другом, образуя закономерные, часто повторяющиеся наборы пород. Для примера на рис. 4 показано строение разреза верхней части формации на р. Жуя. Таким же образом было выяснено строение и ряда других разрезов формации.

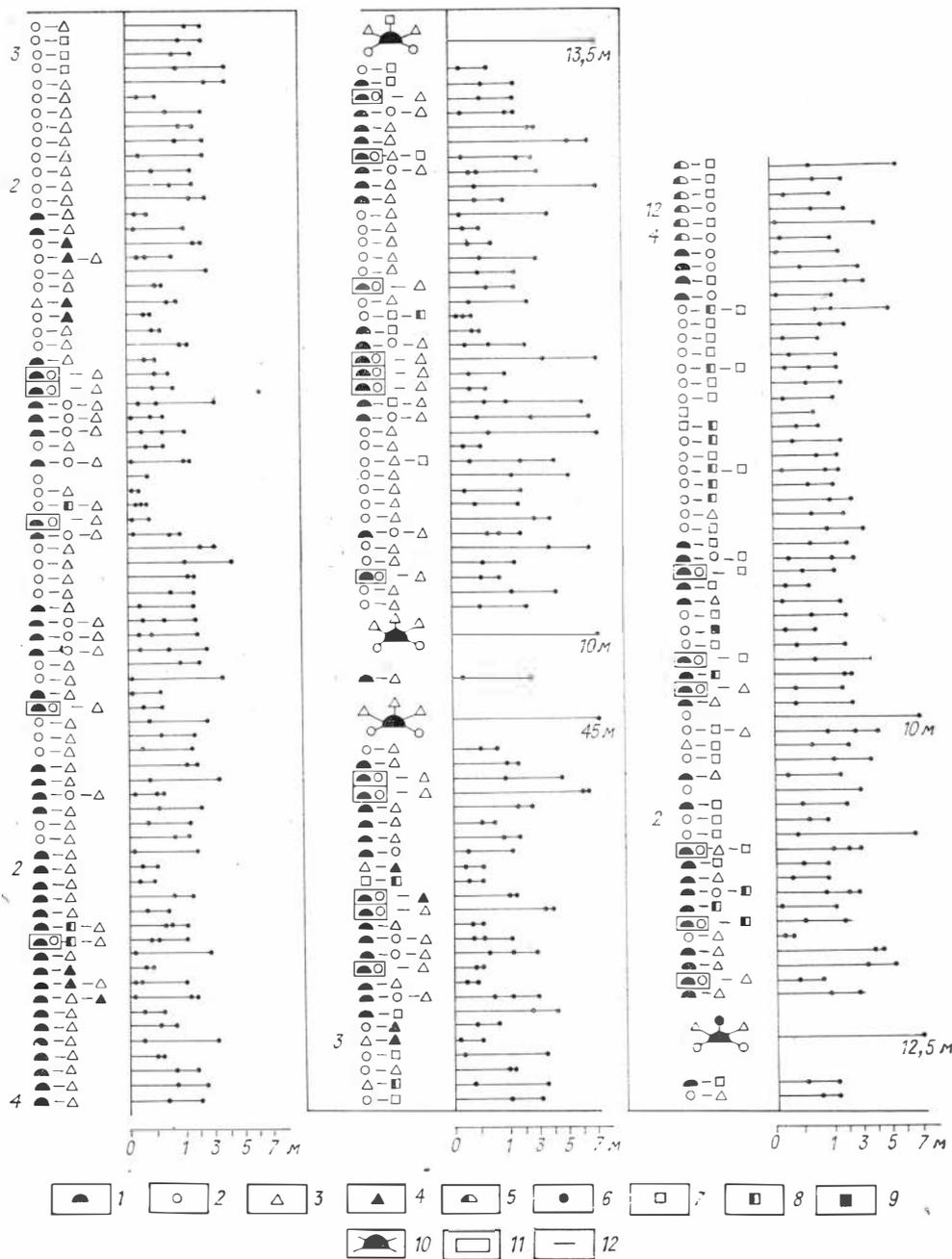


Рис. 4. Распределение наборов пород по разрезу верхней части ченчинской рифогенной формации на р. Жуэ.

1—9 — элементы наборов: 1—4 — известняки (1 — строматолитовые, 2 — зернистые, 3 — кристаллические, 4 — сильноглинистые), 5, 6 — доломиты (5 — строматолитовые, 6 — зернистые), 7 — песчаники, 8 — алевролиты, 9 — аргиллиты; 10 — эвбиогермные комплексы; 11, 12 — соотношения элементов (11 — латеральное, 12 — вертикальное). Горизонтальными отрезками показаны мощности элементов и наборов. Цифры слева от наборов показывают количество одинаковых по мощности наборов.

При выделении наборов мы исходили из анализа взаимоотношений конкретных типов пород. Например, при изучении взаимоотношений между зернистыми и строматолитовыми известняками отмечено, что строматолитовые известняки, залегающие, как правило, с резкой границей на крис-

таллических, перекрываются зернистыми, или же зернистые известняки заполняют межбиогермное пространство, т. е. можно предположить, что в процессе седиментации в первый момент образовывались биогермы, а затем, при дальнейшем формировании биогермов или после завершения их развития, каналы между ними заполнялись зернистыми известняками, которые имеют обычно биогенную природу. Эта закономерность отмечалась и другими исследователями [Королук, 1968; Дольник, Воронцова, 1974]. Таким же образом рассматривались соотношения между другими породами.

В ченчинской рифогенной формации выделено 22 типа наборов. Они подразделяются на три группы: хомогенно-биохомогенную: хомогенно-биохомогенно-терригенную и терригенную*.

В хомогенную группу входят 10 типов наборов: 1) известняк строматолитовый — известняк кристаллический, 2) известняк строматолитовый — известняк зернистый — известняк кристаллический, 3) известняк строматолитовый — известняк зернистый, 4) известняк строматолитовый — известняк сильноглинистый — известняк кристаллический, 5) известняк строматолитовый — известняк сильноглинистый, 6) известняк строматолитовый — известняк зернистый — известняк сильноглинистый, 7) известняк зернистый — известняк кристаллический, 8) известняк зернистый — известняк сильноглинистый, 9) — известняк кристаллический — известняк сильноглинистый, 10) доломит строматолитовый — доломит зернистый.

Хомогенно-терригенная группа представлена 11 типами: 1) известняк строматолитовый — известняк зернистый — песчаник, 2) известняк строматолитовый — известняк зернистый — алевролит, 3) известняк строматолитовый — песчаник, 4) известняк зернистый — песчаник, 5) известняк зернистый — алевролит, 6) известняк зернистый — песчаник — алевролит, 7) известняк зернистый — алевролит — песчаник, 8) известняк зернистый — песчаник — известняк кристаллический, 9) известняк зернистый — аргиллит, 10) известняк кристаллический — алевролит и 11) доломит строматолитовый — песчаник.

В терригенной группе выделен лишь один тип набора: песчаник — алевролит.

Наборы, как видно, являются двух- или трехэлементными. В составе формации встречаются и четырехэлементные наборы пород (однако они редки).

Наиболее широко среди хомогенных наборов в формации распространены наборы типа известняк строматолитовый — известняк кристаллический (рис. 5, а). Они преобладают в нижней части формации, где встречаются практически во всех разрезах. Часто отмечались подобные наборы и в верхней части. Мощность наборов изменяется от 0,3 до 8 м, но обычно равна 1—2 м. Второй элемент набора, как правило, более мощный. В своей нижней части серые, реже с лиловым оттенком, кристаллические известняки обогащены глинистым или алевролитистым материалом. Выше количество этого материала уменьшается и верхняя часть второго элемента складывается относительно чистыми известняками, которые могут иногда включать интракласты известнякового состава от микроскопических размеров до галек. Кристаллические известняки наборов этого типа из верхней части формации содержат значительное количество терригенного материала. Они могут быть глинистыми, алевро-песчанистыми и алевро-песчаными. В них отмечаются косая слоистость, линзы плоскогалечных конгломератов и другие признаки, свидетельствующие о мелководных с высо-

* В дальнейшем для краткости хомогенно-биохомогенные наборы пород будут называться хомогенными, а хомогенно-биохомогенно-терригенные — хомогенно-терригенными.

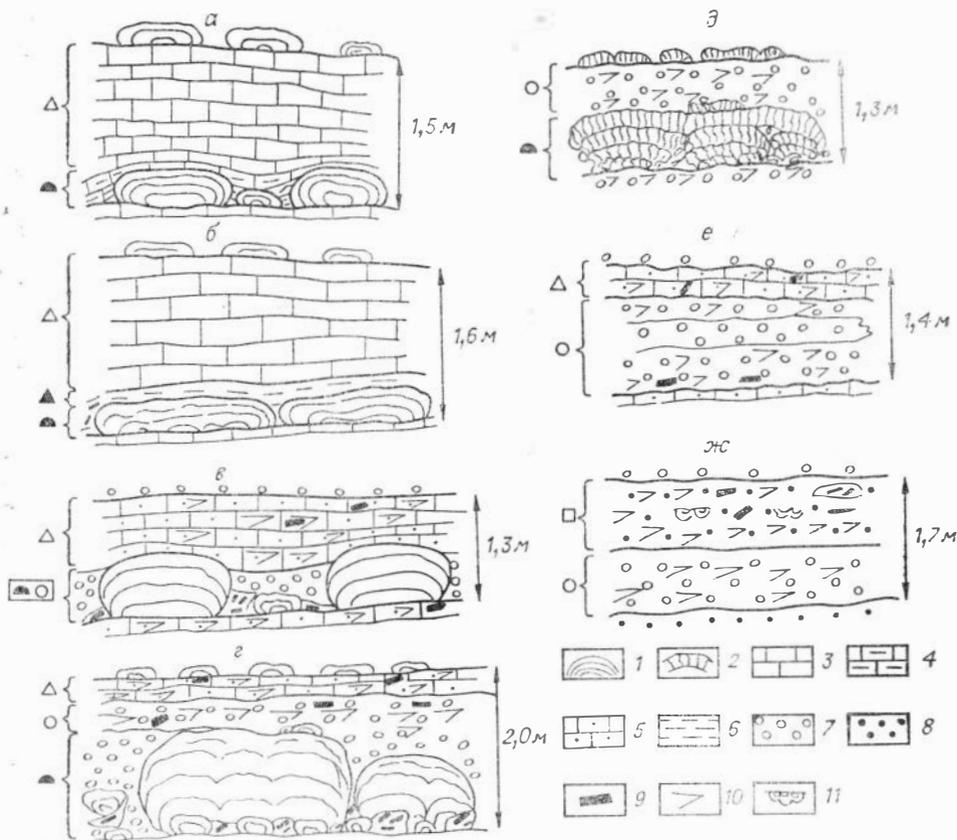


Рис. 5. Примеры строения некоторых типов наборов пород.

1, 2 — известняки строматолитовые (1 — из нестолбчатых строматолитов, 2 — из столбчатых строматолитов); 3—6 — известняки кристаллические (3 — относительно чистые, 4 — с примесью терригенного материала, 5 — алевро-песчаные (алевро-песчанистые), 6 — известковые мергели); 7 — зернистые известняки; 8 — песчаники; 9 — плоские известняковые гальки; 10 — носая слоистость; 11 — следы течения осадка. а, б — нижняя часть формации: а — р. Лена, у дер. Тинная, б — р. Бол. Патом, у устья р. Бол. Таймендры; в — ж — верхняя часть формации: в — р. Жуя, у зим. Кресты, г — р. Лена, у дер. Тинная, ж — р. Лена, против устья р. Бол. Патома, е — р. Жуя, у зим. Кресты, ж — р. Жуя, у зим. Кресты. Ост. усл. обозн. см. на рис. 4.

кой энергией среды условиях седиментации. Таким образом, эти наборы из верхней части формации отражают изменения условий осадконакопления, которые заключаются в увеличении количества привнесенного терригенного материала и возрастании гидродинамической активности, что, возможно, является следствием регрессивной направленности седиментационного процесса. Отметим, что в наборах из нижней части формации эта направленность не проявляется достаточно определенно. Можно лишь предполагать, что на рост строматолитов, которые формировались в несколько более глубоководных условиях, чем строматолиты из верхней части формации, влиял терригенный материал, вызывавший уменьшение прозрачности придонных вод, и как результат этого, — замедление процессов фотосинтеза и прекращение роста строматолитов.

Наборы типа известняк строматолитовый — известняк зернистый — известняк кристаллический широко распространены в верхней части формации и значительно реже отмечались в нижней. Среди наборов этого типа различаются две разновидности. Первая характеризуется, тем, что зернистые известняки, имеющие (как и строматолитовые) фитогенную природу, располагаются на одном уровне со строматолитовыми породами, заполняя пространство между биогермами (см. рис. 5, в), причем зернистые известняки не перекрывают наиболее крупные строматолитовые построй-

ки. Для второй разновидности характерно то, что зернистые известняки, располагаясь между биогермами, в то же время и перекрывают их, занимая пространство по вертикали между строматолитовыми и кристаллическими известняками (см. рис. 5, *з*). Мощность таких наборов изменяется от 0,6 до 5 м, составляя в среднем 1—2,5 м. Соотношения между элементами различные. В одних случаях по мощности преобладают первые два элемента, в других — третий. Известняки первых двух элементов характеризуются относительной чистотой, третий же содержит значительное количество терригенного материала. Для них характерны косая слоистость, следы взмучивания осадка и карбонатные интракласты. В целом эти наборы также фиксируют этапность уменьшения привноса терригенного материала в бассейн седиментации.

Наборы типа известняк строматолитовый — известняк зернистый встречаются преимущественно в верхней части формации. Мощность их изменяется от 0,5 до 5 м при средних значениях 2—2,5 м. Строматолитовые известняки в них преимущественно столбчатые, а зернистые — косо-слоистые иногда с существенным содержанием доломита и терригенного материала (см. рис. 5, *д*). Механизм образования наборов этого типа представляется следующим образом. При формировании строматолитовых построек количество зернистого материала было минимальным или же зона образования построек была для него транзитной, поэтому он концентрировался лишь в межстолбиковом пространстве. Порционные привносы зернистого материала приводили к гибели водорослевых колоний и захоронению построек.

Наборы типа известняк строматолитовый — известняк сильноглинистый — известняк кристаллический отмечались в единичных случаях как в нижней, так и в верхней частях формации (см. рис. 5, *б*). Мощность их изменяется от 0,5 до 2,4 м. Мощность второго элемента, как правило, меньше первого и третьего, и только в двух случаях отмечались соизмеримые мощности элементов. Эти наборы можно рассматривать как крайний случай наборов типа известняк строматолитовый — известняк кристаллический, в которых нижняя часть второго элемента иногда содержит существенное количество глинисто-алевритистого материала.

Наборы типа известняк строматолитовый — известняк сильноглинистый крайне редко отмечались в нижней и верхней частях формации.

Их мощность изменяется от 0,2 до 0,6 м, достигая в одном случае 1,4 м. Первый элемент несколько мощнее второго.

Наборы типа известняк строматолитовый — известняк зернистый — известняк сильноглинистый встречены в верхней части формации. Мощность их варьирует от 0,4 до 0,8 м и только в одном случае достигает 4 м. Строматолитовый и зернистый элементы набора находятся на одном уровне, т. е. строматолитовые постройки перекрываются непосредственно сильноглинистыми известняками. Мощность первых двух элементов значительно больше третьего. Эти наборы можно рассматривать как частный случай наборов типа известняк строматолитовый — известняк зернистый — известняк кристаллический.

В верхней части формации довольно широко распространены наборы типа известняк зернистый — известняк кристаллический (см. рис. 5, *е*). Мощность их изменяется от 0,3 до 8 м, составляя в среднем 1,5—3 м. Мощность первого элемента, как правило, больше второго. Первый элемент представлен относительно чистыми известняками, а второй содержит существенное количество терригенного материала. Эти наборы также в общем случае отражают этапность уменьшения и усиления привноса терригенного материала.

Наборы типа известняк зернистый — известняк сильноглинистый редко отмечались в основании формации и иногда в ее верхней части.

Мощность их колеблется от 0,3 до 0,5 м и только в двух случаях достигает 1,2 м. Первый элемент несколько мощнее второго.

Наборы типа известняк кристаллический — известняк сильноглинистый приурочены к основанию формации. Мощность наборов редко превышает 0,5 м и только в исключительных случаях достигает 1 и даже 17 м. Первый элемент практически всегда мощнее второго. Эти наборы образовались, по-видимому, в условиях постоянной скорости седиментации карбонатного материала при периодическом увеличении количества привнесенного глинистого вещества.

Наборы типа доломит строматолитовый — доломит зернистый встречаются только в доломитовой пачке, венчающей разрез формации. Мощность наборов изменяется от 0,7 до 3 м. Второй элемент в большинстве наборов мощнее первого. Образовались они в таких же условиях, как и наборы типа известняк строматолитовый — известняк зернистый.

Хомогенно-терригенные наборы установлены лишь в верхней части формации. Наиболее часто среди них встречаются наборы типа известняк зернистый — песчаник (см. рис. 5, ж). Их мощность изменяется в широких пределах от 0,4 до 9 м, достигая в одном случае 17,7 м, при средних значениях от 1 до 3,5 м. В наиболее мощных наборах первый элемент мощнее.

Довольно часты и наборы типа известняк строматолитовый — известняк зернистый — песчаник, которые приурочены к верхам формации. Среди них выделяются две разновидности. В первой зернистые и строматолитовые известняки находятся на одном уровне и строматолитовые постройки перекрываются песчаниками, а во второй между строматолитовыми известняками и песчаниками залегает слой зернистых известняков. Мощность наборов варьирует в пределах от 1 до 5,2 м, достигая в одном случае 20 м. Обычно первые два элемента мощнее третьего. В самом мощном наборе, который представлен второй разновидностью, мощность песчаников 10 м, зернистых известняков — 9,5, а строматолитовых — 0,5 м.

Сравнительно часто отмечались наборы типа известняк строматолитовый — песчаник. Мощность их колеблется от 0,5 до 4,5 м при средних значениях 1,2—2,5 м. В большинстве наборов более мощный первый элемент.

Остальные наборы хомогенно-терригенной группы (известняк строматолитовый — известняк зернистый — алевролит, известняк зернистый — алевролит, известняк зернистый — песчаник — алевролит, известняк зернистый — алевролит — песчаник, известняк зернистый — песчаник — известняк кристаллический, известняк зернистый — аргиллит, известняк кристаллический — алевролит и доломит строматолитовый — песчаник) отмечались крайне редко. Мощность их изменяется от 0,35 до 4 м, достигая иногда 5,5 и даже 8 м.

Как видно, хомогенно-терригенные наборы в большинстве случаев состоят из карбонатных элементов, имеющих обычно фитогенное происхождение, и терригенных элементов. Они образовались в результате пульсационного привноса терригенного материала, который мешал широкому накоплению фитогенных карбонатов.

Терригенные наборы типа песчаник — алевролит распространены ограничено. Они характерны для верхней части формации челонченских и витимского разрезов. Мощность их варьирует в очень широких пределах — от 0,05—0,1 до 7—8 м при средних значениях 0,5—2 м. Наборы этого типа, для которых характерны мелководные условия образования, отражают изменение (резкое или постепенное в зависимости от характера границ между элементами) энергии среды седиментации при активном привносе терригенного материала.

СООБЩЕСТВА НАБОРОВ ПОРОД ЧЕНЧИНСКОЙ КАРБОНАТНОЙ РИФОГЕННОЙ ФОРМАЦИИ

При изучении ченчинской карбонатной рифогенной формации особое внимание уделялось выяснению особенностей пространственного взаимоотношения наборов пород друг с другом. Были установлены разнообразные формы сочетания наборов. Некоторые из них распределяются не хаотически, а последовательно следуют друг за другом, образуя целые сообщества однотипных наборов. Сообщества слагаются хомогенными, хомогенно-терригенными и терригенными наборами. Из 22 выделенных наборов сообщества образуют только 13; для остальных 9 типов такая форма сонахождения нехарактерна. Интересно, что из 10 хомогенных наборов 8 образуют сообщества, а из 11 хомогенно-терригенных — только 4. Остальные типы наборов не образуют сообщества, и их можно рассматривать как второстепенные для ченчинской рифогенной формации в отличие от основных (образующих сообщества) наборов. Сообщества образуют преимущественно двуэлементные наборы, из 13 образующих сообщества наборов лишь 3 являются трехэлементными. К ним относятся следующие наборы: хомогенные (известняк строматолитовый — известняк кристаллический; известняк строматолитовый — известняк зернистый — известняк кристаллический; известняк строматолитовый — известняк зернистый — известняк строматолитовый — известняк сильноглинистый — известняк кристаллический; известняк зернистый — известняк кристаллический; известняк зернистый — известняк сильноглинистый; известняк кристаллический — известняк сильноглинистый; доломит строматолитовый — доломит зернистый), хомогенно-терригенные (известняк строматолитовый — известняк зернистый — песчаник; известняк зернистый — песчаник; известняк зернистый — алевролит; доломит строматолитовый — песчаник) и терригенные (песчаник-алевролит).

Остановимся на характеристике сообществ. Данные о их строении и распространении приводятся по следующим разрезам: жуинским (см. рис. 3, XVI, XVII), ленским (см. рис. 3, IX, XII), большепатомским (см. рис. 2, III, V).

Наиболее распространены сообщества, образованные наборами типа известняк строматолитовый — известняк кристаллический. Они широко развиты в нижней части формации. Всего выделено 55 таких сообществ. Мощность их колеблется в широких пределах — от 1,5 до 48,9 м, но в большинстве случаев составляет 2—10 м. Количество наборов, входящих в сообщества, изменяется от 2 до 27 при средних значениях 2—7. Интересно, что в нижней части формации сообщества имеют большую мощность, а также большее число входящих в них наборов, чем в верхней.

Второе место по распространению занимают сообщества, сложенные наборами типа известняк кристаллический — известняк сильноглинистый. Они характерны для низов нижней части формации. В верхней части подобные сообщества отмечались в единичных случаях только в разрезе на р. Лене против устья р. Бол. Патом. Мощность их варьирует от 0,4 до 46 м при средних значениях 2—10 м. Количество наборов изменяется от 3 до 68, составляя в среднем 10—30. Для таких сообществ характерна практически прямая зависимость мощности сообществ от количества входящих в них наборов.

Довольно часто (25 раз) встречаются сообщества, образованные трехэлементными наборами типа известняк строматолитовый — известняк зернистый — известняк кристаллический. Приурочены они преимущественно к верхней части формации. Мощность их варьирует от 1 до 10,7 м при средних значениях 2—5 м, а число наборов составляет 2—3, редко 4—5. Мощность сообществ зависит от мощности образующих их наборов.

Сообщества, образованные наборами типа известняк строматолитовый — известняк зернистый, встречаются относительно редко и, как правило, лишь в верхней части формации. Чаще всего они отмечались в разрезе на р. Лене, против устья р. Бол. Патом. Единичные сообщества встречены в тиновском и жуинском разрезах. Мощность их изменяется от 3 до 19 м. Число наборов равно 2—3, и только в двух случаях — 8. Мощность сообществ зависит от количества наборов.

Остальные хемогенные сообщества встречаются очень редко. Например, сообщества из наборов известняк зернистый — известняк сильноглинистый отмечались всего 2 раза: в нижней части формации в разрезе у устья р. Бол. Таймендра и в верхней части формации в разрезе против устья р. Бол. Патом. Количество наборов равно 2, а мощность 3,8 и 2,2 м соответственно. В последнем разрезе зафиксировано сообщество из трехэлементных наборов типа известняк строматолитовый — известняк сильноглинистый — известняк кристаллический. Мощность его 3,3 м, а число наборов 2.

Доломитовые сообщества, сложенные наборами типа доломит строматолитовый — доломит зернистый, встречаются в тех разрезах, где обнажена верхняя доломитовая пачка формации. Всего встречено 3 таких сообщества мощностью 4, 8, и 24 м. Количество наборов в первых двух равно 4, а в третьем — 12.

Среди хемогенно-терригенных сообществ наиболее часто встречались сообщества, образованные наборами типа известняк зернистый — песчаник. Они характерны только для верхней части формации. Мощность их варьирует в очень широких пределах — от 0,8 до 22,6 м при средних значениях 2—10 м. Количество наборов 2—3 и только в одном случае — 5. Мощность сообществ зависит от мощности образующих их наборов. Остальные сообщества, образованные хемогенно-терригенными наборами, отмечались по одному разу. Количество наборов в них не превышает 3, а мощность равна 3,3—8,7 м. Все они встречены лишь в верхней части формации.

Терригенные сообщества, состоящие из наборов типа песчаник — алевролит, характерны для верхней части формации челончэнского разреза, и лишь один раз сообщество этого типа отмечалось в разрезе на р. Жуя. Мощность сообщества в одном случае 34 м при 82 наборах. Мощность остальных изменяется от 2,5 до 26 м, а количество наборов — от 3 до 29.

Приведенные данные позволяют заключить, что породы в ченчинской рифогенной формации размещены не хаотически, а между ними существуют определенные взаимосвязи, которые выражаются закономерными часто повторяющимися наборами пород. Оказалось, что определенные типы наборов, многократно повторяясь, образуют сообщества. В настоящей статье мы не рассматривали особенности размещения и характер соотношения друг с другом разнотипных наборов и сообществ. Не останавливались мы и на вопросах, связанных с возможностью объединения наборов и сообществ в формационные таксономические единицы более высокого ранга. Все эти вопросы будут освещены в следующих публикациях.

ЛИТЕРАТУРА

- Бобров А. К. Геология Предбайкальского краевого прогиба. М.: Наука, 1964. 227 с.
Бобров А. К. Стратиграфия и палеогеография отложений докембрия Южной Якутии. Якутск: Якутское кн. изд-во, 1979. 128 с.
Геологические формации докайнозойского чехла Сибирской платформы и их рудоносность. М.: Недра, 1974. 279 с.
Головенко В. К. К стратиграфии северо-восточной окраины Патомского нагорья.— Вестник ЛГУ. Серия геол. и геогр., 1957, т. 4, № 24, с. 54—64.

- Дольник Т. А., Воронцова Г. А. Чепчинская свита Байкало-Патомского нагорья и ее органические остатки.— В кн.: Материалы по геологии Сибирской платформы и смежных областей. Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1971, с. 145—166.
- Дольник Т. А., Воронцова Г. А. Биостратиграфия верхнего докембрия и нижних горизонтов кембрия Северо-Байкальского и Патомского нагорий. Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1974. 94 с.
- Жарков М. А., Чечель Э. И. Отложения позднего докембрия и кембрия в бассейне р. Чай (западный склон Северо-Байкальского нагорья).— Докл. АН СССР, 1964, т. 159, № 1, с. 85—88.
- Журавлева З. А., Комар Вл. А., Чумаков Н. М. Стратиграфические соотношения патомского комплекса с осадочными отложениями западного и северного склонов Алданского щита.— Докл. АН СССР, 1959, т. 128, № 5, с. 1026—1029.
- Замараев С. М. Краевые структуры южной части Сибирской платформы. М.: Наука, 1967. 247 с.
- Келлер Б. М. Тектоническая история и формации верхнего докембрия. Общая геология. Т. 5. М., ВИНТИ, 1973. 120 с.
- Клитин К. А., Павлова Т. Г., Постельников Е. С. Байкалиды юго-востока Сибири. М.: Наука, 1970. 143 с.
- Колосов П. Н. Стратиграфия верхнего докембрия юга Якутии. Новосибирск: Наука, 1975. 154 с.
- Королюк И. К. Биогермные образования Западного Прибайкалья.— В кн.: Ископаемые рифы и методика их изучения. Свердловск, Уральский филиал АН СССР, 1968, с. 55—71.
- Мокшанцев К. Б., Горштейн Д. К., Гусев Г. С., Деньгин Э. В., Штех Г. И. Тектоническое строение Якутской АССР. М.: Наука, 1964. 291 с.
- Работнов В. Т. К вопросу о стратиграфии позднедокембрийских отложений бассейнов рек Джелинды и Богаюкты.— Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Якутск, 1962, вып. 10, с. 40—45.
- Руженцев С. В., Чжан Бу-Чунь. О тектонике северных частей Патомского нагорья.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1961, № 9, с. 37—48.
- Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. Т. 1. М.: Недра, 1964. 515 с.
- Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. Т. 2. М.: Недра, 1967. 699 с.
- Трунов В. П. Корреляция верхнепротерозойских отложений Байкало-Патомского обрамления Сибирской платформы.— Бюл. МОИП. Новая серия. Отдел. геол., 1975. Т. L. Вып. 5, с. 28—38.
- Хоментовский В. В., Шенфиль В. Ю., Якшин М. С. Байкальский комплекс Прибайкалья и его аналоги в Патомской зоне.— В кн.: Стратиграфия нижнего кембрия и верхнего докембрия юга Сибирской платформы. М.: Наука, 1969, с. 73—85.
- Хоментовский В. В., Шенфиль В. Ю., Якшин М. С., Бутаков Е. П. Опорные разрезы отложений докембрия и кембрия Сибирской платформы. М.: Наука, 1972. 356 с.
- Чумаков Н. М. К стратиграфии северной окраины Патомского нагорья.— Докл. АН СССР, 1956, т. III, № 4, с. 863—865.
- Чумаков Н. М. Стратиграфия и тектоника юго-западной части Вилкойской впадины.— В кн.: Тектоника СССР. Т. 4. М.: Изд-во АН СССР, 1959, с. 345—462.

М. А. Жарков, С. Ф. Бажуров

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ БИТУМИНОЗНЫЕ КАРБОНАТНО-СЛАНЦЕВЫЕ ФОРМАЦИИ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

Однозначного определения осадочных формаций с повышенным и высоким содержанием органического вещества в настоящее время не имеется. К ним относят разнообразные ассоциации пород, выделяющиеся под названием доманиковых, горючих сланцев, битуминозных, углеродистых, куонамского типа, граптолитовых сланцев, антраконитовых, баженовских или баженинов [Баженова и др., 1978; Бауков, 1956; Бескровный, Краснов, 1979; Лебедев и др., 1979; Геологические формации..., 1974; Геология месторождений..., 1968; Горючие сланцы, 1980; Гуляева и др., 1961; Девонские отложения..., 1958; Евтушенко, 1970, 1979; Евтушенко и др., 1969; Кабаньков, 1968; Котлуков, 1968; Максимова, 1970; Мирошников, 1956, 1959; Мирчинк, Мкртчян, 1975; Нестеров, 1979, 1980; Никифорова, 1965; Обут, Соболевская, 1964; Обут и др., 1968;

Розен и др., 1975; Савицкий и др., 1964; Салоп, 1967; Середа, 1967; Сидоренко и др., 1978; Созинов, Сидоренко, 1976; Страхов, 1939, 1960; Тесаков, 1981; Тихомиров, 1967; Ушатинский, 1981; Формации..., 1973; и др.]. Некоторые из этих ассоциаций выделяются под названиями кукерситовые, шунгитовые, диктионемовые, кинельские сланцы, торбаниты, тасманиты, известково-глинисто-битуминозные толщи и др. [Бауков, Паап, 1978; Голдобина, Голубев, 1978; Горючие сланцы, 1980; Лоог, 1978; Калинин, Соколов, 1975; Котлуков, 1968; Порфирьев и др., 1968; Страхов, 1963; и др.].

Наиболее характерными признаками всех этих ассоциаций, позволяющими объединить их в единую группу осадочных формаций, можно считать следующие: 1) повышенные содержания органического вещества от 1—3 до нескольких десятков процентов; 2) преимущественное распространение микро- и тонкозернистых, тонкослоистых и тонкоплитчатых, нередко сланцеватых пород; 3) преобладающее развитие темноцветных пород: черных, буровато-, синевато-черных, темно-серых и темно-коричневых; 4) присутствие одинаковых типов пород, среди которых наиболее часто встречаются разнообразные глины, глинистые, карбонатно-глинистые и глинисто-кремнистые сланцы, известняки, глинистые, кремнистые и глинисто-кремнистые известняки, силициты.

Вместе с тем каждая конкретная ассоциация отличается от других теми или иными количественными соотношениями различных типов пород: большим или меньшим содержанием глинистых, карбонатных или кремнистых пород, преобладающим распространением сланцев, большим содержанием органического вещества — до десятков процентов на породу. Анализ имеющихся материалов по составу ассоциаций пород с повышенным и высоким содержанием органического вещества позволяет подразделить их на две большие группы: карбонатные и бескарбонатные. Первая группа характеризуется тем, что в ней карбонатные породы являются формациеобразующими, т. е. содержатся в количестве более 5% от суммы всех слагающих ассоциации пород. Во второй же группе количество карбонатных пород не превышает 5% и они, как правило, являются акцессорными. Более дробная классификация углеродистых формаций была предложена О. М. Розеном, Св. А. Сидоренко и Н. А. Созиновым [Розен и др., 1975; Созинов, Сидоренко, 1976], которые выделили четыре типа: терригенный, карбонатный, кремнистый, вулканогенно-кремнистый (карбонатный). Эти типы также могут быть объединены в карбонатную и бескарбонатную группы.

К карбонатной группе относятся многие хорошо изученные осадочные толщи, такие как доманиковая Волго-Уральской области, куонамская восточа Сибирской платформы, Грин-Ривер, кукерского горизонта Эстонии и др. Для них характерно присутствие в качестве формациеобразующих (кроме карбонатных) различных тонкозернистых, тонкослоистых и сланцеватых пород. Эти ассоциации мы выделяем как битуминозные карбонатно-сланцевые формации.

Широко развиты битуминозные карбонатно-сланцевые формации в составе палеозойских отложений Восточной Сибири. В настоящее время достаточно детально охарактеризованы только некоторые из них. В качестве примера можно привести куонамскую свиту и ее аналоги [Кембрий..., 1972; Кабаньков, 1968; Конторович, Савицкий, 1970; Евтушенко, 1979]. Однако другие формации того же состава описаны еще недостаточно. Нет характеристики состава слагающих их пород, особенностей пространственного и возрастного размещения, палеогеографических и палеотектонических условий их образования. Мы постараемся рассмотреть эти вопросы.

На территории Восточной Сибири можно выделить четыре палеозойских битуминозных карбонатно-сланцевых формаций: тинновскую по

периферии Патомского нагорья, куонамскую на севере и востоке Сибирской платформы, чамбинскую на северо-западе Сибирской платформы, таймырскую в центральных районах одноименного полуострова.

Тинновская формация охватывает нижнюю часть одноименной свиты, выделенной в 1941 г. А. А. Предтеченским в разрезах рек Лена, Мал. и Бол. Патом. Подробная характеристика свиты приведена во многих работах [Журавлева, Комар, 1962; Бобров, 1964; Хоментовский и др., 1972; Жарков, Чечель, 1973; Колосов, 1975, 1977; Писарчик и др., 1975; Бахтуров, 1981; и др.]. В состав этой формации нами включается нижняя часть тинновской свиты. Представлена формация тонкоплитчатыми, тонкослоистыми породами черного, темно-серого и серого цвета с характерными сланцеватыми черными антрацитовидными крупнокристаллическими известняками и листоватыми черными аргиллитами, которые образуют отдельные пачки мощностью от 5—10 до 60 м [Жарков, Чечель, 1973; Бахтуров, 1981]. Наблюдаются в составе формации и пестроцветные породы: коричневато-бурые, зеленоватые, лиловые алевролиты, доломиты, мергели, также имеющие, как правило, тонкоплитчатую отдельность и листоватую текстуру. Среди битуминозных карбонатных пород тинновской формации можно выделить следующие типы: антрацитовидные, темно-серые тонкозернистые (неяснозернистые) глинистые и сферолитовые известняки. Эти породы, переслаиваясь с черными листоватыми аргиллитами, тонкослоистыми черными доломитами и алевролитами, либо образуют хорошо выделяющиеся в разрезе пачки, либо слагают отдельные прослои среди небитуминозных доломитов, мергелей, алевролитов и песчаников. В тинновской формации практически не встречаются кремнистые породы, и лишь в верхней ее части наблюдаются маломощные линзообразные тела кремней.

Формация распространена в полосе, опоясывающей узкой лентой внешнюю периферийную зону Патомского нагорья. Она протягивается с юго-запада на северо-восток от нижнего течения р. Витим и долины р. Бол. Патом до р. Лены между устьями рек Джерба и Мал. Патом. В области Уринского антиклинория простираение полосы меняется на южное. В этом направлении она прослеживается в нижнем течении р. Жуи и в долине р. Чары.

В целом формация представляет собой узкое дугообразно вытянутое тело шириной 10—40 км и протяженностью около 700 км. Мощность тинновской формации колеблется от 80 м в бассейне р. Чары до 130 м на р. Лене вблизи устья р. Мал. Патом. Как в сторону центральных районов Сибирской платформы, так и во внутренние зоны Патомской складчатой области формация выклинивается. На северо-западе, севере и северо-востоке она ограничена терригенно-доломитовой толщей, а на востоке — доломитовой. Фациальные аналоги тинновской формации во внутренних участках Витимо-Патомской складчатой области однозначно установить не удастся. По-видимому, здесь развиты терригенные толщи [Клитин и др., 1970].

На всей площади распространения тинновская битуминозная карбонатно-сланцевая формация подстилается мощной терригенной толщей, выделяемой многими исследователями в жербинскую свиту и в формацию кварцевых песчаников [Замараев, 1967; Салоп, 1967; Жарков, Чечель, 1973; Бобров, 1964; Геологические формации..., 1974], а перекрывается карбонатно-кремнистыми отложениями верхней части тинновской свиты. Возрастное положение тинновской формации остается до сих пор неясным. В последние годы большинство исследователей относят ее к венду [Хоментовский и др., 1972; Колосов, 1977].

Седиментационный бассейн, в котором образовывалась тинновская битуминозная карбонатно-сланцевая формация, находился между Сибирской платформой и Байкало-Патомской складчатой областью (рис. 1).

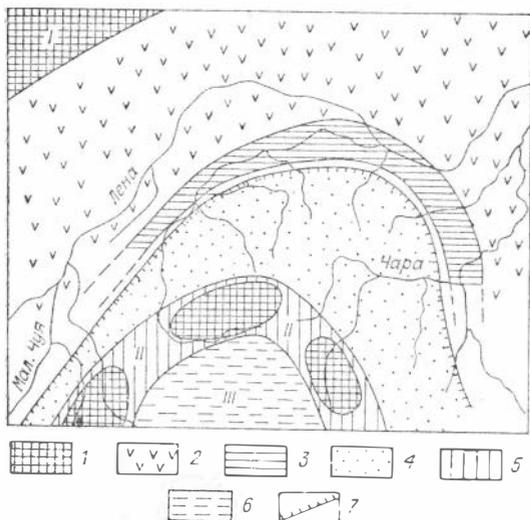


Рис. 1. Местоположение в седиментационном бассейне тинновской битуминозной карбонатно-сланцевой формации.

1 — суша; 2 — шельфовая зона с водоемами повышенной солености; 3 — глубоководная зона, в пределах которой накапливались битуминозные карбонатно-глинистые осадки; 4 — внешняя зона с преимущественно терригенным осадконакоплением; 5 — область распространения островов в центральной части Витимо-Патомского прогиба; 6 — открытое море нормальной солености; 7 — граница между Сибирской платформой и Байкало-Патомской складчатой областью. I — Тунгусская суша; II — зона поднятий в пределах Чуйского, Тонодского и других выступов; III — центральная часть Витимо-Патомского прогиба.

На севере бассейн ограничивался Тунгусской сушией, а на юге — системой островов, располагавшихся на месте древних поднятий Чуйского, Тонодского и других, отделявших бассейн от центральной части Витимо-Патомского прогиба. Битуминозные карбонатно-глинистые осадки накапливались в наиболее глубокой зоне этого бассейна. Севернее находилась шельфовая зона, в пределах которой располагались водоемы с повышенной соленостью и отлагались преимущественно доломитовые осадки. Южнее преобладало терригенное осадконакопление в результате поступления обломочного материала с островных областей сноса. Можно, таким образом, предположить, что образование тинновской формации происходило между зоной островной суши на юге и шельфовой зоной эпиконтинентального бассейна с повышенной соленостью на севере.

Куонамская формация объединяет отложения шумнинской свиты, развитой на северо-западе платформы в Игарском районе [Савицкий и др., 1964; Конторович, Савицкий, 1970], куонамской, протягивающейся от бассейна р. Оленёк на севере [Кабаньков, 1968] до Алданского шита на юге, и иниканской свиты Юдомо-Майского междуречья [Кембрий..., 1972].

Формация сложена глинисто-карбонатными и карбонатно-глинистыми отложениями, в разной степени обогащенными органическим веществом и аутигенным кремнистым материалом. Породы характеризуются темной (коричнево-черных тонов) окраской, четкой плитчатостью и сланцеватостью. Переслаиваются они со светлоокрашенными разновидностями, не обладающими сланцеватой текстурой и практически не обогащенными органическим веществом. В целом для куонамской формации характерны следующие типы пород: сапропелитовые аргиллиты и мергели (горючие сланцы), известняки и глинистые известняки, доломиты и глинистые доломиты. На северо-западе и юго-востоке Сибирской платформы в составе формации повышается содержание доломитов [Савицкий и др., 1964; Писарчик и др., 1975]. Органическое вещество содержится в породообразующих количествах. Максимальные его концентрации (до десятков процентов на породу) фиксируются в восточной зоне распространения формации в пределах Оленекского района, где горючие сланцы образуют прослой и пачки до нескольких метров. Содержание $C_{орг}$ в других районах не превышает в среднем 1—3% [Килина и др., 1968; Евтушенко, 1970; Кембрий..., 1972].

Формация распространена в полосе, протягивающейся более чем на 2500 км от Игарского района на северо-западе через современное При-

анабарье и бассейн р. Оленёк до Алданского щита на юго-востоке (см. рис. 2). Ширина полосы колеблется от 150—200 до 600 км. Мощность формации достаточно выдержана по всей площади ее развития и составляет 50—70 м. Несколько бóльшая мощность отмечается в северо-западных районах — до 125 м [Даценко, 1968].

К западу и юго-западу данная формация замещается толщей массивных известняков и доломитов, которая в свою очередь переходит в доломитовую. В бассейне р. Котуй эта толща выделяется в кындынскую формацию [Геологические формации..., 1974]. При этом резко возрастает мощность (от 40—50 до 250—600 м) [Сухов, Переладов, 1979]. Восточные фациальные аналоги куонамской формации известны только на юго-востоке, в верховьях р. Май, где наблюдается толща зеленых и серых брекчированных доломитов с прослоями песчаников [Ставцев и др., 1974].

На всей площади своего развития куонамская формация подстилается пестроцветными глинисто-карбонатными отложениями, выделяемыми в северо-западной части платформы в краснопорожскую свиту, на востоке и северо-востоке — еркекетскую, на юго-востоке — в пестроцветную. Перекрывается она толщей серых, зелено-серых, иногда пестрых известняков и глинистых известняков, которые обособляются под названиями юнкюлябит-юряхской, оленекской или усть-мильской свит [Кембрий..., 1972; Геологические формации..., 1974; Писарчик и др., 1975].

Возраст куонамской формации определяется как ранне-среднекембрийский (ленский ярус нижнего кембрия — низы амгинского яруса среднего кембрия).

Палеогеографические условия образования куонамской битуминозной карбонатно-сланцевой формации остаются до сих пор неясными. Однозначно установлено, что западнее и юго-западнее зоны образования куонамской формации располагался протяженный археоциатово-водорослевый карбонатный барьер, отделявший область накопления битуминозных карбонатных отложений от солеродного бассейна, занимавшего огромную площадь юго-западной части Сибирской платформы, до отрогов Енисейского кряжа, Восточного Саяна и Байкало-Патомской горной страны [Страхов, 1963; Жарков, 1966; Хоментовский, Репина, 1965; Писарчик и др., 1968, 1975; Конторович, Савицкий, 1970; Евтушенко, 1979]. Вместе с тем палеогеографические элементы, ограничивавшие куонамскую область седиментации на востоке, северо-востоке и севере, вызывают разногласия. Некоторые исследователи считают, что там находились зоны открытого моря нормальной солености [Писарчик и др., 1975], другие предполагают существование на этих территориях либо обширной области суши, либо системы островов, разделяющих область накопления битуминозных карбонатно-глинистых осадков от открытого моря нормальной солености [Жарков, 1970; Конторович, Савицкий, 1970; Кембрий..., 1972]. Последняя точка зрения представляется наиболее обоснованной. В соответствии с нею куонамская битуминозная карбонатно-сланцевая формация образовывалась в пределах своеобразной палеогеографической зоны Восточно-Сибирского седиментационного бассейна. Эта зона занимала промежуточное положение между грандиозным солеродным водоемом на юго-западе и открытым морем на востоке, северо-востоке и севере (рис. 2). Естественными границами зоны служили, с одной стороны, рифогенный барьер, а с другой — изолированные области суши, образующие систему островов.

Чамбинская формация объединяет отложения следующих свит лландоверийского возраста: чамбинской, угюкской и нижней части (40—50 м) омнутахской Норильского района, чамбинской и нижней части (60 м) угюкской Игарского района, чамбинской Курейского района, кайбатской западных и центральных участков Туруханского района, нижней части (4 м) кочумдекской и майероканской востока Тунгусского и

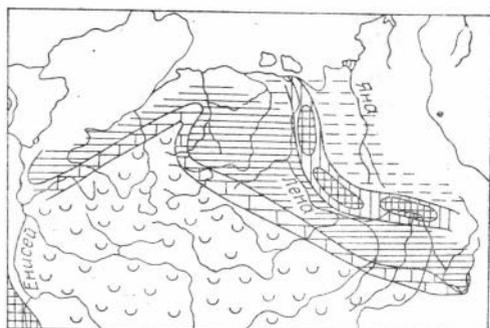


Рис. 2. Местоположение в седиментационном бассейне куонамской битуминозной карбонатно-сланцевой формации.

1 — суша; 2 — серодородный бассейн; 3 — барьерная зона развития археоциатово-водорослевых биогермов; 4 — зона образования битуминозных карбонатно-глинистых осадков; 5 — область распространения островов; 6 — открытое море нормальной солености.

Мойеронского районов и нижнюю пачку (5 м) куондинской свиты Моркокинского района [Силур..., 1979].

Представлена формация черными и черно-серыми горизонтально-слоистыми аргиллитами, содержащими прослой и пачки черных и серых известняков и мергелей. В аргиллитах часто встречаются известняковые и пиритовые конкреции. Эти породы содержат остатки граптолитов, головоногих, микроостракод и табулят, реже брахиопод и нередко выделяют-ся как граптолитовые сланцы [Никифорова, 1965; Силур..., 1979]. Аргиллиты обогащены тонкодисперсным углистым органическим веществом (2—3%) и битумом (десятые доли процента) [Маркова, 1977; Силур..., 1980]. Подробная характеристика состава и строения формации приведена в двух капитальных сводках, посвященных описанию опорных разрезов силура Сибирской платформы [Силур..., 1979, 1980]. Согласно этим данным, в нижней части чамбинской формации преобладают аргиллиты, которые участвуют в строении пачек мощностью от 2—5 до нескольких десятков метров, сложенных граптолитовыми аргиллитами с известняковыми и пиритовыми конкрециями и маломощными прослоями известняков и мергелей. Тонкослоистость аргиллитов обусловлена скоплением углистого материала, иногда тонкозернистого кальцита и микроскопических остатков остракод. Прослой известняков и мергелей имеют мощность от долей до 2—3 см. Они, как правило, горизонтально- и волнисто-слоистые, редко микрослоистые. В верхней части формации распространены пачки многократно чередующихся плитчатых тонкозернистых глинистых известняков и мергелей с черными аргиллитами. Мощность таких пачек колеблется от 1 до 10 м. По данным Ю. И. Тесакова (1981), чамбинская битуминозная карбонатно-сланцевая формация соответствует граптолитовой катене, которая занимала северо-западную площадь силурий-

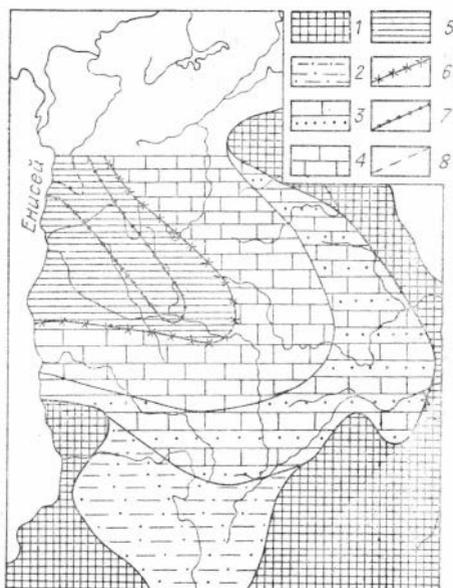


Рис. 3. Местоположение в седиментационном бассейне чамбинской битуминозной карбонатно-сланцевой формации.

1 — суша; 2, 3 — прибрежные зоны бассейна с периодически повышающейся соленостью (2 — область распространения преимущественно терригенных осадков, 3 — область развития терригенно-карбонатных осадков); 4 — область преимущественно карбонатного осадконакопления, в пределах которой формировались водорослево-известняково-доломитовые, биогермные, кораллово-известняковые, ракушечково-мергельные и брахиоподово-известняковые комплексы; 5 — максимальная область распространения битуминозных карбонатно-глинистых осадков в раннемейеронское время; 6—8 — границы распространения битуминозных карбонатно-глинистых осадков [Тесаков, 1981] (6 — раннемейеронское время, 7 — хаастырское время, 8 — агидийское время).

ского седиментационного бассейна и характеризовалась глинистыми грунтами с пятнами карбонатных илов. Определяющее значение в биоценозе занимали планктонные граптолитовые биоценозы. Донные биоценозы были представлены единичными поселениями брахиопод, пелеципод и очень редко табулят.

Площадь распространения чамбинской формации охватывает северо-западную часть Сибирской платформы от междуречья Нижней и Подкаменной Тунгусок на юге до Енисей-Хатангского прогиба на севере. Восточная граница проходит в верховьях рек Вилюй, Котуй и Хета. На западе и северо-западе граница формации не установлена. Вполне вероятно, что битуминозные карбонатно-сланцевые отложения простираются как в пределы прилегающих районов Западно-Сибирской плиты, так и в Хатангский прогиб. Установленная в настоящее время площадь составляет примерно 400—450 тыс. км². Мощность формации изменяется от 250 м в Норильском районе до нескольких метров в Тунгусском и Мойеронском. По направлению с северо-запада на юг, юго-восток и восток формация выклинивается. Она замещается карбонатной толщей сложного состава и строения. Как показали исследования Н. Н. Предтеченского и Ю. И. Тесакова (1979), внутри карбонатной толщи выделяются шесть комплексов отложений, сменяющих друг друга в направлении от центральных к окраинным прибрежным зонам бассейна: 1) трилобитово-известняково-аргиллитовый, 2) брахиоподово-комковато-известняковый, 3) ракушняково-мергельный, 4) кораллово-комковато-известняковый, 5) биостромный, 6) водорослево-известняково-доломитовый. Эта карбонатная толща отделяет область распространения чамбинской битуминозной карбонатно-сланцевой формации от шельфовой прибрежной зоны силурийского эпиконтинентального бассейна, в пределах которой регулярно возникали водоемы с повышенной соленостью. Граница между карбонатной толщей и чамбинской формацией во времени не оставалась постоянной, а смещалась в северо-западном направлении (рис. 3). В соответствии с этим происходило смещение на северо-запад площади развития карбонатной толщи и расширялась шельфовая зона с водоемами повышенной солености.

Западное и северо-западное ограничения формации в настоящее время четко не установлены. Можно лишь предполагать, что где-то далеко на севере и северо-западе должны существовать островные участки суши, которые отделяли Средне-Сибирский седиментационный бассейн от открытого моря нормальной солености.

Таймырская формация объединяет битуминозные карбонатно-сланцевые отложения ордовика, силура и девона, протягивающиеся полосой (до 130—150 км) субширотного направления в центральной части полуострова Таймыр от Пясинского залива на западе до залива Фаддей на востоке на расстояние более 1000 км. Подробная характеристика отложений была приведена В. И. Бондаревым, С. В. Черкесовой (1967), К. К. Демкидовым (1965), Н. М. Злобиным (1962, 1965), Л. Д. Мирошниковым (1959), А. М. Обутом, Р. Ф. Соболевской (1964), Ю. Е. Погребницким (1971), Е. С. Рабиханукаевой (1977), С. В. Черкесовой (1965, 1967). Слагают формацию темно-серые и черные глинистые сланцы, тонкослоистые часто окремненные аргиллиты, глинистые известняки и доломиты. Иногда наблюдаются прослои зеленовато-серых сланцев, мергелей, доломитизированных известняков, доломитов, известковистых алевролитов, конкреции и прослои (0,05 м) кремней. Породы содержат многочисленные остатки граптолитов. В силурийской части формации среди граптолитовых сланцев появляются прослои темно-серых птероподовых известняков, которые наиболее широко развиты в верхах формации, особенно в северо-западных районах Таймыра, на территории от Енисейского побережья до верховьев р. Ленивой. В верхнедевонской части формации встречаются

прослой известковистых песчаников. Породы обогащены органическим веществом. В граптолитовых сланцах среднего ордовика Восточного Таймыра содержание $C_{орг}$ достигает 4,65% [Рабиханукаева, 1977]. Содержание тонкодисперсного твердого битума в породах верхнего силура северо-западных районов Таймыра изменяется от 1 до 4% [Погребницкий, 1971].

Мощность формации колеблется от 1200—1300 м в Восточном Таймыре до 1800 м в междуречье Пясины — Нижняя Таймыра.

Фациальные аналоги таймырской битуминозной карбонатно-сланцевой формации устанавливаются только на юго-востоке Таймырского полуострова. Здесь распространена карбонатная толща, сложенная известняками, доломитистыми известняками и доломитами. В ее составе нередко присутствуют кораллово-строматопоровые и другие органогенные породы. Мощность карбонатной толщи колеблется от 2500 до 4000 м. Граница между таймырской формацией и карбонатной толщей со временем смещалась на запад и северо-запад. Юго-западные фациальные аналоги таймырской формации остаются неизвестными. Вполне вероятно, что в этом направлении битуминозная карбонатно-сланцевая формация погружается в пределы Хатангского прогиба, затем протягивается в северо-западные районы Сибирской платформы, где, возможно, соединяется с чамбинской формацией раннего силура. Если это предположение окажется верным, как считают Ю. Е. Погребницкий (1971) и Ю. И. Тесаков (1981), то возможно объединение таймырской и чамбинской формаций в единую битуминозную карбонатно-сланцевую формацию сложной конфигурации с максимальными мощностями в районах Центрального Таймыра. На севере и северо-западе границы таймырской формации остаются неопределенными, здесь, может быть, находилась серия островов, которые ограничивали Таймырский эпиконтинентальный седиментационный бассейн от открытого моря нормальной солености, располагавшегося еще далее на севере.

Таким образом, выясняется, что таймырская битуминозная карбонатно-сланцевая формация могла занимать такое же палеогеографическое положение, как и куонамская формация севера и востока Сибирской платформы. Она образовалась, по-видимому, между системой островов на севере и областью карбонатной седиментации на юго-востоке (рис. 4). Последняя отделяла зону накопления битуминозных карбонатно-глинистых осадков от прибрежных зон бассейна с повышенной и высокой соленостью, где осаждались доломитовые и гипсоносные осадки в течение силура и даже соленосные отложения в девоне.

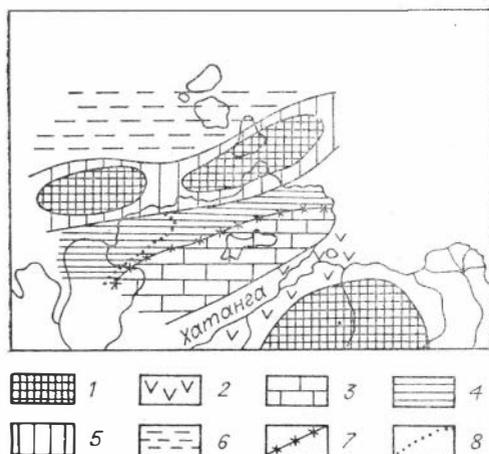


Рис. 4. Местоположение в седиментационном бассейне таймырской битуминозной карбонатно-сланцевой формации.

1 — суша; 2—4 — Таймырский седиментационный бассейн (2 — прибрежная зона с водоемами повышенной и высокой солености, 3 — область преимущественно карбонатного осадконакопления, 4 — зона образования битуминозных карбонатно-глинистых осадков); 5 — область распространения островов; 6 — открытое море нормальной солености; 7, 8 — границы распространения битуминозных карбонатно-глинистых осадков (7 — ордовик и силура, 8 — девон).

Приведенная краткая характеристика палеозойских битуминозных карбонатно-сланцевых формаций, распространенных на территории Восточной Сибири, позволяет сравнить их между собой, выяснить специфику состава, закономерности палеогеографического и палеотектонического положения.

Можно сказать, что в палеозойскую эпоху на территории Восточной Сибири почти непрерывно в каком-либо районе накапливались битуминозные карбонатно-глинистые отложения. Вместе с тем значительные их скопления в виде самостоятельных более или менее мощных и широко распространенных осадочных серий образовывались в течение трех этапов: 1) в конце венда, когда по периферии Патомского нагорья накопилась тинновская битуминозная формация; 2) во второй половине раннего и первой половине среднего кембрия, когда на огромной территории севера и востока Сибирской платформы образовалась куонамская битуминозная формация; 3) в ордовике, силуре и девоне, когда областью битуминозной карбонатно-глинистой седиментации являлись территории северо-запада Сибирской платформы и Таймыра, где образовались чамбинская и таймырская битуминозные формации.

Можно отметить следующие особенности этих четырех битуминозных карбонатно-сланцевых формаций.

1. Для всех формаций характерно преимущественное распространение тонкозернистых тонкослоистых темноцветных пород, содержащих повышенные количества органического вещества. Наиболее широко развиты аргиллиты, глинистые сланцы, а также разнообразные карбонатные породы. Парагенез карбонатных и глинистых пород является всеобщим для всех этих формаций, и поэтому они относятся нами к типу битуминозных карбонатно-сланцевых.

2. Несмотря на общее значительное сходство, каждая конкретная битуминозная карбонатно-сланцевая формация имеет специфические особенности, позволяющие установить своеобразные черты ее состава. Так, тинновскую формацию отличают характерные только для нее тонкоплитчатые черные крупнокристаллические антрацитовидные известняки. В куонамской формации широко развиты на северо-востоке Сибирской платформы в бассейне р. Оленёк черные тонкослоистые и листоватые горючие сланцы. В чамбинской и таймырской формациях присутствуют черные граптолитовые сланцы.

Различаются битуминозные формации между собой по содержанию кремнезема и кремнистых пород. Максимальные количества кремнистых пород отмечаются в куонамской и таймырской формациях, а минимальные — в тинновской и чамбинской. Довольно сильно отличаются формации и по содержанию в породах органического вещества: в куонамской формации его концентрация достигает десятков процентов на породу, в остальных она составляет обычно доли, реже первые проценты.

3. Существенно различаются между собой палеозойские битуминозные карбонатно-сланцевые формации Восточной Сибири по мощности и площади распространения. Наименьшая мощность у куонамской формации. Как правило, она не превышает 50—70 м и лишь на северо-западе Сибирской платформы достигает 125 м. Однако вполне вероятно, что разрезы с такими мощностями принадлежат окраинным участкам формации в зоне перехода к карбонатным толщам. Тинновская формация колеблется в среднем в пределах 100—130 м. Гораздо превышает ее по мощности чамбинская формация, которая достигает 250 м в северо-западных глубоких участках седиментационного бассейна. Максимальной мощностью обладает таймырская формация — от 1200 до 1800 м. Наибольшими мощностями характеризуются битуминозные формации среднего палеозоя, в составе которых присутствуют черные граптолитовые сланцы, а наименьшими — тинновская и куонамская формации, отличающиеся развитием **горючих** сланцев и антрацитовидных известняков.

↗ Максимальную площадь развития имеет куонамская битуминозная формация. Она достигает приблизительно 700—750 тыс. км². Установленная площадь распространения тинновской формации 20 тыс. км², чамбинской — 400—450 тыс. км², таймырской — 100 тыс. км². Из этих цифр видно, что области формирования битуминозных карбонатно-сланцевых отложений занимали огромную территорию осадочных бассейнов палеозоя. вполне соизмеримую с другими литолого-фациальными зонами седиментации.

4. Определенные черты сходства намечаются в палеогеографическом положении рассмотренных битуминозных карбонатно-сланцевых формаций. Наиболее однозначно устанавливается их размещение вдоль либо прибрежных зон с водоемами повышенной и высокой солености, либо вдоль солеродных бассейнов. Они всегда отделялись от этих зон различной по ширине областью карбонатного осадконакопления, в пределах которой нередко формировались разнообразные органогенные постройки: биогермы и рифогенные сооружения.

Внешние ограничения областей образования битуминозных карбонатно-глинистых осадков остаются недостаточно определенными. Имеющиеся по этому вопросу данные позволяют предположить, что здесь, по-видимому, располагались системы островов, отделявшие относительно глубоководные области карбонатно-глинистой седиментации от открытого моря нормальной солености. В целом же можно сказать, что битуминозные карбонатно-сланцевые формации Восточной Сибири образовывались в той части палеозойских седиментационных бассейнов, которая располагалась между открытым морем нормальной солености и эпиконтинентальными водоемами, периодически становившимися эвапоритовыми.

Подобное промежуточное положение карбонатно-глинистого осадконакопления было особенно благоприятным для интенсивного развития органического мира, поскольку в этой промежуточной зоне происходила непрерывная однонаправленная циркуляция морской воды в сторону эвапоритовых бассейнов, вследствие чего хорошо промываемые участки мелководья в пределах барьерных зон могли являться районами активного развития жизни. Вдоль внутренней окраины промежуточной зоны создавались благоприятные условия для обитания колониальных организмов, и именно здесь возникали рифогенные и иные карбонатные сооружения. Циркуляция воды сносила избыточный органический материал в промежуточную зону, что способствовало последующему образованию здесь битуминозных осадков [Жарков, 1971].

5. Палеотектоническое положение палеозойских битуминозных карбонатно-сланцевых формаций весьма сходное. Они, как правило, приурочены к крайним участкам платформ, пограничным к прилегающим геосинклинальным областям. Такое положение занимали тинновская и таймырская формации. Принципиально аналогичное местоположение занимали куонамская и чамбинская формации. Однако они были более широко распространены и заходили далеко в пределы внутренних районов Сибирской платформы.

ЛИТЕРАТУРА

- Баженова Т. К., Ивановская А. В., Ипатов Ю. И., Макаров К. К., Шуменкова Ю. М., Драгунов В. И., Титов В. К. Углеродистые толщи верхнего докембрия и нижнего палеозоя Сибирской платформы (литолого-геохимические особенности, условия формирования, некоторые черты металлогении). — В кн.: Углеродистые отложения докембрия и нижнего палеозоя и их рудоносность. Фрунзе: Илим, 1978, с. 49—50.
- Бауков С. С. Геотектонические условия сланценакопления. — Труды Ин-та геологии АН ЭССР, 1956, т. 1, с. 95—104.

- Бауков С. С., Паап А. А. О природе керогена кукуерсита.— В кн.: Углеродистые отложения докембрия и нижнего палеозоя и их рудоносность. Фрунзе: Илим, 1978, с. 116—119.
- Бахтуров С. Ф. Битуминозные карбонатные породы тинновской свиты периферии Патомского нагорья.— Геол. и геофиз., 1981, № 6, с. 132—135.
- Бескровный Н. С., Краснов С. Г. Нефтегазоносность, геохимическая характеристика и условия образования битуминозных сланцев. М.: Недра, 1979. 44 с.
- Бобров А. К. Геология Предбайкальского краевого прогиба. Строение и перспективы нефтегазоносности. М.: Наука, 1964. 228 с.
- Бондарев В. И., Черкесова С. В. Ордовикские и силурийские отложения Таймыра.— В кн.: Стратиграфия палеозоя Средней Сибири. Новосибирск: Наука, 1967, с. 68—73.
- Геологические формации докайнозойского чехла Сибирской платформы и их рудоносность. М.: Недра, 1974. 279 с.
- Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. II. Горючие сланцы СССР. М.: Недра, 1968. 608 с.
- Голдобина Л. П., Голубев А. И. Геохимия малых элементов, вещественный состав, углерод и рудообразование шунгитовых пород Южной Карелии.— В кн.: Углеродистые отложения докембрия и нижнего палеозоя и их рудоносность. Фрунзе: Илим, 1978, с. 101—102.
- Горючие сланцы. Л.: Недра, 1980. 262 с.
- Гуляева А. В., Завьялов В. А., Поделько Е. Я. Геохимия доманиковых отложений Волго-Уральской области. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 104 с.
- Даценко В. А. Верхний протерозой Норильского района.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Норильского горнопромышленного района. Норильск, 1968, с. 20—21.
- Девонские отложения центральных областей Русской платформы. Л.: Гостехиздат, 1958. 405 с.
- Демокидов К. К. Таймырская складчатая область.— В кн.: Стратиграфия СССР. Кембрийская система. М.: Недра, 1965, с. 367—370.
- Евтушенко В. М. Литолого-геохимические и битуминологические особенности и условия формирования отложений куонамского типа кембрия восточной части Сибирской платформы. Автореф. канд. дис. Иркутск, 1970. 21 с.
- Евтушенко В. М. Условия формирования отложений доманикового типа кембрия Сибирской платформы.— Геол. и геофиз., 1979, № 6, с. 8—15.
- Евтушенко В. М., Конторович А. Э., Малюшко Л. Д., Савицкий Л. Д., Шишкин Б. Б. Основные черты геохимии и литологии отложений доманикового типа кембрия Сибирской платформы.— В кн.: Литология и осадочные полезные ископаемые Сибирской платформы. Новосибирск, 1969, с. 72—75.
- Жарков М. А. Кембрийская соленосная формация Сибирской платформы.— Сов. геология, 1966, № 2, с. 32—45.
- Жарков М. А. Условия формирования соленосных отложений Сибири и перспективы их калиености.— В кн.: Состояние и задачи советской литологии. Т. 3. М.: Наука, 1970, с. 40—48.
- Жарков М. А. О промежуточных бассейнах эпох соленакопления и парагенетической связи с соленосными сериями нефтяных и газовых месторождений.— В кн.: Проблемы нефтеносности Сибири. Новосибирск: Наука, 1971, с. 163—185.
- Жарков М. А., Чечель Э. И. Осадочные формации кембрия Ангаро-Ленского прогиба. Новосибирск: Наука, 1973. 237 с.
- Журавлева З. А., Комар Вл. А. К стратиграфии рифея (синия) Анабарского массива.— Докл. АН СССР, 1962, т. 144, № 1, с. 197—200.
- Замараев С. М. Краевые структуры южной части Сибирской платформы. М.: Наука, 1967. 247 с.
- Злобин Н. М. Силурийские и девонские отложения Восточного Таймыра.— Труды НИИГА, 1962, т. 130, вып. 19, с. 27—36.
- Злобин Н. М. Восточный Таймыр.— В кн.: Стратиграфия СССР. Силурийская система. М.: Недра, 1965, с. 364—370.
- Кабаньков В. Я. Оленекский бассейн горючих сланцев.— В кн.: Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. 2. М.: Недра, 1968, с. 545—565.
- Калинин Ю. К., Соколов В. К. Опыт типизации углеродистых пород протерозоя Карелии.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 4. Кн. 2. М.: Недра, 1975, с. 155—160.
- Кембрий Сибирской платформы. М.: Недра, 1972. 200 с.
- Килина Л. И., Конторович А. Э., Малюшко Л. Д., Савицкий В. Е., Шишкин Б. Б. Основные черты геохимии и литологии алданского яруса северо-западной части Сибирской платформы.— В кн.: Материалы по литологии и геохимии нефтегазоносных бассейнов Сибири. Новосибирск, СНИИГиМС, 1968, с. 116—132.
- Клитин К. А., Павлова Т. Г., Постельников Е. С. Байкалиды юго-востока Сибири. М.: Наука, 1970. 146 с.
- Колосов П. Н. Стратиграфия верхнего докембрия юга Якутии. Новосибирск: Наука, 1975. 156 с.

- Колосов П. И. Древние нефтегазоносные толщи юго-востока Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1977. 90 с.
- Конторович А. Э., Савицкий В. Е. К палеогеографии Сибирской платформы в равнину и среднюю кембрийскую эпохи.— В кн.: Вопросы литологии и палеогеографии Сибири. Новосибирск, СНИИГГиМС, 1970, с. 95—106.
- Котлуков В. А. Горючие сланцы СССР и общие закономерности размещения их месторождений.— В кн.: Геология и месторождения угля и горючих сланцев СССР. М.: Недра, 1968, с. 7—11.
- Лебедев Б. А., Дорофеева Т. В., Краснов С. Г., Лебедева Г. В., Петрова Г. В. Вещественный состав и природа емкости глинисто-сапропелево-кремнистых нефтеносных отложений баженовской свиты (верхняя юра) Западной Сибири.— Литология и полезные ископаемые, 1979, № 2, с. 90—101.
- Лоог А. Р. Граптолитовые артелиды (диктионемовые сланцы) Эстонии и их рудоносность.— В кн.: Углеродистые отложения докембрия и нижнего палеозоя и их рудоносность. Фрунзе: Илим, 1978, с. 66—68.
- Макимова С. В. Эколого-фациальные особенности и условия образования доманика. М.: Наука, 1970. 84 с.
- Маркова Л. Г. Литолого-геохимические критерии распределения органического вещества и нефтеобразования в силуре Тунгусской синеклизы. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1977. 24 с.
- Мирошников Л. Д. К вопросу о происхождении граптолитовых сланцев.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1956, № 7, с. 25—32.
- Мирошников Л. Д. Кембрий, ордовик, силур Норильского района и вопросы происхождения граптолитовых фаций центрального сектора Арктической части СССР. Автореф. канд. дис. М., 1959. 30 с.
- Мирчик М. Ф., Мкртчян О. М., Трохова А. А. Палеотектонические и палеогеоморфологические особенности Волго-Уральского доманикового бассейна.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1975, № 12, с. 9—18.
- Нестеров И. И. Новый тип коллектора нефти и газа.— Геология нефти и газа, 1979, № 10, с. 26—29.
- Нестеров И. И. Нефтегазоносность битуминозных глин баженовской свиты Западной Сибири.— Сов. геология, 1980, № 11, с. 3—10.
- Никифорова О. И. Сибирская платформа. Общая характеристика.— В кн.: Стратиграфия СССР. Силурийская система. М.: Недра, 1965, с. 340—362.
- Обут А. М., Соболевская Р. Ф. Граптолиты ордовика Таймыра. М.: Изд-во АН СССР, 1964. 92 с.
- Обут А. М., Соболевская Р. Ф., Меркурьева А. П. Граптолиты лландовери в кернах буровых скважин Норильского района. М.: Наука, 1968. 136 с.
- Писарчик Я. К., Минаева М. А., Русецкая Г. А. Палеогеографическая характеристика Сибирской платформы в кембрийское время.— В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность восточной части Сибирской платформы и прилегающих районов М.: Недра, 1968, с. 81—90.
- Писарчик Я. К., Минаева М. А., Русецкая Г. А. Палеогеография Сибирской платформы в кембрии (с атласом палеогеографических карт). Л.: Недра, 1975. 195 с.
- Погребницкий Ю. Е. Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы. Л.: Недра, 1971. 248 с.
- Порфирьев В. Б., Гринберг И. В., Ладыженский Н. Р., Котлуков В. А. Менилитовые сланцы Карпат.— В кн.: Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. М.: Недра, 1968, с. 354—381.
- Предтеченский Н. Н., Тесаков Ю. И. Закономерности осадконакопления и типизация фациальных комплексов силура Сибирской платформы.— В кн.: Силур Сибирской платформы. Новые региональные и местные стратиграфические подразделения. Новосибирск: Наука, 1979, с. 28—43.
- Рабиханукаева Е. С. Строение, состав и условия образования ордовикских и силурийских отложений Таймыра и северо-запада Сибирской платформы.— В кн.: Осадочные и осадочно-вулканогенные формации и методика их выделения. Новосибирск: Наука, 1977, с. 145—165.
- Розен О. М., Сидоренко Св. А., Созинов Н. А. Углеродистые отложения докембрия и фаерозоя.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 4. Кн. 2. М.: Недра, 1975, с. 141—155.
- Савицкий В. Е., Шабанов Ю. Я., Шишкин Б. Б. Стратиграфия нижнекембрийских и ранне-среднекембрийских отложений Игарского района. Новосибирск, СНИИГГиМС, 1964, с. 42—68.
- Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. Т. 2. Магнетизм, тектоника, история геологического развития. М.: Недра, 1967. 653 с.
- Серета Т. Т. Доманиковые фации девона Волго-Уральской области. Автореф. канд. дис. М., ИГиРГИ, 1967. 25 с.
- Сидоренко А. В., Сидоренко Св. А., Созинов Н. А. Углеродистые формации докембрия.— В кн.: Углеродистые отложения докембрия и нижнего палеозоя и их рудоносность. Фрунзе: Илим, 1978, с. 9—11.
- Силур Сибирской платформы. Новые региональные и местные стратиграфические подразделения. Новосибирск: Наука, 1979. 96 с.

- Силур** Сибирской платформы. Опорные разрезы северо-запада Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1980. 184 с.
- Созинов Н. А., Сидоренко Св. А.** О формационных типах углеродистых сланцев докембрия и фанерозоя.— Докл. АН СССР, 1976, т. 227, № 3, с. 684—687.
- Ставец А. Л., Неволин Б. С., Потапов С. Ф.** Кембрийские отложения юго-восточной окраины Охотского среднего массива.— В кн.: Докембрий и палеозой Северо-Востока СССР. Магадан, 1974, с. 52—54.
- Страхов П. М.** Доманиковая фация Южного Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1939. 122 с.
- Страхов П. М.** Основы теории литогенеза. Т. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 574 с.
- Страхов Н. М.** Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 535 с.
- Сухов С. С., Переладов В. С.** Депрессионный комплекс нижнего и среднего кембрия востока Сибирской платформы.— В кн.: Геология рифовых систем кембрия Западной Якутии. Новосибирск, СНИИГГиМС, 1979, с. 50—60.
- Тесаков Ю. И.** Развитие экосистемы древних платформенных седиментационных бассейнов.— В кн.: Проблемы эволюции геологических процессов. Новосибирск: Наука, 1981, с. 186—199.
- Тихомиров С. В.** Этапы осадконакопления девона Русской платформы. М.: Недра, 1967. 268 с.
- Ушатинский И. Н.** Литология и перспективы нефтеносности юрско-неокомских битуминозных отложений Западной Сибири.— Сов. геология, 1981, № 2, с. 11—22.
- Формации** горючих сланцев. Методы изучения и генетическая классификация. Таллин: Валгус, 1973. 160 с.
- Хоментовский В. В., Репина Л. Н.** Нижний кембрий стратотипического разреза Сибири. М.: Наука, 1965. 199 с.
- Хоментовский В. В., Шенфильд В. Ю., Якшин М. С., Бутаков Е. П.** Опорные разрезы отложений докембрия и кембрия Сибирской платформы. М.: Наука, 1972. 356 с.
- Черкесова С. В.** Таймыр.— В кн.: Стратиграфия СССР. Девонская система. Т. 2. М.: Недра, 1965, с. 139—147.
- Черкесова С. В.** Девон Таймыра.— В кн.: Стратиграфия палеозоя Средней Сибири. Новосибирск: Наука, 1967, с. 119—120.

В. В. Параев

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ МЕЗОКАЙНОЗОЙСКИХ БОКСИТОНОСНЫХ КРАСНОЦВЕТНЫХ ФОРМАЦИЙ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА УРАЛА И ЮЖНОГО ОБРАМЛЕНИЯ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

Мезозой и кайнозой в геологической истории относятся к главным эпохам образования мощных кор выветривания, с которыми связано и бокситообразование [Петров, 1967; Кривцов, 1969]. Вместе с тем в эти периоды интенсивная красноцветная седиментация охватила обширные территории земного шара [Анатольева, 1978]. Размещение континентальных красноцветных и бокситоносных пород в единых регионах указывает на тесную пространственную взаимосвязь бассейнов красноцветной седиментации с областями бокситонакопления. Совпадение этих процессов во времени и пространстве обусловило формирование своеобразных комплексов континентальных красноцветных пород, содержащих свободный глинозем.

В опубликованных работах, затрагивающих вопросы бокситонакопления [Архангельский, 1937; Яншин, 1941; Бушинский, 1966, 1975; Кривцов, 1969; Генетическая классификация..., 1974; Проблемы генезиса..., 1975; Вопросы геологии..., 1977; и др.], рассматриваются в основном различные аспекты образования бокситов и бокситовых месторождений. В то же время недостаточное внимание уделялось характеристике вмещающего бокситы комплекса красноцветных пород. При детальном исследовании комплекса в целом могут быть решены многие конкретные научные и практические задачи, связанные с выяснением эволюции красноцветного осад-

конакопления в истории Земли и выявлением геохронологических и пространственных закономерностей образования различных полезных ископаемых, в том числе бокситов, приуроченных к континентальным красноцветным формациям.

Предлагаемая работа посвящена изучению мезокайнозойских бокситоносных красноцветных формаций восточного склона Урала и южного обрамления Западно-Сибирской низменности. Бокситообразование на этой территории происходило в основном в конце мезозоя и начале койнозоя. Рудопроявления и месторождения бокситов генетически связаны преимущественно с нижнемеловыми и палеогеновыми отложениями и, по классификации Л. Г. Сапожникова (1974), относятся к полигенным латеритно-осадочным и седиментационно-карстовым типам. Мощность бокситосодержащих красноцветных комплексов обычно составляет несколько десятков метров, иногда больше. Бокситовые рудопроявления включены в них в виде линзообразных тел небольшой мощности и протяжения.

Рассмотрим особенности строения, состава и формирования бокситоносных красноцветных отложений на конкретных примерах.

ВОСТОЧНЫЙ СКЛОН УРАЛА

Месторождения и рудопроявления бокситов отмечаются главным образом в пределах Среднего и Южного Урала. В результате исследований П. Л. Безрукова и А. Л. Яншина (1934, 1937), Н. И. Архангельского (1964), Т. Н. Папулова и З. И. Ситниковой (1964), Л. А. Умовой и др. (1968), а также Л. А. Гузовского, К. П. Савельевой, В. И. Иванова, С. Т. Лузиной, И. И. Спорова, С. А. Топычканова и др. (сотрудники Уральского геологического управления) выяснено, что месторождения бокситов приурочены к мезозойским отложениям и тесно связаны с широко развитой здесь корой выветривания. Максимальное количество бокситопроявлений зафиксировано в отложениях синарской свиты альбского возраста (табл. 1). Наиболее значительные из них тяготеют к областям распространения вулканогенных пород основного состава.

В результате процессов гипергенного изменения и разрушения эффузивных пород сформировался достаточно мощный красноцветный комплекс элювиальных отложений и продуктов их перемыва. Особенности строения и состава образований, покрывающих основные порфириды, видны на рис. 1. Скважины пробурены в Зырянском районе в долине р. Синара. Скв. 41 (наиболее глубокая) достигла глубины 75,7 м, а скв. 36—56,2 м. Весь разрез отложений района отчетливо расчленяется на две части. Нижняя часть сложена в основном красноцветными глинистыми породами в значительной мере каолинизированными, содержащими бокситовые отложения. Неполная их мощность в скв. 36 составляет 13,6, а скв. 41 — более 20 м. Верхняя часть разреза представлена сероцветными осадочными преимущественно глинисто-песчаными породами, соответствующими верхнемеловым образованиям. Отмечаются рыхлые и уплотненные зеленоватые песчаники (глауконитовые), темно-серые до черных глинистые сланцы. Заканчивается эта часть разреза крепко сцементированными белесоватыми опоками. Общая ее мощность в скв. 36 составляет 38, а в скв. 41 — около 50 м.

Нижняя красноцветная и верхняя сероцветная части разреза четко разграничены между собой. Они отделены друг от друга метровым прослоем черных лигнитовых пород, переполненных древесными и растительными остатками с комкообразными стяжениями марказита диаметром до 1,5 см. Глубина залегания этих пород в скважинах 36 и 41 соответственно равна 41—42,6 и 50—51 м. В обеих частях разреза можно выделить ряд составных элементов, обуславливающих внутреннее строение каждой

Литолого-стратиграфическая схема мел-палеогеновых отложений восточного склона Урала

Система		Отдел, ярус	Свита и ее литологическая характеристика
Палеогеновая		Олигоцен	?
		Эоцен	И р б и т с к а я. Глинистые и диатомовые отложения с прослоями алевролитов, песчаников с опоковым цементом, опокovidных глин. Мощность до первых десятков метров
		Палеоцен	С е р о в с к а я. Песчанистые, алевритистые, глинистые опоки. Мощность до первых десятков метров
Меловая	Верхний	Датский	?
		Маастрихтский	Ф а д ю ш и н с к а я. Серые зеленовато-серые песчаники, алевролиты, мергелистые глины. Мощность 10—20 м
		Компанский, сантонский, коньякский	К а м ы ш л о в с к а я. Зеленовато-серые и серые песчаники, кремнисто-глинистые осадки (опоки) с глауконитом. Мощность 1—2 м
		Туронский	М у г а й с к а я. Зеленовато-серые песчано-глинистые отложения с оолитовыми железными рудами, глауконитом, лигнитом. Мощность до 20 м
		Сеноманский	М ы с о в с к а я. Песчано-глинистые породы с углстым детритом. Мощность 15—20 м
	Нижний	Альбский	С и н а р с к а я. Пестроцветные каолиновые глины с залежами бокситов. Мощность первые десятки метров
		Аптский	А л а п а е в с к а я. Мелкогалечные конгломераты с кварцево-кремнистой галькой и глинистым цементом, песчаники (белики). Мощность первые десятки метров
		Барремский, готеривский	Т ы н ь и н с к а я. Пестроцветные песчано-глинистые отложения. Мощность первые десятки метров
		Валанжинский	?

П р и м е ч а н и е. Таблица составлена по материалам Т. Н. Папулова, З. И. Ситниковой (1964), Л. А. Умовой и др. (1968).

из них. Поскольку нас интересуют красноцветные образования, то более детальную характеристику приведем лишь для нижней бокситоносной части разреза.

Среди красноцветных пород выделяются две группы образований: сохранившие первоначальный облик материнской породы и породы с признаками осадочного происхождения.

В группе I различаются следующие основные типы продуктов выветривания. К первому типу относятся породы, почти полностью сохранившие структурные признаки порфиритов. Это обычно темно-коричневые с зеленоватыми пятнами побежалости выветрелые основные эффузивы, с отчетливо сохранившимся рисунком гиалопилитовой, местами интерсерталь-

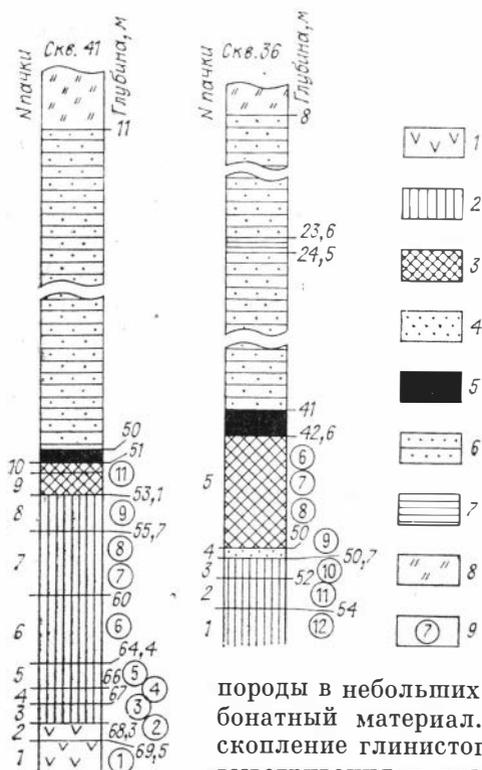


Рис. 1. Разрезы красноцветного комплекса и перекрывающих его сероцветных отложений верхнего мела в долине р. Синара.

1 — выветрелые порфириды; 2 — глинистые каолинизированные красно- и пестроцветные породы; 3 — бокситовые породы; 4 — песчаники кварцевые; 5 — лигниты темно-серые до черных; 6 — глинисто-песчаные зелено- и сероцветные породы; 7 — глинистые сланцы; 8 — опоки; 9 — номер образца в табл. 2 и его местоположение в разрезе.

ной структуры. Вкрапленники и лейсты плагиоклазов, хорошо сохранившие очертания и форму кристаллов, нацело серицитизированы и каолинизированы. Большое содержание железа в породе обусловило опадитизацию пироксенов и превращение их в непрозрачное вещество. В отдельных случаях в результате разложения зерна пироксена в проходящем свете выглядят бурыми. В основной массе

породы в небольших количествах иногда присутствует карбонатный материал. Участками в шлифе наблюдается скопление глинистого вещества — остаточного продукта выветривания и разрушения породы.

Другой тип образований представлен в значительной мере измененными и разрушенными вулканогенными породами, которые в результате более глубокого воздействия различных факторов выветривания были преобразованы на месте в глинистое вещество. Эти породы, как правило, более светлых тонов (чем первые), красноватые, часто розовато-серые, иногда с зеленоватым оттенком. Структура порфиридов прослеживается лишь в отдельных участках, реликтами, разделенных скоплениями глинистого материала. Полностью серицитизированные и каолинизированные вкрапленники и лейсты плагиоклазов уже не имеют отчетливых очертаний правительных кристаллов. Обычно они несут на себе следы разрушения, их контуры расплывчаты, с нечеткими рваными краями. Основная вмещающая масса в проходящем свете выглядит как непрозрачное темное вещество. Соединения железа в породе присутствуют главным образом в двух основных модификациях. В одном случае железо находится в виде совершенно непрозрачного черного вещества без каких-либо видимых признаков его разложения. В другой модификации железистые соединения имеют в проходящем свете темно-коричневый цвет с постепенными переходами к светлым тонам и со следами явной его миграции. Бурые окислы железа обычно концентрируются по многочисленным микротрещинам, а также по периферии отдельных пустот, выполненных карбонатом. В породе отмечаются округлой и овальной формы стяжения в виде бобовин размером 1,5—5 мм, выполненные тонкочешуйчатым глинистым материалом и окрашенные окислами железа в бурый цвет.

Третий тип продуктов коры выветривания составляют часто осветленные красновато-розовые и белесоватые глинистые образования, полностью утратившие первоначальные структурные признаки исходных пород. Это в значительной мере каолинизированные глины, иногда с примесью песчаного материала, слабо сцементированные. В отдельных случаях в шлифах отмечаются участки, где слабо просматриваются остатки рисунка

Химический состав глинистых бокситоносных пород (Зырянский район)

Номер обр.	SiO ₂	MnO	TiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Na ₂ O	K ₂ O	Fe ₂ O	П.п.п.	Σ
36—6	7,50	0,22	3,84	39,00	0,70	0,70	11,01	0,06	0,10	12,79	22,14	98,06
36—7	11,50	0,15	5,96	31,00	1,00	1,35	16,70	0,05	0,05	13,79	19,04	100,5
36—8	29,00	0,10	4,96	35,50	0,40	0,45	20,30	0,05	0,07	3,34	5,83	100,0
36—8а	12,00	0,06	7,56	27,70	0,65	0,55	39,60	0,05	0,05	8,56	4,01	100,7
36—9	96,00	0,08	0,16	—	0,35	0,25	1,10	0,07	0,12	0,90	1,06	100,0
36—10	39,00	0,22	3,10	26,50	0,70	0,60	15,03	0,06	0,10	2,23	12,80	100,3
36—11	33,00	0,24	3,13	32,50	0,85	0,80	16,55	0,08	0,11	0,86	13,36	101,4
36—12	56,00	0,15	2,06	16,20	1,30	0,40	13,57	0,08	1,84	0,93	8,04	100,5
41—1	46,00	0,17	1,66	15,40	2,50	1,23	14,00	0,15	0,26	0,97	18,52	100,8
41—2	41,50	0,26	1,64	16,00	2,40	1,43	15,13	0,15	0,26	0,97	20,14	99,88
41—3	46,00	0,20	1,88	18,70	1,36	0,80	15,73	0,13	0,19	0,97	14,38	100,3
41—4	46,50	0,15	2,24	23,50	1,15	0,35	13,85	0,10	0,23	0,86	12,32	101,2
41—5	48,00	0,12	2,00	23,40	0,50	0,40	12,61	0,08	0,17	2,16	10,76	100,2
41—6	27,00	0,16	2,95	35,50	0,75	0,45	18,90	0,07	0,17	2,08	13,36	101,2
41—7	45,00	0,13	2,35	24,00	0,75	0,25	15,88	0,07	0,24	0,47	11,14	100,2
41—8	35,00	0,79	2,40	30,00	0,90	0,70	9,44	0,07	0,26	5,82	15,22	100,6
41—9	27,00	0,89	2,22	30,50	1,15	0,65	11,28	0,06	0,10	9,48	16,44	99,77
41—11	33,00	0,21	2,66	22,00	1,90	1,00	10,64	0,06	0,10	5,82	19,96	97,35

порфириновой структуры. Эти реликты как бы растворены в глинистом материале и корродированы им. Следы инфильтрации и перераспределения вещества хорошо заметны благодаря концентрации окислов железа.

Все перечисленные типы нередко перемежаются между собой и находятся в разных количественных взаимоотношениях. В одном случае они могут быть главными и вмещающими породами, в другом — подчиненными.

В группу II образований красноцветного комплекса входят в основном продукты перемыва коры выветривания. Здесь отмечаются различные песчаники и бокситовые породы. Песчаники часто представляют собой мономинеральные образования с концентрацией в них кварцевого материала. Иногда они содержат зерна глауконита.

Бокситовые породы (как правило, с бобовидным строением) бывают достаточно крепко сцементированы либо представляют собой относительно рыхлые образования. Порой в них можно проследить признаки слоистости, некоторую ориентацию мелких линз глинистого вещества или обломков. Количество бобовин в породе варьирует от нескольких до 30% и даже до 50% объема. По цвету бобовины темные до черных, диаметром 1—5 мм, резко выделяются из общей массы. Представление о химических особенностях бобовин (обр. 36—8а) и вмещающей массы (обр. 36—8) можно получить из табл. 2. Приведем послойные описания разрезов бокситоносных красноцветных отложений.

Красноцветные образования, вскрытые скв. 41, имеют следующее строение (снизу вверх).

Интервал, м

1. Порфириты выветрелые темно-коричневые с отчетливыми белыми каолинизированными вкрапленниками и лейстами плагиоклаза 72—69,5
2. Порфириты выветрелые осветленные с гораздо большим количеством белых включений каолинизированного материала 69,5—68,3
3. Глина каолинизированная красноцветная с мелкими зеленоцветными включениями. Внешних признаков структуры порфиритов не наблюдается 68,3—67
4. Глины каолинизированные белесовато-розовые с реликтами структуры порфиритов 67—66
5. Глины с примесью песчаного материала. Белесоватые, розовато-серые, иногда с зеленоватым оттенком, местами просматривается

рисунок порфиритовой структуры. Порода слабо каолинизирована, отмечаются редкие бобовины размером 1,5—5 мм	66—64,4
6. Глины светлоокрашенные с каолинизованными вкрапленниками, расположение которых подчеркивает рисунок структуры эффузивных пород	64,4—60
7. Глины каолинизованные красновато-розовые с белесоватыми пятнами. Содержат железистые стяжения табачного цвета, количество которых в слое увеличивается снизу вверх	60—55,7
8. Глины каолинизованные землисто-серые с белесоватыми пятнами. В верхней части слоя осветляются и приобретают желтоватый оттенок. В отдельных участках просматривается рисунок первоначальной порфиритовой структуры. Породы слабо сцементированы с примесью песчаного материала	55,7—53,1
9. Бокситовая порода буро-желтая, буро-красная, содержит в небольшом количестве (около 10% объема мелкие (до 1,5 мм) черные бобовины окислов железа. Иногда отмечаются включения в виде небольших ориентированных линзочек тонкого глинистого материала, резко выделяющихся из общей вмещающей массы по более яркой и густой окраске	53,1—51,7
10. Бокситовая порода землисто-коричневая с несколько большим содержанием бобовин	51,7—51

Выше залегают темно-серые до черных лигнитовые породы с остатками древесины и растений и с включениями марказита.

Несколько иное строение и взаимоотношение бокситовых пород с вмещающими отмечаются в скв. 36 (снизу вверх).

1. Глины темноцветные, вишнево-коричневые с белыми причудливой формы каолинизованными пятнами. В шлифах отчетливо видны следы миграции и перераспределения вещества, напоминающие флюидальность. Скопление и ориентация каолинизованного материала совпадают со следами этого движения. Соединения железа присутствуют в виде непрозрачного черного вещества с четкими и резкими границами раздела, без каких-либо видимых признаков его выноса	56,2—54
2. Глины цестроцветные. В отдельных участках (в шлифе) отчетливо просматривается рисунок порфиритовой структуры	54—52
3. Глины молочно-белые, коричневые, желтые значительно каолинизованы. Породы рыхлые, легко разрушаются, с хорошо сохранившимся и наблюдаемым в шлифах обликлом порфиритов. Плаггиоклазы полностью каолинизованы, однако с достаточно отчетливой формой кристаллов. Железистые соединения основной массы, включающей лейсты и вкрапленники каолинизованного плаггиоклаза, не несут следов растворения	52—50,7
4. Песчаники мелкозернистые, светло-серые до белых. По составу обломочного материала — кварцевые, слабо сцементированы. Зерна кварца различной формы, но с достаточно хорошо сглаженными углами (0,1—0,3 мм). Единичные крупные зерна покрыты сетью мелких трещин. Встречаются отдельные зерна зеленоватого глауконита размером около 0,15 мм. Цемент кремнистый, аморфный, базальный	50,7—50
5. Бокситовые породы серовато-розовые, светло-коричневые, желтоватые. Обычно крепкие, местами слабые до рыхлых с бобовидным строением. Бобовины черные, мелкие, до 3,5 мм в диаметре. Они составляют около 20—30% объема породы. В нижней части слоя преобладают розовые, в средней — коричневые и вверху — желтоватые породы. В средней части количество бобовин заметно сокращается	50—42,6

Бокситовые породы (как и в скв. 41) перекрыты черными лигнитами с древесными и растительными остатками и с конкрециями марказита.

Из приведенного описания разрезов видно, что бокситовые породы занимают достаточно определенное положение. Они расположены стратиграфически выше коры выветривания. Однако в скв. 36 бокситовая пачка залегает не на глинистых образованиях элювия, как это имеет место в скв. 41, она отделена от последних небольшим прослоем мелкозернистых кремнистых песчаников. Выделенные типы пород коры выветривания не обнаруживают строгой упорядоченности. Они перемежаются друг с другом и связаны между собой постепенными переходами. Представление об осо-

бенностях их химического состава можно получить из табл. 2. Из химических анализов пород просматривается некоторая закономерность в распределении отдельных окислов и их концентрации по разрезу. Так, глинозем и отчасти окислы железа накапливаются в верхней зоне красноцветного комплекса, а кремнезем выносятся.

В естественных обнажениях породы подобного типа наблюдались нами в пределах Соколовского бокситового карьера, расположенного среди аккумулятивной равнины на выступе палеозойского фундамента — Колчедано-Коркинской поднятости. Здесь кора выветривания также развита по основным эффузивам, возраст которых датируется пермо-триасом. Она представляет собой чередование красных, розовых, желтых, серых глинистых образований, нередко содержащих реликты с порфиритовой структурой. В продуктах выветривания в значительном количестве отмечаются прожилки бурого железняка с пустотами, выполненными агрегатами кристаллов кварца. Глинистые образования коры выветривания, как и в первом приведенном случае, перекрыты бокситовым пластом, на котором залегают лигнитовая глина и лигнит с пиритом и марказитом. Неоднородность бокситоносных пород (по цвету, по количеству бобовин и пр.) уже отмечалась нами в предыдущих примерах. В Соколовском карьере эта особенность бокситоносного слоя выражена наиболее ярко и резко.

Остатки рудного тела в карьере можно увидеть в нескольких местах у самого уреза воды (карьер выработан и затоплен). Одно из лучших обнажений бокситовых пород отмечается в восточном борту карьера. Породы выходят в виде небольшой антиклинальной складки и образуют холм высотой до 5 м (рис. 2). Обнажены только южное крыло складки и частично ее замок. Северное крыло завалено осыпью, но его можно проследить по характеру залегания вышележащих сероцветных отложений. Отмечается общая закономерность их дислокации. Породы красноцветной бокситоносной части разреза смяты в пологие небольшие складки, а перекрывающие их сероцветные породы залегают почти горизонтально.

Пачка бокситоносных пород здесь уверенно подразделяется на три части. Нижняя ее часть представлена песчано-глинистыми желтовато-красными образованиями. Отчетливо прослеживается как бы начальная фаза формирования в породе комковатообразных отдельностей. Эти отдельно-

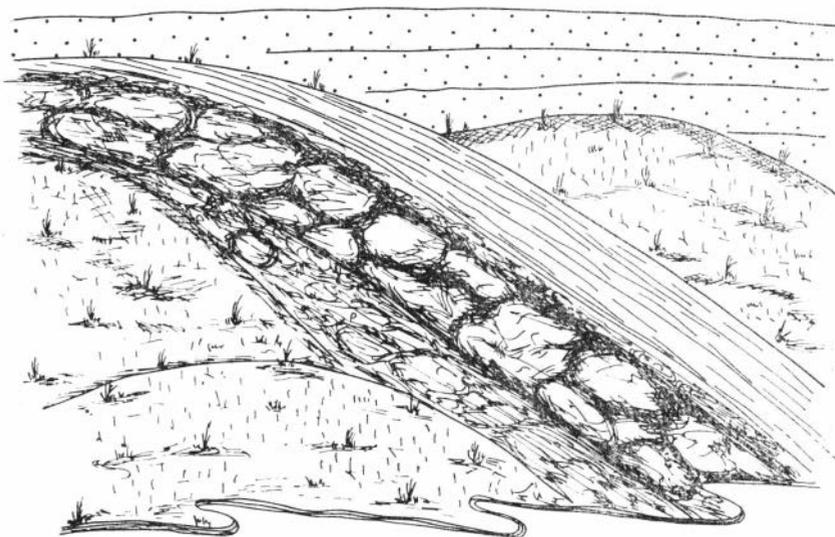


Рис. 2. Выход красноцветных бокситовых пород в виде антиклинальной складки и горизонтально перекрывающие их сероцветные отложения (Соколовский карьер, восточный борт).

сти достаточно крепко сцементированы, каменистые, темных коричневых тонов. Они разделяются относительно рыхлым желтовато-серым глинистым материалом. Текстура каменистых стяжений напоминает причудливую микроскладчатость — результат миграции и перераспределения вещества. В шлифе достаточно хорошо видны следы инфильтрации ярко выраженные концентрацией окислов железа. В незначительных количествах отмечаются мелкие стяжения, выполненные непрозрачным железистым веществом. В единичных случаях наблюдаются бобовины диаметром до 1,5 мм с концентрическим строением. Мощность этих отложений около 0,4 м.

Выше по разрезу охарактеризованные породы без каких-либо резких границ постепенно переходят в каменистые бобовистые образования, составляющие среднюю часть пачки. Здесь порода крепко сцементирована, красно-коричневая разбита на крупные глыбовые отдельности. Бобовины темно-коричневые до черных. Их преобладающий размер около 2,5 мм, редко до 5 мм. Количество бобовин составляет до 50% объема породы. Они выполнены непрозрачным в проходящем свете железистым веществом, без каких-либо видимых следов растворения, имеют четкие резкие границы с вмещающей массой. Отмечаются единичные бобовины с концентрическим строением. Мощность пласта на всем его протяжении довольно выдержана и составляет около 0,7 м.

Верхняя часть бокситоносной пачки сложена песчано-глинистыми образованиями землисто-красновато-желтоватыми со щебенчатой отдельностью. В значительном количестве присутствуют обломки нижележащих пород. Отмечаются единичные железистые бобовины. В шлифах наблюдаются скопления красно-бурого железистого вещества в виде небольших (до 2 мм в диаметре) расплывшихся пятен. Эти песчано-глинистые образования согласно залегают на нижележащих каменистых породах. Их мощность около 1 м.

Все породы бокситоносной пачки высокоглиноземистые (табл. 3). Максимальное содержание Al_2O_3 (44%) отмечается в песчано-глинистых образованиях верхней части, количество железа здесь составляет 10,8%. Крепко сцементированные породы средней части характеризуются самым высоким содержанием железа (36,8%) и наименьшим количеством глинозема (34%). Соотношение этих же компонентов в нижнем слое соответственно равно 36 и 36,5%.

Бокситоносные красноватые отложения в пределах восточного склона Урала связаны с различного рода депрессиями. Они выполняют карстовые воронки в карбонатах палеозоя, залегают в пологих неглубоких впадинах и нередко приурочены к присклоновым участкам долин. Приведенные примеры свидетельствуют о сложном их строении и разнообразном составе пород, слагающих такие комплексы. Здесь с достаточной определенностью можно говорить, по крайней мере, о двух генетических типах

Т а б л и ц а 3

Химический состав пород бокситоносной пачки Соколовского карьера

Номер обр.	SiO ₂	MnO	TiO	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Na ₂ O	K ₂ O	FeO	П. п. п.	Σ
С—1	2,00	0,10	4,44	36,50	0,50	0,50	35,50	0,03	0,05	0,43	20,98	101,0
С—2	3,50	0,13	3,88	34,00	0,50	0,45	36,13	0,05	0,10	0,61	20,94	100,2
С—3	14,00	0,14	4,36	44,00	0,70	1,20	10,57	0,03	0,04	0,21	25,36	100,6
С—4	14,50	0,20	2,80	23,50	0,60	1,00	47,60	0,05	0,12	0,36	9,98	101,0
С—5	8,00	0,10	4,20	45,30	0,60	0,50	17,48	0,04	0,11	0,29	22,58	99,20

П р и м е ч а н и е. С—1, С—2, С—3 — бокситоносные породы восточного борта карьера: С—1 — песчано-глинистые породы из нижней части бокситоносной пачки, С—2 — каменистые бобовистые образования средней части бокситоносной пачки, С—3 — песчано-глинистые породы из верхней части бокситоносной пачки; С—4, С—5 — бокситовые породы северного борта карьера.

образований бокситоносного комплекса. Это, во-первых, собственно элювий и, во-вторых, продукты его перемыва, образованные при делювиально-пролювиальных процессах.

Элювиальные отложения, оставшиеся на месте образования в виде остаточных продуктов выветривания, выделяются в разрезах довольно однозначно. Они в большинстве случаев хорошо узнаются по сохранившемуся (хотя бы частично) первоначальному облику материнской породы. Реликты ее структуры и текстуры нередко обнаруживаются даже в самых верхних частях коры выветривания, представляющих собой обычно глинистые продукты.

Делювиально-пролювиальные образования формируются на размытой поверхности элювия в виде осадочных накоплений. Однако их распознавание не всегда очевидно, поскольку четкие и резкие границы раздела между ними, как правило, отсутствуют, а переотложенный материал по составу часто близок к породам коры выветривания.

Перемыв элювиальных образований, направленный преимущественно на отделение мелкой глинистой (высокоглиноземистой) части от крупнозернистых (кремнистых) компонентов, способствует накоплению соответствующих отложений и служит, по существу, основным критерием дифференциации пород коры выветривания и продуктов ее переработки. К такого типа отложениям в приведенных примерах относятся бокситовые породы и кварцевые песчаники. На осадочное происхождение песчаников указывает и относительно мономинеральный их состав и наличие в них хорошо окатанных зерен глауконита. В пользу осадочной природы бокситовых пород говорят их структурно-текстурные особенности. Иногда это намечающаяся слоистость, наличие ориентированных глинистых линзочек, а также их положение в разрезе (как это имеет место в скв. 36, где бокситовые породы отделены от типичного элювия прослоем существенно кварцевого песчаника).

Таким образом, в формировании бокситоносного красноцветного комплекса в данном регионе намечаются два этапа. Первый связан с образованием выветрелых пород, второй — с разрушением элювия и накоплением продуктов его перемыва.

ЮЖНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

Ассоциации континентальных красноцветных пород с бокситами южного обрамления Западно-Сибирской низменности известны в пределах Западного и Восточного Казахстана, а также некоторых районов Алтайского края. О бокситонакоплении в пределах названных областей писали А. Л. Яншин (1937), Е. М. Великовская (1939), А. Н. Волков (1959), Н. А. Лисицина (1960), С. Б. Патрикеев (1974), Ю. Г. Цеховский (1973, 1975), А. М. Сульман (1976), а также сотрудники Западно-Казахстанского геологического управления и специалисты других организаций (С. Б. Патрикеев, Н. А. Бубекова, Р. В. Таныгина, Г. П. Суханова, Б. Е. Варнавских, А. И. Гуськова, Ж. Д. Дуйсебаев, Ю. И. Рылов, Г. Ф. Рылова, В. Я. Климов и др.).

Мезокайнозойские континентальные красноцветные отложения на территории Казахстана и Алтайского края изучались нами в течение 1974—1976 гг. В Западной Казахстане описан керн скважин 617, 618, 619, 504, 506. Первые три скважины пробурены восточнее г. Аркалык, в долине руч. Акжар. Две последние находятся юго-восточнее г. Аркалык, в долине р. Бала-Терсаккан. Исследованы также обнажения в двух карьерах Аркалыкского рудника. Разрезы мезокайнозойских отложений Восточного Казахстана изучались по естественным обнажениям в долине р. Тайжизген, в районах пос. Чайбулак, гор Чакельмес и Кара-Бюрюк;

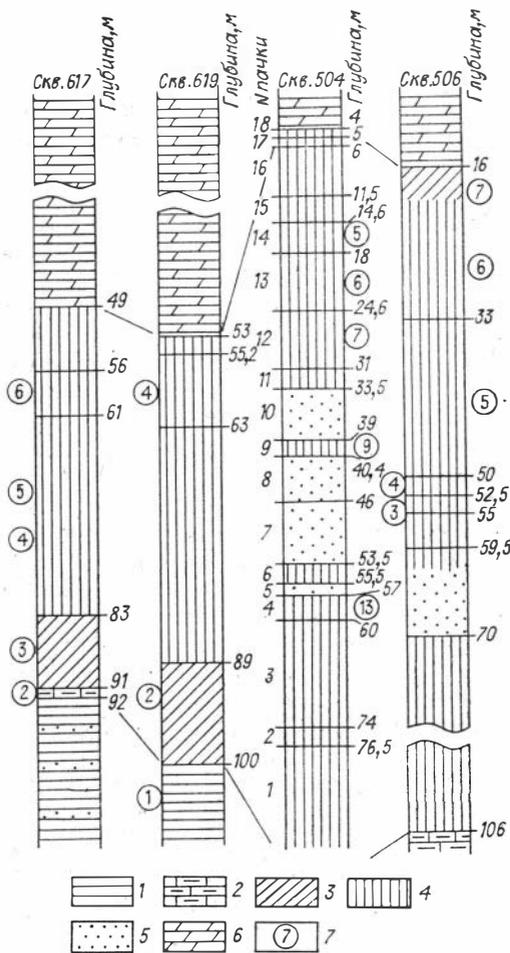


Рис. 3. Положение красноцветных бокситоносных пород среди отложений мезокайнозойского комплекса Западного Казахстана.

1 — песчано-глинистые темно-серые породы; 2 — глинисто-карбонатные породы; 3 — глины каолинизированные светло-серые; 4 — глинистые каолинизированные породы, белые, розовые, красные, бурые; 5 — песчаники красноцветные, часто глинистые; 6 — сероцветные и зеленоватые карбонатизированные породы; 7 — номер образца в табл. 5 и его местоположение в разрезе.

а на территории Алтайского края были детально описаны разрезы трех скважин (114, 115, 118), пробуренных в пределах Бийско-Барнаульской впадины по левому борту р. Чумыш.

Среди мезокайнозойских отложений перечисленных областей промышленные бокситы отмечаются лишь в пределах Западного Казахстана. Это в основном месторождения Амангельдинского района. Продуктивная толща с залежами бокситов выделяется здесь в аркалыкскую серию. В последнее время в составе аркалыкской серии выделены (снизу вверх) ашутская, амангельдинская, токтыгатская и кенетайская свиты. Хотя вопрос о возрасте бокситоносной толщи в какой-

то мере остается дискуссионным, общее представление о литолого-стратиграфических особенностях мезокайнозойских отложений можно получить из табл. 4.

Типичные разрезы красноцветной толщи и взаимоотношение бокситовых пород с другими отложениями показаны на рис. 3. Красноцветная бокситоносная толща снизу ограничена темно-серыми до черных осадочными породами, представленными глинами, глинистыми сланцами, глинисто-карбонатными и песчано-глинистыми породами, которые порой (скв. 617) переслаиваются с серыми песчаниками. Глинистые сланцы тонкоплитчатые и полосчатые. В глинисто-карбонатных породах отмечаются многочисленные отпечатки и остатки фауны. Такие породы прослеживаются в скв. 619 до глубины 100 м, в скв. 617 до 91 м, в скв. 506 до 106 м. В скв. 504 эта часть разреза не вскрыта. Разрез скв. 618, пробуренной в нескольких десятках метров от скв. 619, весьма близок по строению к последней и нами здесь не приводится.

Бокситоносная красноцветная толща сложена каолинизированными глинами коры выветривания нижележащих пород и продуктами их переработки. Здесь встречаются серые, белые, бело-розовые, вишневые, красные обычно пятнистые глинистые отложения. В элювиальных образованиях достаточно отчетливо прослеживается первоначальная структура пород, наблюдаются многочисленные относительно хорошо сохранившиеся отпечатки фауны. Мощность 47 м.

Литолого-стратиграфическая схема мезокайнозойских отложений Западного Казахстана

Система	Отдел, ярус	Свита и ее литологическая характеристика
Неогеновая	Плиоцен	К у с т а н а й с к а я. Мергелистые глины светло-серые, бурые песчаники. Мощность 0—10 м
	Миоцен	Ж и л а н д и н с к а я (средний — верхний миоцен). Суглинки с известковыми и гипсовыми конкрециями, красно-бурые. Мощность 0—50 м.
		А р а л ь с к а я (нижний — средний миоцен). Глины гипсоносные зеленоцветные. Мощность 0—30 м.
Палеогеновая	Олигоцен	Ч а г р а й с к о - н а у р з у м с к а я (верхний олигоцен). Глины каолиновые белые, пески и галечники, иногда с железистым цементом. Мощность 0—60 м
		Ч и л и к т и н с к а я (средний олигоцен). Бурые глины и пески. Мощность 0—30 м
	Эоцен	А к ж а р с к а я (верхний эоцен — нижний олигоцен). Глины пестроцветные галлуазит-каолиновые с железисто-кремнистыми бобовинами. Мощность 0—40 м
		К е н е т а й с к а я (средний эоцен). Надрудные глины каолиновые, светлые песчаные и кварцевые пески. Мощность 0—100 м
		Т о к т ы г а т с к а я (нижний эоцен). Бокситовые глины и глины огнеупорные. Мощность 0—30 м
Палеоцен	А м а н г е л ь д и н с к а я (датский ярус—палеоцен). Бокситы, бокситовые и огнеупорные глины. Мощность 0—120 м	
Меловая	Верхний	
	Датский	
	Маастрихтский	А ш у т с к а я. Подрудные глины гидрослюдистые и каолиновые (в нижней части черные, в верхней — желтые слоистые). Мощность 0—80 м

Примечание. Таблица составлена по данным Б. А. Тюрина, Э. К. Пономаренко, а также А. М. Сульман (1976) и др.

В верхней части толщи, сложенной продуктами перемыва коры выветривания, преобладают различные песчаники, пески, глины. Для глинистых пород характерно достаточно высокое содержание кремнезема, глинозема, иногда железа (табл. 5). Наибольшая мощность этой части бокситоносной толщи (88 м) отмечена в скв. 504. Послойное описание этого разреза приводится ниже (снизу вверх).

	Интервал, м
1. Глины желтоватые с розовыми и красными оттенками, содержащие большое количество обломочного материала в виде кварцевых зерен гравийной размерности, иногда встречается мелкая галька. Породы слабо сцементированы, рыхлые	92—76,5
2. Глины светло-розовые с примесью песчаного материала	76,5—74
3. Глины каолинизированные красновато-розовые, местами с фиолетовым оттенком, слабо сцементированы, легко разрушаются	74—60
4. Глины каолинизированные кирпично-красные, красно-коричневые, легко разрушаются. В нижней части слоя присутствует песчаный материал	60—57

Химический состав бокситоносных пород Амангельдинских месторождений

Номер обр.	SiO ₂	MnO	TiO	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Na ₂ O	K ₂ O	FeO	П.п.п.	Σ
617—2	53,50	0,10	0,34	9,20	1,25	11,90	4,96	0,25	2,23	0,22	17,04	100,9
617—3	75,50	0,06	0,40	10,30	0,70	0,20	6,32	0,15	1,46	0,07	4,98	100,1
617—4	66,00	0,11	0,76	18,70	1,00	0,45	1,50	0,22	3,18	0,04	8,06	99,30
617—5	67,00	0,13	1,10	14,80	0,80	0,50	6,27	0,22	0,87	0,07	8,64	100,4
617—6	58,00	0,06	0,92	19,00	1,00	0,40	7,79	0,33	1,26	0,04	11,52	100,3
619—1	77,00	0,04	0,31	8,10	0,50	—	4,71	0,16	1,20	0,36	7,30	99,60
619—2	76,50	0,08	0,62	11,80	0,45	0,30	2,43	0,16	1,20	0,07	6,60	100,2
619—4	81,00	0,13	0,54	9,60	0,63	0,50	3,51	0,13	0,53	0,04	3,74	100,3
504—5	2,00	0,12	1,24	60,50	0,35	0,80	10,78	0,15	0,03	0,07	25,82	101,9
504—6	32,00	0,12	0,96	38,00	0,60	0,50	11,13	0,18	0,03	0,07	17,08	100,6
504—7	44,20	0,06	0,64	32,00	0,40	0,45	8,06	0,21	0,06	0,04	14,36	100,4
504—9	53,00	0,10	0,82	21,50	0,45	0,35	13,25	0,05	0,03	0,14	9,30	99,00
504—9а	53,00	0,11	1,06	19,25	0,50	0,65	17,05	0,15	0,04	0,14	9,28	101,4
504—13	42,00	0,12	0,98	31,50	0,60	0,40	12,03	0,14	0,04	0,07	12,80	100,7
506—3	49,00	0,12	1,12	30,00	0,50	0,63	8,16	0,10	0,03	0,04	11,10	100,8
506—4	51,00	0,12	0,94	31,00	0,40	0,66	4,51	0,14	0,02	0,04	11,78	100,5
506—5	74,00	0,11	1,70	14,20	0,50	0,60	4,08	0,08	0,03	0,11	5,42	100,8
506—6	48,00	0,10	1,38	33,00	0,45	0,45	1,56	0,16	0,04	0,04	14,94	100,4
506—7	46,00	0,14	1,14	35,00	0,85	0,85	2,96	0,21	0,85	0,04	12,24	100,2
75—2	70,50	—	1,40	12,30	0,75	0,20	4,76	0,40	1,07	0,04	8,60	100,0
75—1	56,00	0,20	1,01	17,35	2,40	1,30	6,63	0,64	1,80	0,07	13,38	100,7
75—3	51,00	0,14	1,23	19,60	1,10	0,70	15,80	0,30	1,07	0,04	9,98	100,9
75—3а	65,00	—	1,50	18,20	0,40	—	1,70	0,30	1,46	0,01	11,40	99,97
75—4	29,50	—	2,90	26,70	—	0,20	17,68	0,25	0,64	0,02	22,10	99,99
75—5	13,00	0,10	2,58	45,60	0,60	0,80	6,76	0,39	0,05	0,04	30,04	99,96
75—6	—	—	0,92	57,00	—	—	—	0,19	—	0,12	40,80	99,03
75—7	10,00	—	4,56	45,00	—	—	—	0,50	0,08	0,02	39,80	99,96
75—8	40,00	0,15	2,64	35,00	0,75	0,75	6,46	0,16	0,33	0,04	13,64	99,92
75—9	38,00	—	2,40	35,00	—	—	6,17	0,40	0,04	0,03	17,80	99,84
75—10	15,00	0,13	0,91	55,00	0,45	0,50	3,16	0,10	0,05	0,04	25,46	100,8
75—11	23,00	0,14	0,90	14,60	0,65	3,45	46,00	0,19	0,08	—	11,58	100,5
75—12	44,00	0,14	2,24	33,00	0,65	0,80	3,38	1,50	0,38	0,07	14,86	101,0
75—18	68,00	0,12	2,14	16,45	0,65	0,75	2,46	0,30	0,45	0,04	9,12	100,4
75—19	60,00	0,13	1,93	22,00	0,75	0,60	5,06	0,23	0,46	0,04	10,20	101,4
75—20	30,00	0,14	1,98	34,50	1,02	0,65	18,06	0,13	1,99	0,04	12,72	101,2
75—21	23,50	0,10	1,18	16,10	0,80	0,90	45,50	0,13	1,90	—	11,40	101,5
75—22	4,50	0,14	2,26	53,50	0,50	0,60	12,73	0,10	0,03	0,07	27,00	101,4
75—23	9,50	0,13	1,92	54,22	0,45	0,70	9,56	0,10	0,03	0,04	23,90	100,3

Интервал, м

5. Глинистые песчаники розовато-вишневые с небольшими обеленными и желтыми участками. Присутствуют зерна кварца 57—55,5

6. Глины каолинизированные молочно-белые с красновато-розовыми пятнами и разводами. Содержат зерна песчаной размерности до 2 мм. Породы рыхлые, легко крошатся 55,5—53,5

7. Песчаники светло-розовые слабо сцементированные, переходящие в рыхлые пески 53,5—46

8. Глинистые песчаники светло-розовые, содержат зерна кварца. В верхней части присутствуют желтые пески 46—40,4

9. Песчано-глинистая бокситоподобная порода с многочисленными уплощенными «бобовинами». Форма «бобовин» не округлая, как обычно, а вытянутая и выклинивающаяся. Их размер 3—7 мм, цвет вишнево-коричневый. Нередко наблюдаются угловатые обломки такого же состава и зерна кварца даже гравийной размерности. Породы участками слабо сцементирована, легко разрушается 40,4—39

10. Песчаники мелкозернистые, постепенно переходящие (чередуясь) в крупнозернистые, иногда гравийные. В нижней части светло-розовые, в верхней — табачно-желтые 39—33,5

11. Глина песчаная пестроцветная с белыми, желтыми, красными и вишневыми пятнами, каолинизирована, легко разрушается 33,5—31

12. Глины каолиновые белые с красно-розовыми пятнами и разводами. Иногда чередование белого и красно-розового цвета напоминает полосчатость 31—24,6

13. Песчано-глинистая бокситоподобная порода красноцветная с белыми пятнами. Отмечаются многочисленные включения различной формы и цвета обломков, стяжений, бобовин, кварцевых зерен . . .	24,6—18
14. Бокситовая порода красноцветная с редкими белыми участками и с бобовой структурой. Бобовины полуразрушены, либо полностью разрушены и отсутствуют, отчего порода приобрела характерную ноздреватость	18—14,6
15. Песчано-глинистые образования с многочисленными обломками нижележащих бокситовых пород	14,6—11,5
16. Глины каолиновые молочно-белые с желтыми и красно-коричневыми пятнами и разводами	11,5—6
17. Глины каолинизированные серовато-белые с многочисленными желтыми и красновато-вишневыми пятнами и разводами. Присутствуют зерна кварца песчаной размерности	6—5
18. Глины песчанистые серовато-белые и буро-желтые, слабо каолинизированные. Содержат кварцевые зерна размером до 2 мм. Отмечаются единичные железистые бобовины до 1 см	5—4

Выше залегает зеленоцветная толща песчано-глинистых гипсоносных и карбонатизированных пород нижнего миоцена. Иногда в них отмечаются дендриты и пятна, а порой небольшого диаметра черные включения окиси марганца. Гипс присутствует в виде отдельных кристаллов, друз, выполняет пустоты и трещины. Наибольшая мощность этой толщи (53 м) зафиксирована в скв. 619.

Одна из особенностей бокситоносного красноцветного комплекса рассматриваемого региона — широкое распространение здесь причудливо пятнистых разнообразных глинистых отложений, что, по-видимому, связано с хорошей проницаемостью пород и постоянно идущими процессами выветривания. Наглядно такую картину можно проследить по обнажениям в карьерах Аркалыкского рудника.

Наличие во многих породах органического вещества, карбонатов, возможно, рассеянных сульфидов в значительной мере обусловило особенности их выветривания. Названные компоненты, как отмечал Г. И. Бушинский (1957), в благоприятной среде, особенно со свободным кислородом, неустойчивы и легко поддаются выветриванию. Сульфиды железа под воздействием кислорода быстро окисляются. Серная кислота нейтрализуется присутствующими в породе карбонатами кальция. В дальнейшем сульфаты железа в нейтральной среде подвергаются гидролизу с образованием гидроокисных соединений, которые обычно остаются на месте и придают породам бурю окраску.

В условиях хорошей проницаемости одновременно происходит и некоторое перераспределение окислов железа, что обуславливает характерную пятнистость породы. В окрашенных участках количество железа примерно на порядок больше, чем в осветленных (табл. 5, образцы 75—3, 75—3а). Это позволяет в какой-то мере судить о силе и интенсивности выветривания.

Так, в карьерах № 1 и № 3/4 в пятнистых глинах окислы железа, концентрируясь по путям инфильтрации, окрашивают породу в различные красно-, оранжево-бурье тона и образуют по ней подобие сетки. Ячейки этой сетки, как правило, ориентированы и вытянуты в вертикальном направлении. Окрашенные участки представляют собой отдельные пятна, полосы и клинья, направленные своей вершиной вниз. Ширина окрашенных участков и их цвет зависят от местоположения породы в разрезе. В верхних горизонтах внутренняя осветленная часть ячейки обычно имеет относительно узкий оранжево-бурый контур. С глубиной ширина контура значительно увеличивается, а цвет становится красно-бурый до вишнево-красного. Количество серовато-белых и окрашенных окислами железа глин становится приблизительно равным. В нижних горизонтах нередко можно наблюдать и обратную картину. Окрашенной является внутренняя часть ячейки, а контуры осветленными. Характер соотношения пород с

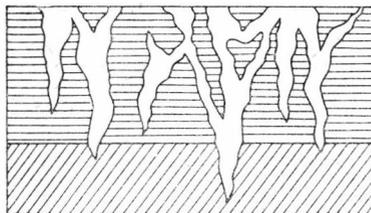
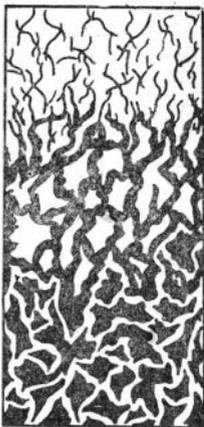


Рис. 5. Характер «вклинивания» белой каолиновой глины из одной толщи в другую (карьер 3/4).

Рис. 4. Соотношение пятнистых выветрелых пород с вертикальным перераспределением в них окислов железа (карьер 3/4).

таким строением и их взаимопереходы показаны на рис. 4. В красноцветных глинах вертикальные полосы — пятна, по форме напоминающие клинья, выполнены белой каолиновой глиной. Порой такие клинья прослеживаются (вклиниваются) в нижележащие толщи (рис. 5).

Пятнистые глинистые породы, особенно в нижних горизонтах, характеризуются повышенным содержанием глинозема и даже содержат (карьер № 3/4) каменные бокситы. Химический состав отобранных по профилю выветривания проб показывает зависимость концентрации окиси алюминия от глубины залегания пород (см. табл. 5, образцы сверху вниз по разрезу с 75—2 по 75—12), а структурно-текстурные особенности пород говорят о преобладающей вертикальной направленности перераспределения веществ.

Накопление глинозема в нижних горизонтах бокситоносной толщи можно связать, по-видимому, с особыми химическими свойствами алюминия, который относится к группе элементов-гидролизатов. При выветривании и хорошей проницаемости пород алюминий гидролизуется и может мигрировать в нижние горизонты в виде коллоидных взвесей. Эта же направленность, вероятно, играет немаловажную роль и в формировании глинистых бокситов (карьер № 1) непосредственно под пятнистыми каолинизированными глинами (см. табл. 5, образцы сверху вниз по разрезу с 75—18 по 75—23). Химические анализы отобранных проб бокситоносной толщи (см. табл. 5) показывают, что бокситовые породы в различных районах южного обрамления Западно-Сибирской низменности, в том числе и Западного Казахстана, накапливались не только в самых верхах красноцветного комплекса, но и в других частях разреза.

Суммируя изложенные данные, можно говорить, что бокситоносный красноцветный комплекс Западного Казахстана по своему строению весьма напоминает аналогичные образования восточного склона Урала. В его сложении также участвуют два основных типа отложений (образования коры выветривания и продукты их перемыва в виде осадочных накоплений). Однако возрастной диапазон красноцветных пород с рудопроявлениями бокситов в Западном Казахстане значительно шире. Он определяется рамками от верхнего мела до палеогена включительно. Значительная масса пород бокситоносного красноцветного комплекса приходится на долю переработанных продуктов коры выветривания. Они отличаются большей мощностью, большим разнообразием и более сложным взаимоотношением друг с другом и с бокситовыми породами. Кроме того, концентрация высокоглиноземистых пород обнаруживает некоторую зависимость от постоянно протекающих здесь интенсивных процессов выветривания.

Породы бокситоносного красноцветного комплекса на территории Западного Казахстана локализуются на пологих склонах обширной денудационной поверхности. Они нередко приурочены к древним котловинам и различного рода эрозионно-карстовым депрессиям в палеозойском фундаменте. В современном рельефе каменные бокситы как породы, трудно поддающиеся разрушению, сохранились лишь в редких участках в виде островов. Они слагают небольшие сопки, между которыми располагается переработанный материал коры выветривания.

Аналогичные черты строения красноцветного комплекса наблюдаются в пределах Восточного Казахстана и Алтайского края. Здесь красноцветные отложения также отделены от древних толщ верхнемезозойской корой выветривания, а перекрываются зеленоцветными песчано-глинистыми перекко карбонатизированными породами верхнего эоцена в Восточном Казахстане и миоцена в Алтайском крае. Красноцветный комплекс слагается различными обломочными отложениями. Часто присутствуют прослойки песков, иногда галечников или щебней. Все породы, как правило, глинистые, окрашенные в белые, желтоватые, бурые, ярко-красные тона. Глинистый материал каолинизирован, пески преимущественно кварцевые. Мощность красноцветного комплекса составляет 70—140 м, редко больше.

В качестве иллюстрации приведем разрез скв. 115, пробуренной на левобережье р. Чумыш (снизу вверх).

	Интервал, м
1. Глинистые алевролиты светлые розовато-коричневые, слегка каолинизированные. Среди обломков (размер около 0,08 мм) доминируют серицитизированные породы, встречаются зерна кварца и редко гематита. Глинистое вещество обогащено пылевидными окислами железа. Породы тонко рассланцованы	149,5—146
2. Плохо сортированный гравийный и мелкогалечниковый материал в мелкообломочной и глинистой массе. Обломки до 1,5 см в поперечнике слабо окатаны, либо угловатые. Породы рыхлые	146—136
3. Глинистые алевролиты розовато-красные с примесью песчаного материала. Полевые шпаты полностью каолинизированы. Породы рассланцованы и сильно перемяты	136—132
4. Гравийный и мелкогалечниковый материал в песчано-глинистой розовато-серой массе	132—128,4
5. Глинистая розовато-белая порода с большим количеством мелкогалечникового и гравийного материала. Порода рыхлая, легко разрушается	128,4—125,4
6. Глины розовато-коричневые с брекчиевидной отдельностью. Угловатые обломки и вмещающая масса сложены глинистым материалом, поэтому обломочный характер выявляется только при изучении под микроскопом. Окислы железа сконцентрированы в виде многочисленных мелких (до 0,16 мм) стяжений — пятен округлой формы. В единичных случаях встречается лейкоксен. В породе отмечается некоторая ориентация мелкообломочного материала, которая подчеркивает пути инфильтрации и перераспределения вещества	125,4—122,4
7. Глины сероцветные беловатые, иногда с зеленоватым оттенком. Содержат грубообломочный материал и кварцевые зерна до гравийной размерности. Отмечаются многочисленные отпечатки растений	122,4—119
8. Глины песчаные белые, слабо каолинизованы	119—117
9. Глины песчаные пятнистые бело-желтые. Содержат мелкогалечниковый и гравийный материал, многочисленные угловатые обломки кварца алевритовой размерности. Породы слабо каолинизованы, желтые участки обожжены	117—100,6
10. Глины пятнистые ярко-пестроцветные, иногда переходящие в песчано-глинистые малиновые, красно-коричневые, желтые и белые образования, каолинизированные	100,6—96
11. Глины песчаные желто-белые и розовые, слабо каолинизированные	96—91
12. Глины белые каолинизированные. Вверх по разрезу сменяются песчано-глинистыми отложениями со светло-желтыми пятнами и лобжалостью. В песчано-глинистых образованиях отмечается примесь мелкогалечникового и гравийного материала, редкие зерна кварца	91—87
13. Глинистые песчаники иногда крупнозернистые светло-серые. Породы слабо сцементированы, глинистый материал каолинизирован	87—83

14. Песчаники мелкозернистые желто-коричневые, сильно ожелезненные и обожженные. Породы рыхлые	83—82
15. Глины песчаные с белыми и желтыми пятнами, вверх по разрезу переходят в белые каолинизированные глины	82—77
16. Глины пятнистые голубовато-серые, зеленоватые, землистогрязные с многочисленными коричнево-красными пятнами. Породы обогащены гидрослюдами, имеют комковатую отдельность	77—70

Выше залегает сероцветная песчано-глинистая толща миоценового возраста.

На современный облик пород красноцветного комплекса, их структурно-текстурные особенности существенно влияли, как и в Западном Казахстане, постоянно протекающие процессы гипергенного изменения. Наиболее яркие преобразования пород наблюдались нами в разрезах красноцветного комплекса Восточного Казахстана.

Присутствующие в этих породах органическое вещество, карбонатный материал и сульфиды определили характер выветривания. Особенно заметна гипсоносность пород в разрезах по р. Тайжизген и в районе пос. Чайбулак. Гипс волокнистый мутно-белый, иногда прозрачно-водянистый бесцветный, выполняет трещины, либо встречается (разрез Чайбулак) в виде достаточно крупных (до 10 см) хорошей огранки сдвойникованных кристаллов. Для пород характерна пятнистая окраска. Так, в разрезе Чакельмес (в нижней части) выделяются слегка каолинизированные глины мощностью около 10 м с многочисленными малиновыми и вишнево-коричневыми пятнами неправильной продолговатой, либо округлой формы размером до 30 см, разделенные белым глинистым веществом. В средней части этого разреза пестроцветные глинистые породы слагают пачку мощностью до 3 м, где пути инфильтрации фиксируются вертикальными полосами ожелезнения и вишнево-красными пятнами. Присутствующие в породе соединения марганца обусловили возникновение черных пятен и достаточно крупных конкрециевидных стяжений размером до 30 см с содержанием MnO от 2,95 до 9,9% (табл. 6, образцы ВКЮ-9, ВКЮ-15, ВКЮ-27). Глинистые образования в районах Восточного Казахстана и в пределах Бийско-Барнаульской впадины заметно обогащены глиноземом и кремнеземом (см. табл. 6).

Породы бокситоносного красноцветного комплекса Восточного Казахстана и Алтайского края залегают в пределах впадин, мульд и в эрозионно-тектонических мелких депрессиях. Осадки обычно лежат горизонтально, но местами (у тектонических разломов, в горст-антиклинальных структурах и пр.) отмечаются наклонные и даже крутопадающие пачки.

Широкое развитие различных фациальных переходов от грубообломочных осадков к тонким глинистым породам с высоким содержанием глинозема, наличие обломочных структур и некоторые другие факторы достаточно определенно указывают на то, что красноцветные отложения мезокайнозойского комплекса Восточного Казахстана и Алтайского края сформировались в результате размыва и переотложения продуктов латеритной коры выветривания в эпохи активизации тектонических движений. Известно, что размыв коры выветривания существенно повлиял на рассредоточение рудного минерала. На этой огромной территории пока не обнаружены промышленные рудопроявления бокситов. Однако к бесперспективным данные регионы относить, вероятно, еще не следует. В пользу такого предположения говорят значительная концентрация и присутствие в разрезах Восточного Казахстана и Алтайского края высокоглиноземистых пород с содержанием Al_2O_3 до 30%.

При поисках бокситов в пределах Восточного Казахстана и Алтайского края, по-видимому, следует обратить особое внимание на выявление площадей, близко расположенных к источникам питания и с благоприят-

Химический состав бокситоносных пород некоторых районов Восточного Казахстана и Алтайского края

Номер обр.	SiO ₂	MnO	TiO	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Na ₂ O	K ₂ O	FeO	И.п.п.	Σ
ВКЮ-1	48,00	—	0,96	26,20	0,50	0,05	11,34	0,94	1,15	0,15	10,76	100,0
ВКЮ-4	54,00	0,03	1,08	22,60	0,50	0,25	7,43	0,47	1,03	0,12	10,90	98,42
ВКЮ-5	55,00	0,01	0,94	8,30	0,09	9,60	5,19	0,05	0,32	0,28	20,92	100,7
ВКЮ-6	49,00	0,04	1,17	26,65	0,40	0,63	8,31	0,50	1,07	0,09	12,44	100,3
ВКЮ-7	85,00	—	0,74	6,95	0,60	0,55	1,79	0,70	1,87	0,46	1,50	100,1
ВКЮ-8	76,00	0,03	0,65	8,30	0,50	0,25	4,49	-1,85	1,27	0,28	4,78	98,40
ВКЮ-9	40,00	2,95	0,58	5,90	7,30	15,50	2,75	1,23	0,80	—	23,04	100,0
ВКЮ-9а	76,00	1,46	0,32	2,35	1,42	8,66	1,85	0,27	0,40	—	7,30	100,0
ВКЮ-10	57,50	0,05	1,33	18,00	1,30	0,60	6,60	2,40	2,00	—	10,26	100,0
ВКЮ-11	48,50	0,03	0,84	19,60	1,90	2,00	7,16	2,60	2,66	0,24	14,82	100,3
ВКЮ-12	33,00	0,33	0,51	12,20	8,25	13,50	4,66	1,62	2,55	0,46	23,50	100,5
ВКЮ-13	46,50	0,10	0,44	10,80	2,70	11,50	5,55	2,30	3,00	0,80	16,56	100,2
ВКЮ-14	58,00	0,05	1,26	18,70	1,00	2,20	6,81	2,50	1,59	0,09	8,22	100,4
ВКЮ-15	23,00	9,90	0,47	7,50	2,90	0,70	37,20	1,92	0,94	—	14,78	99,31
ВКЮ-16	37,00	0,08	0,30	9,40	5,70	14,20	4,44	2,20	3,26	0,36	23,96	100,9
ВКЮ-17	53,00	0,10	0,51	11,50	2,30	9,10	5,00	1,77	2,22	0,43	14,50	100,4
ВКЮ-18	47,00	—	1,26	30,05	0,60	0,80	7,41	0,93	0,80	0,09	11,14	100,0
ВКЮ-19	53,00	—	1,00	24,00	0,50	0,50	8,40	0,38	1,79	—	10,80	100,3
ВКЮ-20	50,00	0,02	1,17	30,25	0,50	0,50	6,84	0,40	1,31	0,15	9,42	100,5
ВКЮ-21	56,00	1,76	1,05	16,20	2,00	1,40	10,60	0,62	1,28	—	9,48	100,3
ВКЮ-22	77,00	0,06	1,50	10,03	1,00	0,90	2,79	0,85	1,00	0,11	4,92	100,1
ВКЮ-23	82,00	0,04	1,46	8,25	0,50	0,60	1,60	1,39	1,15	0,42	3,10	100,5
ВКЮ-24	67,00	0,05	1,50	18,15	0,70	0,40	3,20	0,55	2,11	0,42	6,24	100,3
ВКЮ-25	52,00	—	0,83	19,75	2,10	1,15	8,55	0,43	2,44	0,50	11,40	99,15
ВКЮ-26	59,00	0,14	1,68	21,50	1,30	0,40	4,67	0,39	2,22	0,31	8,40	100,0
ВКЮ-27	40,00	7,50	0,72	18,00	2,60	0,40	16,40	0,36	1,87	—	12,64	100,4
ВКС-8	53,00	—	1,05	26,00	0,50	0,50	6,43	0,92	1,03	0,17	10,46	100,0
ВКС-9	60,50	—	1,26	19,15	0,55	0,30	8,07	0,54	0,59	0,08	9,32	100,3
ВКС-10	65,00	—	1,33	22,80	0,40	0,10	2,25	0,44	1,12	0,19	6,90	100,5
ВКС-11	57,00	0,04	1,16	20,45	0,80	1,00	6,10	1,33	1,03	—	11,30	100,2
ВКС-12	84,00	0,05	1,02	8,27	0,23	0,70	1,60	0,17	0,91	0,19	2,78	99,92
ВКС-13	72,00	—	1,40	16,00	0,50	0,30	1,84	0,47	0,96	0,15	6,88	100,5
ВКС-14	89,00	—	0,26	7,00	0,10	0,30	0,40	0,08	0,43	0,15	2,88	100,6
ВКС-15	52,00	0,04	1,06	25,00	0,50	0,70	8,94	0,52	0,93	0,46	10,60	100,6
ВКС-15б	56,50	0,01	0,99	27,00	0,40	0,40	3,44	0,50	0,93	0,11	10,08	100,3
ВКС-15в	54,00	0,06	1,00	24,00	0,50	0,60	8,00	0,52	0,96	0,11	10,7	100,0
ВКС-16	52,00	—	1,00	22,00	0,60	0,30	10,14	1,25	0,86	0,15	11,78	100,0
ВКС-17	64,00	—	1,10	21,00	0,37	—	2,33	0,46	0,76	0,34	0,62	99,98
ВКС-18	62,00	—	1,32	20,60	0,65	0,30	3,69	0,36	0,50	0,11	9,70	99,23
ВКС-19	87,00	—	0,58	8,00	0,35	0,10	0,90	0,10	0,27	0,19	2,94	100,4
ВКС-20	92,00	—	0,22	5,60	0,10	—	0,06	0,04	0,27	0,31	1,64	100,2
ВКС-21	60,00	0,04	1,20	21,75	0,60	0,40	6,60	0,36	1,27	0,28	7,58	100,0
ВКС-22	68,00	—	1,70	18,00	0,82	0,25	2,85	0,36	1,32	0,28	6,82	100,4
ВКС-23	78,00	—	1,54	8,60	0,41	—	6,51	1,70	0,93	0,31	2,56	100,5
ВКС-24	55,00	0,04	1,10	21,00	0,80	0,20	8,36	1,17	1,12	0,31	10,54	99,64
ВКС-25	63,00	—	1,60	21,00	0,50	—	3,40	1,00	1,20	0,19	8,30	100,1
ВКС-26	55,00	—	1,22	22,00	0,40	0,20	8,50	1,08	1,12	0,23	10,72	100,4
Б-114—1	64,00	0,26	0,97	15,80	3,20	0,85	3,43	1,54	1,19	3,49	5,04	100,2
Б-114—2	62,50	0,37	0,82	14,50	4,46	1,30	6,32	0,88	0,21	1,07	7,68	100,1
Б-114—3	63,00	0,40	1,00	13,45	1,90	1,85	9,45	0,13	1,19	—	8,00	100,3
Б-114—4	64,00	0,27	0,92	16,10	1,45	0,70	7,85	0,11	2,44	—	6,34	100,1
Б-115—1	63,00	0,02	0,81	21,50	0,23	0,30	6,54	1,60	1,55	0,06	4,38	99,99
Б-115—2	63,00	0,05	0,99	19,95	0,25	0,50	7,07	1,27	1,67	0,21	4,90	99,86
Б-115—3	67,00	0,04	1,10	20,10	0,35	0,70	3,24	1,27	1,79	0,06	4,46	100,1
Б-115—4	70,00	0,06	1,35	12,85	0,30	0,63	1,56	0,15	0,73	2,02	7,00	96,65
Б-115—5	65,00	0,08	1,42	16,25	0,37	0,44	6,00	0,15	0,70	2,94	6,70	100,0
Б-115—6	59,00	0,03	1,30	17,50	0,30	0,40	11,84	0,19	0,65	0,06	8,64	99,91
Б-115—7	52,00	0,16	0,40	2,10	0,34	0,30	37,50	0,09	0,21	—	7,22	100,3
Б-115—8	69,00	0,05	2,00	11,90	0,60	0,90	7,16	0,09	0,30	0,04	7,70	99,74
Б-118—1	51,50	0,97	2,50	16,20	0,90	0,70	16,25	0,18	0,27	—	10,66	100,1
Б-118—2	63,00	0,30	1,28	16,50	0,50	0,35	8,95	0,04	0,24	—	8,48	99,61

Примечание. Образцы ВКЮ, ВКС — Восточный Казахстан. ВКЮ-1 по ВКЮ-17 — долина р. Тайжизген, ВКЮ-18 по ВКЮ-27 — район пос. Чайбулак, ВКС — район горы Чакель-мес. Образцы Б — Бийско-Барнаульская впадина, скважины 114, 115, 118.

ными морфоструктурами типа карстовых впадин или других различных глубоких депрессий в палеозойском фундаменте, каждая из которых может служить рудовмещающей полостью, как это имеет место в соседних областях Казахстана и Енисейского края [Разумова, 1961; Пельтек, 1971; Вопросы..., 1977; и др.].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Из приведенных материалов вытекают следующие основные выводы.

1. На огромной территории, охватывающей площади восточного склона Среднего и Южного Урала, Западного и Восточного Казахстана, а также районов Алтайского края, в мел-палеогеновое время формировался комплекс красноцветных пород, содержащий бокситы.

2. В сложении бокситоносных красноцветных комплексов участвуют в основном два типа отложений: образования коры выветривания и продукты ее перемыва в виде осадочных накоплений. Все наиболее значительные рудопроявления бокситов связаны с делювиально-пролювиальными образованиями и тяготеют к верхней половине комплекса.

3. Породы бокситоносных красноцветных комплексов слабо дислоцированы; они залегают либо горизонтально и тогда широко развиты на сравнительно больших территориях, либо распространены в виде линейно-вытянутых полос и выполняют отдельные небольшие депрессии, эрозионные долины, карстовые впадины.

4. Образованию бокситоносных красноцветных комплексов предшествовали перерыв в осадконакоплении, выравнивание рельефа и достаточно длительный тектонический покой.

5. В формировании бокситоносных красноцветных комплексов намечаются два этапа, обусловленные различной тектонической жизнью региона. Первый связан с образованием выветрелых пород при относительном покое, второй — с разрушением элювия и накоплением продуктов его перемыва в условиях повышенной тектонической активности и развитой эрозии.

6. Периоды относительного покоя и тектонической активности в пределах восточного склона Урала и южного обрамления Западно-Сибирской низменности были неодновременны. Наблюдается некоторый их сдвиг во времени (в сторону омоложения с запада на восток). Так, относительный покой на территории восточного склона Урала сменяется тектоническими подвижками, которые в нижнем меле вызвали эрозионные процессы и перемыв коры выветривания. В Западном и Восточном Казахстане разрушение кор выветривания начинается с верхнего мела, а в Алтайском крае размыв элювиальных образований наступил только в палеогене.

7. Постоянно протекающие процессы выветривания, особенно на территории южного обрамления Западно-Сибирской низменности, существенно влияли на распределение высокоглиноземистых пород в разрезах бокситоносного красноцветного комплекса. При вертикальной направленности выветривания бокситы накапливаются не только в верхних, но и в нижних горизонтах. Эта особенность играет существенную роль в дальнейшей судьбе бокситовых пород. При изменении тектонического режима региона бокситы нижних горизонтов скрыты под достаточно мощной толщей продуктов переработки коры выветривания и защищены ими. Последнее обстоятельство может служить положительным фактором при поисках бокситовых месторождений на территории Восточного Казахстана и Алтайского края.

ЛИТЕРАТУРА

- Анатольева А. И. Главные рубежи эволюции красноцветных формаций. Новосибирск: Наука, 1978. 189 с.
- Архангельский А. Д. Типы бокситов СССР и их генезис.— Труды конференции по генезису руд железа, марганца, алюминия. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1937, с. 365—512.
- Архангельский Н. И. О возрасте, составе и тектоническом размещении латеритного элювия на восточном склоне Урала.— В кн.: Латериты. Международный геологический конгресс. Проблема 14. М.: Недра, 1964, с. 120—128.
- Беаруков П. Л., Яншин А. Л. Юрские отложения и месторождения бокситов на Южном Урале. М.: ГОНТИ, 1934. 100 с.
- Беаруков П. Л., Яншин А. Л. Юрские отложения и месторождения алюминиевых руд в Примугоджарских степях.— В кн.: Бокситы. Т. 1. М.: ОНТИ НКТП СССР, 1937, с. 75—167.
- Бушинский Г. И. Выветривание осадочных пород.— В кн.: Методы изучения осадочных пород. Т. 1. М.: Госгеолтехиздат, 1957, с. 74—77.
- Бушинский Г. И. Успехи изучения генезиса бокситов за последние десять лет (1955—1965).— В кн.: Генезис бокситов. М.: Наука, 1966, с. 5—30.
- Бушинский Г. И. Геология бокситов. М.: Недра. 1975. 416 с.
- Великовская Е. М. Бокситы восточной части Тургайской впадины (Бассейн р. Ашутасты-Тургай).— В кн.: Бокситы. Т. 4. М.—Л.: ГОНТИ, 1939, с. 3—44.
- Волков А. И. Условия образования бокситов.— В кн.: Труды института геологических наук. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1959, с. 3—35.
- Вопросы геологии бокситов и кор выветривания Казахстана. Алма-Ата: ОНТИ КазИМСа. 1977. 102 с.
- Генетическая классификация и типы бокситовых месторождений СССР. М.: Наука, 1974. 307 с.
- Кривцов А. И. Мезозойские и кайнозойские бокситы СССР, их генезис и промышленное значение. Ч. 2. Л.: Недра, 1969. 327 с.
- Лисыцина Н. А. Древняя кора выветривания западной части Казахского нагорья. М.: Гос. науч.-техн. изд. литературы по горному делу. 1960. 99 с.
- Папулов Т. Н., Ситникова Э. И. Мезозойские и палеогеновые отложения района Турлнской опорной скважины в Среднем Зауралье. Свердловск, 1964. 99 с.
- Патрикеев С. Б. Новые данные о бокситах Аркалыкского месторождения.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Тургайского прогиба. Л., 1971, с. 167—176.
- Пельтек Е. И. Геологическое строение и закономерности размещения бокситов Енисейского кряжа и западной части Сибирской платформы. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1971. 22 с.
- Петров В. П. Основы учения о древних корях выветривания. М.: Наука, 1967. 344 с.
- Проблемы генезиса бокситов. М.: Наука, 1975. 315 с.
- Разумова В. Н. Меловые и третичные формации западной части Центрального и Южного Казахстана. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 227 с.
- Сапожников Д. Г. Генетическая классификация бокситовых месторождений.— В кн.: Генетическая классификация и типы бокситовых месторождений СССР. М.: Наука, 1974, с. 5—20.
- Сулман А. М. Бокситы Аркалыкского месторождения. М.: Наука, 1976. 163 с.
- Умова Л. А., Цаур Г. И., Шатров В. И. Палеогеография восточного склона Урала и Зауралья в меловое и палеоценовое время. Свердловск, 1968. 82 с.
- Цеховский Ю. Г. Литогенез континентальной пестроцветной кремнисто-гетит-каолинитовой формации (Восточный Казахстан). М.: Наука, 1973. 185 с.
- Цеховский Ю. Г. О генетической классификации бокситоносных толщ Аркалыкского месторождения.— В кн.: Проблемы генезиса бокситов. М.: Наука, 1975, с. 210—224.
- Яншин А. Л. Условия залегания и генезис бокситов Южного Урала, Казахстана и Восточной Сибири.— В кн.: Труды конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1937, с. 624—645.
- Яншин А. Л. Об элювиальных теориях образования бокситов.— Бюл. МОИП. Отдел геол., 1941, вып. 3—4, с. 45—68.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ФОСФОРИТОВ СЕЛЕТИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Селетинское месторождение верхнемеловых желваковых фосфоритов расположено на северо-востоке Целиноградской области в среднем течении р. Селеты, при ее выходе из Казахского нагорья в Прииртышскую депрессию. Площадь, околтуренная поисковым бурением (127 скважин глубиной 20—110 м), составляет около 1200 км².

Поинтервальное опробование верхнемеловых отложений, которое осуществлялось при поисковых работах объединением «Североказахстан-геология», показало, что содержание P₂O₅ по некоторым интервалам (мощность до 1 м) достигает 5—7%. Такое содержание P₂O₅ в породе связано с фосфатными желваками. В связи с этим возникла необходимость изучения распределения желваков в разрезе, их вещественного состава и зависимости их от вмещающих пород.

Селетинское месторождение приурочено к чехлу южной части Западно-Сибирской плиты, где толщи мела и палеогена погружаются на северо-восток со слабым наклоном. Район месторождения относится к Еремантау-Бошекульской структурно-формационной мегазоне [Ляпичев, Шлыгин, 1972]. Фундаментом служит нижнекаледонский комплекс, представленный бошекульской и торткудукской сериями [Булыго, Ившин, 1972].

В данной работе автор придерживался существующего стратиграфического расчленения меловых и палеогеновых отложений чехла южной части Западно-Сибирской низменности [Пономаренко, Шилин, 1972; Лавров, 1972]. Самые нижние части разреза (роговообманково-плагноклазовые порфириды ордовика?) вскрыты в северо-западной части месторождения на глубинах 40—50 м. На порфиридах залегает киялинская свита готерив-баррема. Она слагается глинами с песчано-алевритовыми прослоями. Ее мощность колеблется от 1 до 30 м. Вышележащие пестроцветные глины мощностью 3—15 м (часто каолинизированные, содержащие обугленные остатки и развитые по ним пирит и марказит) объединяются в леньковскую свиту, возраст которой определяется как апт-сеноман. В большинстве случаев она ложится на киялинскую свиту, но иногда залегает на порфиридах ордовика (?). Местами леньковская свита выпадает из разреза.

Вышележащая фосфатсодержащая славгородская свита сантон-кампанского возраста со стратиграфическим несогласием перекрывает киялинскую и леньковскую свиты. Она состоит в основном из кварц-глауконитовых песчаников и алевролитов, содержащих фосфатные желваки. Эоценовая люлинворская свита мощностью 5—55 м также отделена от славгородской стратиграфическим перерывом. В составе люлинворской свиты преобладают опоковые песчаники с прослоями кварц-глауконитовых песчаников и серых кварцевых алевролитов. В юго-восточной части месторождения обособляется нижняя часть свиты, сложенная преимущественно темно-серыми плитчатыми алевролитами с многочисленными обугленными органическими остатками. Венчают разрез пластичные коричневатые глины олигоценовой чеганской свиты, нередко содержащие линзы и прослои алевролита и гравийного песка. Ее мощность 15—50 м.

Славгородская свита содержит фосфат по всей площади распространения. Она выпадает из разреза в нескольких скважинах в юго-западной части месторождения. Мощности свиты незначительные (от 0,5 до 22 м). Наблюдается общая тенденция ее увеличения с юго-запада на северо-восток от 0,5—3 до 18—22 м. Как уже отмечалось, в свите преобладают кварц-глауконитовые песчаники и алевролиты. Иногда прослеживается

увеличение количества глауконита вниз по разрезу от 15—25 до 35—60%. Обычно в верхах свиты имеются прослои опоковых песчаников. Встречаются маломощные (первые десятки сантиметров) прослои табачно-зеленых кварц-глауконитовых песчаников, содержащих железистые оолиты. Фосфатные желваки в вертикальном разрезе свиты распределены неравномерно. Иногда отмечаются прослои мощностью 0,1—0,5 м с концентрацией желваков до 50—70%. Обычное содержание желваков в породе 5—15%. Содержание P_2O_5 в них достигает 1—2%, реже 4—6 и иногда 15—23%.

Среди изученных песчаников и алевролитов славгородской свиты преобладают мелко- и среднезернистые разновидности песчаников и крупнозернистые разновидности алевролитов. По минералогическому составу зерен выделяются глауконитовые, глауконитово-кварцевые и полевошпатово-кварцевые типы [Теодорович, 1958]. Цемент глинистый, кремнистый и кремнисто-фосфатный в основном базального и порового типов. В единичных случаях в цементе присутствует кальцит. Зерна кварца, полевых шпатов и обломки пород обычно угловатые и слабо окатанные, значительно реже окатанные и хорошо окатанные. Из полевых шпатов встречаются (приводятся в порядке частоты) плагиоклаз, микроклин, ортоклаз. Нередко плагиоклазы изменены и хлоритизированы. Среди других минералов обнаружены турмалин, анатаз, циркон (довольно часто встречается в крупнозернистых разновидностях песчаников), очень редко отмечается роговая обманка, оливин, пироксен. Имеются пирит и марказит, часто развитые по обугленным остаткам растений.

Фосфатсодержащими в продуктивной славгородской свите являются желваки. Форма их довольно разнообразная, но чаще округло-вытянутая. Поверхность угловато-овальная, шероховатая или гладкая, цвет (в зависимости от содержания глауконита, кварца и органического вещества) от зеленовато-серого до черного. Иногда желваки имеют смолистый черный блеск. Содержание P_2O_5 в желваках возрастает с увеличением их размеров. Результаты гранулометрического анализа и распределения фосфора по классам крупности в десяти пробах* показывают, что больше фосфора содержится в желваках класса 10—40 мм. Распределение содержания P_2O_5 по классам крупности с содержанием данных классов в породе следующее:

Класс, мм	Содержание P_2O_5 , %	Содержание класса, %
0,5	1—2	30—50
0,5—1	2—6	2—7
1—5	10—14	4—15
5—10	10—19	2—6
10—40	15—23	35—50

По распределению P_2O_5 в крупных и мелких классах аналогичные выводы получены по альб-сеноманским фосфоритам Московской синеклизы [Копысов, Михайлова, 1979].

Желваки наиболее часто связаны с мелкозернистыми песчаниками, содержащими примесь грубозернистого (до 1—3 мм) материала. Сами желваки обычно имеют алевритовую, реже мелкозернистую псаммитовую структуру. Как правило, крупность зерен в желваке и в содержащей его породе не совпадает.

Среди терригенного и аутигенного нефосфатного материала желваков по составу выделяются три минералогических типа (преимущественно в классах крупности 5—10 и 10—40 мм). Минерал (или два минерала), соответствующий названию типа, преобладает (более 50%) в зернах (кварц, глауконит) или в цементе (опал, кальцит, глауконит). С учетом нефосфат-

* По данным объединения «Североказахстангеология».

Систематизация фосфоритов Селетинского месторождения

Желваковые			Костные
Фосфатная составляющая			Обломки костей и зубы рыб, сложенные волокнистым фосфатом
Цемент	Микроконкреции, каемки	Детрит	
Скрытокристаллический фосфат	Радиально-лучистый фосфат	Мелкокристаллический фосфат	
			Нефосфатная составляющая
			Кремнисто-глауконитовая Карбонатно-глауконитовая Кварц-глауконитовая

ной составляющей возможны более детальная систематизация и отделение песчаных разновидностей фосфоритов от пелитоморфных.

Фосфатная составляющая желваков подразделяется на три типа (см. таблицу). Большая часть фосфата желваков обычно входит в состав цемента, представленного скрытокристаллической его разновидностью базального и порового типов. Содержание фосфатного цемента составляет 15—60%. В мелких желвачках (0,5—15 мм) фосфатная составляющая чаще всего представлена только фосфатным цементом. В более крупных желваках добавляется детритовый и радиально-лучистый фосфат, составляя соответственно 10—20 и 15—30%. Радиально-лучистый фосфат в крупных желваках встречается почти всегда, образуя каемочки (пленочки) вокруг зерен кварца, глауконита, развиваясь по трещинкам и по скелетным кремневым остаткам белемшитид и спикул губок. Размеры индивидов фосфата от 0,01 до 0,08 мм. Такими же индивидами сложены единичные микроконкреции, встречаемые довольно редко среди радиально-лучистого фосфата, образующего каемочки. Толщина таких каемок, как и радиальный размер микроконкреций, в пределах шлифа обычно одинаковы или близки. Детритовый фосфат проявлен значительно меньше двух других типов. Он представлен скрыто- или мелкокристаллическим фосфатом с размерами индивидов 0,01—0,04 мм, выполняя скелетные остатки хорошо выраженных спикул губок.

В группу костных фосфоритов вошли редко встречаемые в славгородской свите обломки неопределимых костей размерами 0,5—3 см, сложенных волокнистыми агрегатами фосфата. К этой группе отнесены зубы рыб невыясненного систематического положения. Зубы имеют хорошую сохранность и достигают в размерах 1—3 см.

ЛИТЕРАТУРА

- Булыго Л. В., Ившин Н. К. Селетинский синклинали и Ишекольский антиклиналий.— В кн.: Геология СССР. Т. XX. М.: Недра, 1972, с. 100—104.
- Копысов Ю. Г., Михайлова Л. П. О вещественном составе альб-сеноманских фосфоритов и вмещающих пород юго-запада Московской синеклизы и смежных регионов.— В кн.: Вещественный состав фосфоритов. Новосибирск: Наука, 1979. 128 с.
- Лавров В. В. Северное и северо-восточное обрамление Казахского щита.— В кн.: Геология СССР. Т. XX. М.: Недра, 1972, с. 464—471.
- Ляпичев Г. Ф., Шлыгин Е. Д. Основные черты геологического строения.— В кн.: Геология СССР. Т. XX. М.: Недра, 1972, с. 20—32.
- Пономаренко З. К., Шилин Т. В. Меловая система.— В кн.: Геология СССР. Т. XX. М.: Недра, 1972, с. 426—428.
- Теодорович Г. И. Учение об осадочных породах. Л.: Гостехиздат, 1958. 568 с.

ТЕРРИГЕННО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ И КОМПЛЕКСЫ ВЕРХНЕДОКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПАЧЕЛМСКОГО ПРОГИБА

На Русской плите по фундаменту выделяется ряд крупных прогибов и впадин, выполненных мощными континентальными и морскими терригенными и карбонатными отложениями верхнего докембрия: Пачелмский, Московский, Крестцовский, Солигалич-Яренский, Камско-Бельский, Сергиевско-Абдулинский, Оршанская, Мезенская. Отложения верхнего докембрия вскрыты здесь многочисленными глубокими скважинами; они изучались многими исследователями. Для каждой из указанных структур разработаны детальные схемы расчленения и корреляции верхнедокембрийских осадочных толщ. Несмотря на это, до сих пор значительные разногласия возникают при сопоставлении отложений верхнего докембрия как внутри отдельных прогибов и впадин, так и между ними.

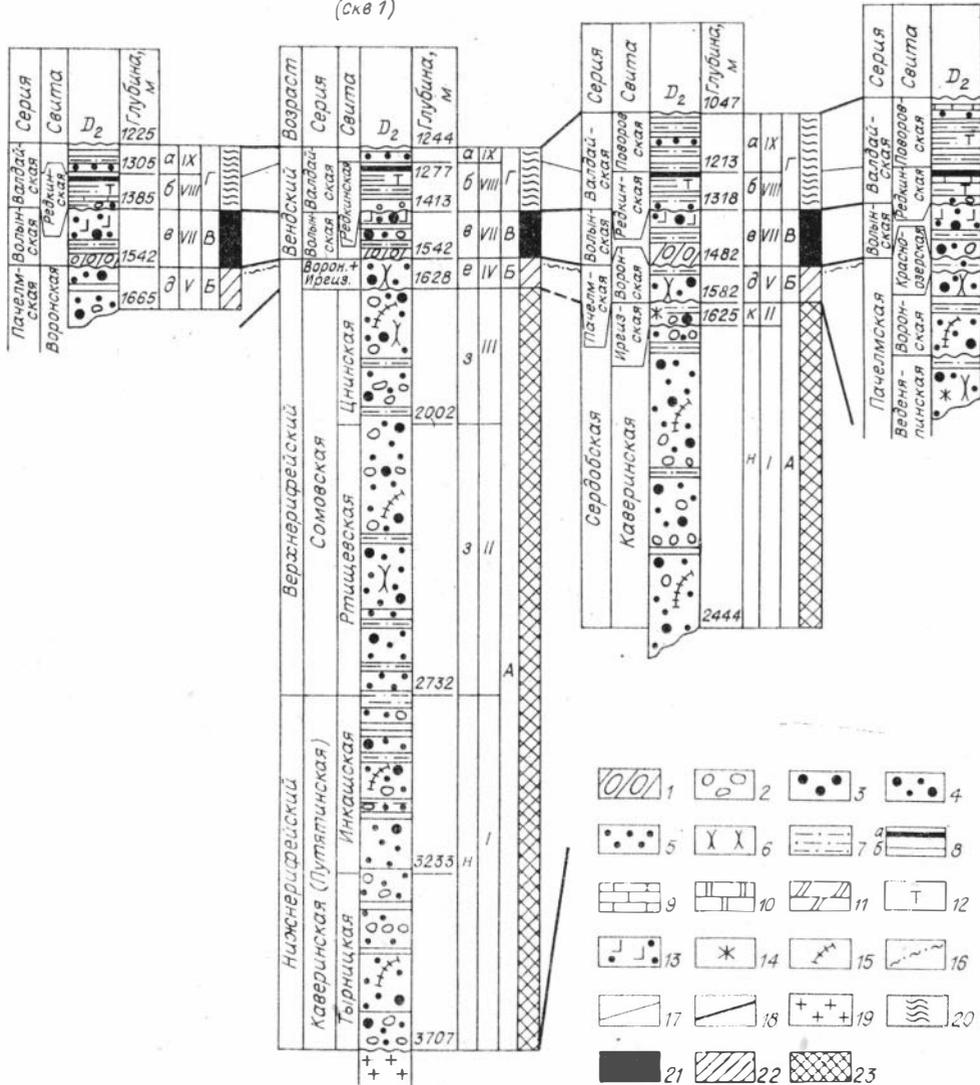
Основные пути исследования фациально неоднородных, немых толщ верхнего докембрия — детальное изучение вещественного состава пород, выяснение количественного распределения породообразующих и акцессорных терригенных минералов (минералов легких и тяжелых фракций). Подобные исследования минералогического состава верхнедокембрийских отложений Русской плиты проводятся нами на протяжении многих лет. Результаты этих работ по Московскому прогибу и Оршанской впадине были опубликованы [Рабиханукаева, 1977]. В настоящей статье излагаются данные минералогических исследований по Пачелмскому прогибу.

Позднедокембрийские осадочные толщи Пачелмского прогиба изучались Э. П. Ивановой, Е. И. Хмелевой, А. А. Клевцовой, В. В. Кирсановым, Н. Я. Тихомировой и др.

Для сравнения имеющихся данных и избежания ошибок все минералогические анализы пересчитаны по единой методике. Сумма главных прозрачных кластогенных акцессорных минералов тяжелой фракции принимается за 100% и соответственно пересчитывается содержание каждого минерала этой группы. Таким образом, снимается влияние аутигенных минералов (анатаза и барита, которые часто составляют значительную часть тяжелой фракции и многими исследователями подсчитываются как обломочные минералы), слюд, рудных и других непрозрачных минералов.

При установлении терригенно-минералогических ассоциаций использовались тяжелые и легкие минералы, характеризующие петрографический состав провинций питания. В названиях терригенно-минералогических ассоциаций последовательность минералов устанавливалась по увеличению их количественного состава.

Для литолого-минералогической характеристики отложений верхнего докембрия в Пачелмском прогибе использованы материалы по семи скважинам: Мосоловской, Сомовской, Каверинской, Морсовской, Zubovo-Полянской, Пачелмской (Воронская скв. 10) и Сердобской (скв. P-2). В Сомовской, Zubovo-Полянской и Пачелмской скважинах верхнедокембрийские отложения пройдены полностью, и в них вскрыты породы кристаллического фундамента. Осадочная толща верхнего докембрия в этих скважинах установлена соответственно в интервалах глубин: 3707—1244 м, мощность 2563 м; 1487—1035 м, мощность 452 м; 1728—770 м, мощность 958 м. В разрезах скважин Мосолово (интервал глубин 1665—1225 м, мощность 440 м), Каверино (интервал глубин 2444—1047 м, мощность 1397 м), Сердобска (интервал глубин 2232—1303 м, мощность 929 м)



верхнедокембрийские отложения вскрыты не на полную мощность. В близлежащих Велигожской, Рязской и Лепейцинской скважинах, расположенных за пределами впадины, породы фундамента установлены соответственно на глубинах 1192, 1023 и 1650 м, и мощность верхнедокембрийских отложений в них сокращается до 201, 69, 365 м. В разрезах Пачелмского прогиба, как и в соседних районах верхнедокембрийские отложения перекрываются породами среднего и верхнего (Сердобск, скв. 2), девона (Клевцова, 1968б, 1971; и др. 1).

Стратиграфическое расчленение разрезов Пачелмского прогиба приведено на рисунке.

Имеющиеся разрезы верхнего докембрия очень близки по строению. Описание их и взаимная увязка приведены в работах П. Е. Постниковой (1953, 1961, 1972, 1977), П. С. Шатского (1955), А. А. Клевцовой и Л. Ф. Солоцова (1960), А. А. Клевцовой (1963, 1968а, б, 1976), З. П. Ивановой (1966, 1969а), З. П. Ивановой и др. (1965), Б. М. Келлера (1968),

Зубова Поляна

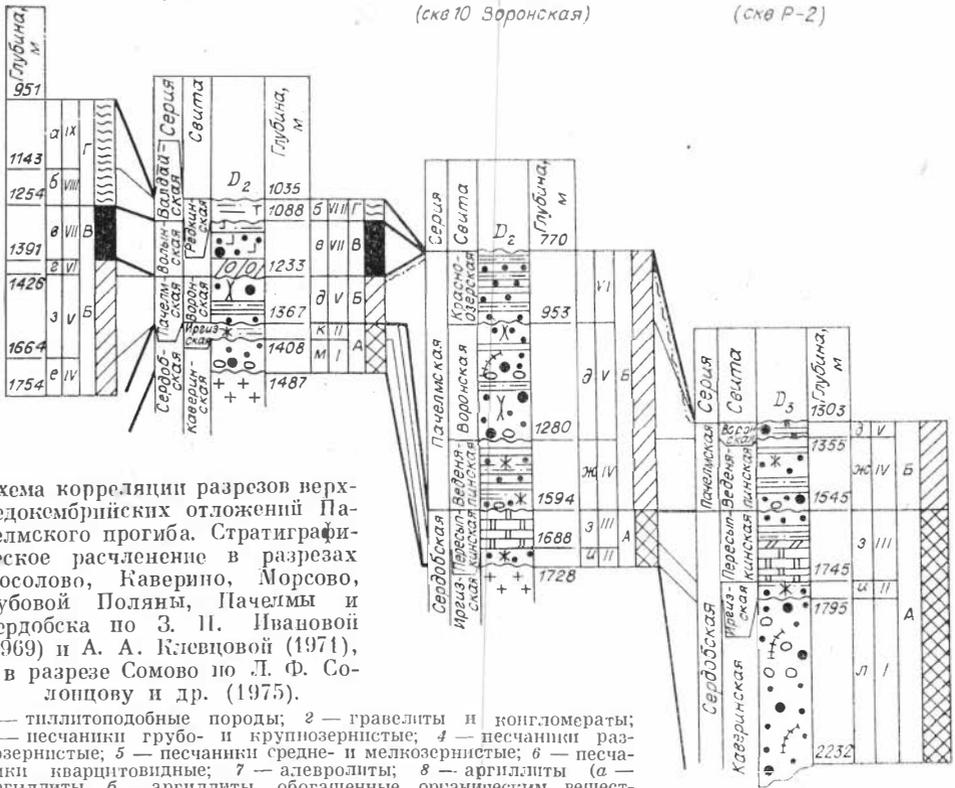
Пачелма
(сква 10 Зоронская)Сердобск
(сква Р-2)

Схема корреляции разрезов верхнедокембрийских отложений Пачелмского прогиба. Стратиграфическое расчленение в разрезах Мосолово, Каверино, Морсово, Зубовой Поляны, Пачелмы и Сердобска по З. Н. Ивановой (1969) и А. А. Клевцовой (1971), а в разрезе Сомово по Л. Ф. Солонцову и др. (1975).

1 — тиллитоподобные породы; 2 — гравелиты и конгломераты; 3 — песчаники грубо- и крупнозернистые; 4 — песчаники различного зернистости; 5 — песчаники средние и мелкозернистые; 6 — песчаники кварцитовидные; 7 — алевролиты; 8 — аргиллиты (а — аргиллиты, б — аргиллиты, обогащенные органическим веществом); 9 — известняк; 10 — доломит; 11 — мергель доломитовый; 12 — туфы пепловые витрокластические; 13 — терригенно-лулианогенные породы (туфопесчаники, туфоалевролиты, туфоаргиллиты, туфогиты); 14 — глауконит; 15 — каолинит; 16 — гранита рифей и венда, по данным автора; 17 — корреляционные границы серий; 18 — литологических пачек; 19 — корреляционные границы комплексов; 20 — актигенные и мусковит, 21 — гранат, 22 — турмалин — циркон — кварц и другие устойчивые минералы; 23 — ортоклаз и микроклин. А—Г — индексы литологических комплексов; I—IX — номера литологических пачек. Терригенно-минералогические ассоциации: а — турмалин-рутил-турмалин-ильменит-циркон-мусковит-полевошпатово-кварцевая; б — рутил-гранат-турмалин-циркон-ильменит-мусковит-полевошпатово-кварцевая; в — турмалин-циркон-ильменит-гранат-слюда-полевошпатово-кварцевая или турмалин-циркон-гранат-ильменит-слюда-полевошпатово-кварцевая с обломками вулканического стекла; г — турмалин-ильменит-циркон-слюда-полевошпатово-кварцевая (и кварцевая, кварц-полевошпатовая); д — турмалин-ильменит-циркон-кварцевая (и полевошпатово-кварцевая) или турмалин-слюда-ильменит-циркон-кварцевая (и полевошпатово-кварцевая), или ильменит-турмалин-циркон-слюда-полевошпатово-кварцевая, или турмалин-циркон-ильменит-слюда-кварцевая (и полевошпатово-кварцевая); е — турмалин-ильменит-циркон-слюда-полевошпатово-кварцевая или турмалин-ильменит-циркон-слюда-кварцевая (и полевошпатово-кварцевая); ж — корунд-ильменит-турмалин-циркон-слюда-кварцевая (и полевошпатово-кварцевая); з — циркон-турмалин-ильменит-полевошпатово-кварцевая (и кварц-полевошпатовая) или турмалин-циркон-ильменит-полевошпатово-кварцевая (и кварц-полевошпатовая), или турмалин-циркон-ильменит-полевошпатово-кварцевая с аутигенным глауконитом; к — турмалин-циркон-ильменит-полевошпатово-кварцевая с аутигенным глауконитом; л — эпидот-корунд-турмалин-циркон-ильменит-кварцевая; м — турмалин-циркон-ильменит-полевошпатово-кварцевая; н — турмалин-циркон-ильменит-биотит-кварц-полевошпатовая или турмалин-циркон-ильменит-шотит-полевошпатово-кварцевая (и кварц-полевошпатовая, кварцевая). На колонке скв. Морсово индекс „з“ следует читать „д“.

В. В. Кирсанова (1968а, 1970б), М. И. Островского и др. (1968), Л. Ф. Солонцова и Е. М. Аксенова (1969а, б), Л. Ф. Солонцова и др. (1975) и др. Литологические пачки и терригенно-минералогические ассоциации описываются обобщенно по профилю в направлении с запада на юго-восток для разрезов Мосолово, Каверино, Зубовой Поляны, Морсово, Пачелмы и Сердобска. Разрез рифейских отложений в Сомовской скважине рассматривается отдельно из-за существующих противоречий в корреляции и сложности в его расчленении.

ТЕРРИГЕННО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ ВЕРХНЕДОКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПАЧЕЛМСКОГО ПРОГИБА

В вышеперечисленных разрезах Пачелмского прогиба выделяются девять литологических пачек (см. рисунок). К трем нижним относятся отложения, которые, по данным многих исследователей [Шатский, 1955; Клевцова, Солонцов, 1961; Постникова, 1961; Клевцова, 1968а, б; Иванова, 1969а; и др.], составляют сердобскую серию рифея. В разрезе Мосоловской скважины эти отложения не вскрыты, во всех остальных разрезах они присутствуют в следующих интервалах глубин: Каверинской — 2444—1582 м (вскрытая мощность 862 м), Зубовой Поляне — 1487—1367 (мощность 120 м), Пачелмской — 1728—1594 (мощность 134 м) и Сердобской 2232—1545 м (вскрытая мощность 687 м). Отложения нижних трех пачек в указанных разрезах соответствуют выделенным предшествовавшими исследователями [Постникова, 1953, 1961; Клевцова, Солонцов, 1960; Клевцова, 1968а, б, 1971, 1976; Кирсанов, 1968а, 1970а; Иванова, 1969а; и др.] толщам снизу вверх: континентальных песчанков (каверинская свита, пачка I), глаукоцитовых песчаников (иргизская свита, пачка II), доломитов, доломитовых мергелей, алевролитов, песчанков и аргиллитов (пересыпкинская и секретеркинская свиты, пачка III).

Все три пачки имеются в Сердобской скважине. На Пачелмской площади отсутствует нижняя часть разреза (пачка I). В Зубовой Поляне и в Каверино развиты лишь отложения пачек I и II.

П а ч к а I (каверинская свита) присутствует в Каверино (2444—1625 м, вскрытая мощность 819 м), в Зубовой Поляне (1487—1408 м, мощность 79 м) и в Сердобске (2232—1795 м, вскрытая мощность 437 м). Она сложена песчаниками мелко-, средне-, грубо- и разнозернистыми с прослоями конгломератов и гравелитов, иногда алевролитов и аргиллитов. В Зубовой Поляне преобладают конгломератобрекчии. Породы часто характеризуются плохой отсортированностью обломочного материала. Цвет красный, красно-бурый, фиолетовый, реже зеленовато-серый. В песчаниках наблюдаются белые пятна и вкрапления мучнистого каолинита, иногда видна косая слоистость. Песчаники по составу кварцевые (Сердобск), кварц-микроклиновые (Каверино) и полевошпатово-кварцевые (Зубова Поляна). Спорадически в повышенных количествах отмечаются слюды, представленные в основном биотитом. Песчаники сцементированы глинистым веществом с каолинитом, окрашены гидроокислами железа в бурый цвет, нередко кварцевым регенерационным цементом, придающим породе кварцитовидный облик. Галька, неокаташые и полуглобоватые обломки конгломератов и брекчий состоят из гнейсов, графитогнейсов (Зубова Поляна, Каверино), амфиболово-кварцевых сланцев (Каверино), кварца и кварцитов.

В породах пачки I, вскрытой Каверинской скважиной, легкая фракция характеризуется преобладанием полевых шпатов (38—60,4%, обычно 52—55%) и кварца (38,4—60%, как правило, 43—47%). Спорадически в повышенных количествах (до 12%) отмечаются слюды, представленные в основном биотитом, в долях процента фиксируются обломки пород. Среди аутигенных минералов тяжелой фракции встречаются гидроокислы железа (4,4—8,9%), лейкоксен (1,6—4,9%) и анатаз (0,6—3,8%). Основную часть терригенных минералов тяжелой фракции составляют ильменит и магнетит (7,6—74%, обычно 63—73%), иногда в повышенных содержаниях присутствуют слюды (2,4—83,4%, преобладает 2—3%). Среди прозрачных акцессорных минералов преимущественно встречаются циркон (13,3—67,5, преобладает 57—63%) и турмалин (29,3—49,3%, преобладает 30—40%), непостоянно в небольших количествах фиксируются рутил (1,3—4,2%), редко графит и сфен. Терригенно-минералогическая ассоциация пачки I в Каверино турмалин-циркон-ильменит-биотит-кварц-полевошпатовая.

В разрезе Зубовой Поляны минералогический состав отложений пачки I мало отличается от описанного в Каверино. Среди легких минералов усиливается значение кварца (63,6—92,9%, чаще 83—86%), соответственно сокращается роль полевых шпатов (7,1—36,4%, преобладает 13—17%), состоящих из микроклина и плагиоклаза. Аутигенные минералы тяжелой фракции также представлены гидроокислами железа (4,7—72,1%, преобладает 38—45%), лейкоксом (2,1—13,1%, преобладает 2—6%), редко апатазом (0,3—1,3%). Среди терригенных тяжелых минералов постоянно отмечается ильменит и магнетит (3,3—70,3%, преобладает 20—50%), в небольших количествах фиксируются слюды (1,6—2%). Прозрачные акцессорные минералы состоят из циркона (41,7—99,6%, преобладает 67—78%) и турмалина (9,5—53,5%, преобладает 20—32%), в незначительных количествах и непостоянно встречаются эпидот, гранат, сфен, редко рутил, ставролит и роговая обманка. Состав терригенно-минералогической ассоциации пачки I в Зубовой Поляне характеризуется как турмалин-циркон-ильменит-полевошпатово-кварцевый.

В разрезе пачки I, пройденной Сердобской скважиной, среди минералов легкой фракции резко превалирует кварц (41,2—99%, преобладает 95—96%), полевые шпаты присутствуют в незначительных количествах (0,4—12,3%, преобладает 1—1,5%). Иногда в повышенных количествах отмечаются обломки пород (3,3—58,8%, преобладает 3—6%). Аутигенные минералы, кроме гидроокислов железа (12,4—48,6%, преобладает 20—30%), составляющих значительную часть тяжелой фракции, представлены небольшим количеством лейкоксена (1,8—24%, преобладает 6—7%), апатазом (0,3—35,4%, преобладает 1—3%), непостоянно — пиритом (0,1—14,6%, преобладает 2—4%). Терригенные компоненты тяжелой фракции отличаются от разрезов Каверино и Зубовой Поляны ослаблением роли ильменита и магнетита (8,7—37,7%, преобладает 13—17%); в незначительных количествах встречаются слюды (0,1—39%, обычно 0,5—2%), представленные мусковитом и зеленой слюдой. Среди прозрачных акцессорных минералов продолжают преобладать цирконы (6,8—63,2%, преобладает 25—40%) и турмалины (15,6—53,7%, преобладает 20—30%), но в отличие от указанных разрезов несколько усиливается значение эпидота (6,3—37,5%, преобладает 7—15%) и появляется не во всех образцах корунд (0,1—57,5%, чаще всего 38—40%). В незначительных количествах отмечаются рутил, сфен, редко роговые обманки и гранат. Терригенно-минералогическая ассоциация пород пачки I в разрезе Сердобской скважины эпидот-корунд-турмалин-циркон-ильменит-кварцевая.

П а ч к а I I (иргизская свита) в Каверино (1625—1582 м, мощность 43 м), в Зубовой Поляне (1408—1367 м, мощность 41 м), в Пачелме (1728—1688 м, мощность 40 м) и в Сердобске (1795—1745 м, мощность 50 м) имеет близкий состав и представлена песчаниками с прослоями аргиллитов и алевролитов. Песчаники мелкозернистые, алевролитистые, в разной степени отсортированные. Породы по составу кварцевые и кварц-микроклиновые с обильным содержанием глауконита, образующего иногда микропрослоп. Цемент в песчаниках частично регенерационный кварцевый, частично поровый доломитового, глауконитового и глинистого состава. Для пород характерна косая и горизонтальная слоистость. Цвет буровато-красный, малиново-фиолетовый, серовато-зеленый.

Минералогический состав во всех разрезах близкий и отличается наличием значительного количества аутигенного глауконита.

В разрезе Каверинской скважины минералогический состав пачки II изучен только по одному образцу. Легкие минералы представлены кварцем (43,7%), полевыми шпатами (45%) и аутигенным глауконитом (10,4%), в долях процента присутствуют обломки пород и слюды. Аутигенные минералы, составляющие значительную часть тяжелой фракции,

представлены главным образом глаукоцитом (75,4%), в незначительных количествах присутствуют гидроокислы железа (5%), лейкоксен (1,6%) и анатаз (1,8%). Среди терригенных минералов в небольших содержаниях отмечается ильменит, магнетит (3,8%) и слюды (3,8%). Акцессорные прозрачные минералы состоят из циркона, турмалина и граната.

Терригенно-минералогической ассоциацией для пород пачки II в Каверино условно можно считать гранат-турмалин-циркон-ильменит-кварц-микроклиновую и кварцевую с аутигенным глаукоцитом.

В Зубовой Поляне минералогический состав пород пачки II характеризуется в легкой фракции некоторым преобладанием кварца (27—90,7%, преобладает 62—70%) над полевым шпатом (8—73,0%, преобладает 27—35%). Изредка в долях процента встречаются слюды и обломки пород, постоянно — аутигенный глаукоцит (3—10,5%). Аутигенные минералы тяжелой фракции представлены глаукоцитом (0,2—36,1%, преобладает 10—20%), гидроокислами железа (1,1—91%, преобладает 70—75%), лейкоксеном (0,1—19,1%, преобладает 1—4%) и редко пиритом (0,2—36,2%). Среди терригенных минералов тяжелой фракции в небольших количествах отмечаются ильменит, магнетит (2,9—11%, преобладает 4—5%) и слюды (0,2—17,3%, преобладает 1—2%), представленные в основном мусковитом и зеленой слюдой. Акцессорные прозрачные минералы состоят из циркона (22,8—83,1%, преобладает 61—73%) и турмалина (11,3—50%, преобладает 13—23%), в редких образцах фиксируется гранат, в единичных — рутил и ставролит.

Для пород пачки II в Зубовой Поляне терригенно-минералогической ассоциацией является турмалин-циркон-ильменит-полевошпатово-кварцевая с аутигенным глаукоцитом.

Минералогический состав отложений пачки II в разрезе Сердобской скважины изучен по двум образцам. В легкой фракции резко преобладает кварц (87,7—93,5%), полевые шпаты (5,9—12,3%) имеют сугубо подчиненное значение, в долях процента отмечаются обломки пород, в небольших количествах — аутигенный глаукоцит. Аутигенные минералы тяжелой фракции состоят из пирита (1,4—9,8%), гидроокислов железа (11,6—16,4%), лейкоксена (6,9—12,4%), барита (0,1—2,5%) и глаукоцита (0,1—1,4%). Среди терригенных минералов тяжелой фракции в небольших количествах встречаются ильменит, магнетит (13,4—17,9%) и слюды (2,1—13,8%). Среди прозрачных акцессорных минералов в отличие от других разрезов Пачелмского прогиба, помимо преобладания циркона (28,6—31,4%) и турмалина (43,2—52,9%) в значительных количествах фиксируется корунд (16,5—34,7%). Такие минералы, как эпидот, гранат, рутил и сфен, присутствуют в незначительных количествах. Данных по исследованию минералогического состава рифейских отложений на Пачелмской площади у нас нет. Однако, учитывая, что по литологическим особенностям разрезы Сердобской и Пачелмской площадей очень близки, можно предполагать сходство их минералогического состава. На этом основании в дальнейшем терригенно-минералогические ассоциации для пачек этих двух разрезов условно считаются одинаковыми.

В Сердобском и, по-видимому, Пачелмском районах терригенно-минералогическая ассоциация пачки II имеет корунд-ильменит-циркон-турмалин-полевошпатово-кварцевый состав с аутигенным глаукоцитом.

П а ч к а III (пересыпкинская и секретаркинская свиты) присутствует только на Пачелмской площади (1688—1594 м, мощность 94 м) и в Сердобске (1745—1545 м, мощность 200 м). Она представлена доломитами с подчиненными прослоями доломитовых мергелей и аргиллитов. В сердобском разрезе верхней части пачки преобладают алевролиты с прослоями доломитов, доломитовых мергелей, аргиллитов и песчаников с доломитовым цементом. Цвет пород красно-коричневый, светло-розовый, серовато-зеленый. Доломиты микро- и мелкозернистые, известковые,

глинистые с примесью (1—15%) песчано-алевритового материала, представленного кварцем, реже микроклином, обломками кремней, кварцитов и карбонатных пород, встречаются единичные листочки слюды, зерна глауконита и пирита. Иногда в доломитах наблюдается брекчвидная текстура, обусловленная наличием обломков более перекристаллизованного карбоната. Встречаются прослои оолитовых доломитов. Большая часть оолитов имеет округлую и овальную форму со скорлуповатым и радиально-лучистым строением, сложена микрозернистым или перекристаллизованным карбонатом. Отмечаются онколиты и строматолиты (Сердобск). Сгустковые образования по своей структуре близки к обломочным. Для доломитов характерны редкие включения стяжений кремней сургучно-красного цвета, состоящих из кремнистого вещества, халцедона, кварца и опала. Передко наблюдается микростроистость, подчеркиваемая прослоями перекристаллизованного доломита или скоплением глинистого материала. Встречаются сутурно-стиллитовые швы, к которым приурочено скопление глинистого и песчаного материала, и вертикальные трещины (1—2 мм), заполненные песчано-алевритовым материалом или кальцитом. Мергели сложены микро- и мелкозернистым доломитом и равномерно распределенным глинистым материалом. Песчаники имеют полимиктовый состав, содержат в значительных количествах обломки сильно разрушенных их эффузивных пород [Постникова, 1961].

В Сердобской скважине в отложениях пачки III в легких фракциях наряду с повышенным содержанием кварца (50—94,8%, преобладает 52—60%) в значительных количествах присутствуют и полевые шпаты (5,2—44,6%, преобладает 36—44%), представленные в основном микроклином. Пеностоянно и в небольших количествах встречаются обломки кремнистых пород (3—4%). Лутигенные минералы в тяжелой фракции представлены гидроокислами железа (5,1—51,9%, преобладает 14—22%), лейкоксенном (2,6—23,9%, преобладает 10—18%), анатазом (0,6—17%, преобладает 2—4%), не во всех образцах встречается пирит (0,1—3,8%) — редкие зерна глауконита. Среди терригенных минералов тяжелой фракции значительная роль принадлежит ильмениту и магнетиту (7—47,3%, преобладает 23—30%), в небольших содержаниях отмечаются слюды (1—15%, преобладает 5—10%), состоящие из мусковита и зеленой слюды. Акцессорные прозрачные минералы представлены в основном цирконом (31,1—75,9%, преобладает 38—45%), турмалином (24,1—17,8%, преобладает 45—52%), постоянно, но в незначительных количествах фиксируется эпидот (0,1—8,2%, преобладает 3—4%), в долях процента отмечаются рутил и сфен, редко гранат, амфибол.

Корреляционные минералы отложений пачки III в разрезах Сердобской и Пачелмской (скв. 10 Воронская) скважин представлены циркон-турмалин-ильменит-кварцевой (и полевошпатово-кварцевой) ассоциацией.

Следующим трем пачкам соответствуют отложения, которые большинством исследователей Шатский, 1955; Клевцова, Солонцов, 1961; Клевцова, 1968б, 1974; Келлер, 1968; Иванова, 1969а; Постникова, 1972, 1977 и др.] выделяются в веденяинскую, воронскую и красноозерскую свиты пачелмской серии. Они с несогласием залегают на нижележащих породах. Эти отложения присутствуют в Мосолово (1665—1542 м, вскрытая мощность 123 м), в Каверино (1582—1482 м, мощность 100 м), в Морсово (1754—1391 м, мощность 363 м), в Зубовой Поляне (1367—1239 м, мощность 128 м), в Пачелме (скв. 10 Воронская, 1594—770 м, мощность 824 м) и в Сердобске (1545—1303 м, мощность 242 м).

П а ч к а I V (веденяинская свита) в Морсово (1754—1667 м, вскрытая мощность 87 м), на Пачелмской площади (1594—1280 м, мощность 314 м) и в Сердобске (1545—1355 м, мощность 190 м) состоит из двух частей: базальной, преимущественно песчаниковой, и верхней, сложенной топко либо линзовидно переслаивающимися песчаниками, алевритами,

аргиллитами и мергелями. Базальная часть, состоящая в основном из песчаников, содержит маломощные прослои алевролитов и аргиллитов. Песчаники и алевролиты имеют розовый и красно-бурый цвет, а аргиллиты — черный или зеленовато-серый. В верхней части пачки все разновидности пород имеют зеленовато- и темно-серый до черного цвет и содержат большое количество глауконита. Для пород характерна тонкая горизонтальная или косая слоистость. Песчаники обычно мелко-, реже среднезернистые, по составу кварцевые и полевошпатово-кварцевые, с единичными обломками кремней, кварцитов и эффузивных пород, с листочками мусковита и биотита. Полевые шпаты представлены микроклином, меньше ортоклазом, плагиоклазы встречаются редко. Цемент песчаников кварцевый регенерационный, нередко порового типа доломитовый или глинистый, глинисто-хлоритовый, в красноцветных породах окрашенный гидроокислами железа в бурый цвет. В верхней части пачки развит глауконитовый цемент. Алевролиты песчанистые, по составу аналогичные песчаникам, иногда слишком слюдястые. Аргиллиты алевролитистые с ориентированной и беспорядочной текстурой, иногда в аргиллитах отмечаются пленки органического вещества и пирит.

В разрезе скважины Морсово в легкой фракции нижней песчанниковой части пачки (1754—1710 м) господствует кварц (77,3—81,9%), в меньших количествах присутствуют полевые шпаты (17,8—21,1%), в долях процента отмечаются обломки пород. Аутигенная часть тяжелых фракций представлена гидроокислами железа (2,2—43,7%), пиритом (1,5—9,7%), лейкоксеном (7,7—14,8%) и анатазом (2,1—35%). В тяжелой фракции в небольших количествах отмечаются ильменит и магнетит (11,1—13,6%). Акцессорные прозрачные минералы состоят из турмалина (27,6—46,5%) и циркона (53,5—72,4%). Отложения верхней части пачки (1710—1660 м) по своему минералогическому составу отличаются от нижележащих увеличением в легких фракциях полевых шпатов (26,7—42,3%) и соответственно уменьшением кварца (55,2—72,4%), часто отмечаются слюды, представленные в основном мусковитом. Среди аутигенных минералов возрастает роль пирита (до 44,4%), продолжают присутствовать гидроокислы железа (до 22,2%), лейкоксен (до 15%) и анатаз (до 4,2%). Состав терригенных тяжелых минералов отличается от состава нижележащих пород повышенным содержанием слюды (14,8—56,7%), представленной в основном мусковитом; в небольших количествах отмечаются ильменит и магнетит (4,2—18,2%). Среди прозрачных акцессорных минералов основная роль также принадлежит циркону (49,2—97,2%, преобладает 90—92%) и турмалину (1,9—47,6%, преобладает 2—9%), в редких образцах в долях процента встречаются рутил и гранат.

Состав терригенно-минералогической ассоциации отложений пачки IV в Морсово турмалин-ильменит-циркон-слюда-полевошпатово-кварцевый.

В Сердобской скважине отложения пачки IV по минералогическому составу мало отличаются от описанных пород в Морсово. Легкие фракции имеют кварцевый и полевошпатово-кварцевый состав. Кварц составляет в них 53,7—98,2% (преобладает 70—80%, повышенные содержания приурочены к нижней половине пачки) и полевые шпаты — 1,8—44% (преобладает 20—30%, в нижней половине — 7—14%). В небольших количествах присутствуют обломки кремнистых пород (1—4%, в нижней части пачки в одном образце 28%). Часто встречаются слюды (4—7%), представленные мусковитом и зеленой слюдой, и глауконит (2—13,3%). Широко развиты новообразования: гидроокислы железа (1,4—43,8%, преобладает 4—10%), пирит (1—71%, преобладает 3—7%), лейкоксен (5,4—22,7%, обычно 8—14%) и анатаз (1,3—26,9%, преобладает 4—10%), непостоянно отмечается глауконит (0,1—14%). Состав терригенных тяжелых минералов характеризуется такими минералами, как ильменит, магнетит (2—

15,8%, преобладает 4—8%) и слюды (1—97%, в нижней половине пачки преобладает 6—11%, в верхней — 36—70%), представленные в основном мусковитом и зеленой слюдой. Среди аксессуарных прозрачных минералов главная роль принадлежит циркону (30,2—88,7%, преобладает 45—60%) и турмалину (12,7—54%, преобладает 35—50%). Постоянно в долях процента встречаются рутил и сфен, не во всех образцах отмечаются корунд (0,1—4%, редко до 23%) и эпидот (0,1—1,5%, редко до 14,3%). Изредка единичными зернами фиксируются амфиболы и гранат.

Терригенно-минералогической ассоциацией для пород пачки IV в разрезах Сердобской и Пачелмской (скв. 10 Воронская) скважин можно считать корунд-ильменит-турмалин-циркон-слюда-кварцевую (и полевошпатово-кварцевую).

Пачка V (воронская свита) распространена во всех исследованных разрезах прогиба. Мощность ее в Мосолово (вскрытая) 123 м, в Каверино 241 м, в Зубовой Поляне 128 м, в Пачелме (скв. 10 Воронская) 327 м и в Сердобске 52 м. Отложения пачки представлены песчаниками с редкими прослоями алевролитов и аргиллитов. Цвет розовый, желто-розовый, буровато-красный, фиолетовый, светло-серый, пятнистый. Песчаники мелко- и среднезернистые, разнозернистые, хорошо, нередко плохо отсортированные, часто с вкраплениями белого мучнистого каолинита. В породах отмечается горизонтальная и косая слоистость. На Пачелмской (скв. 10 Воронская) площади в основании пачки наблюдаются грубозернистые песчаники, гравелиты и конгломераты, а в средней части разреза усиливается значение алевролитов и аргиллитов. Алевролиты и песчаники в этой части разреза имеют полимиктовый состав и содержат много обломков эффузивных пород [Постникова, 1977]. Во всех разрезах песчаники по составу обычно кварцевые и полевошпатово-кварцевые. Полевые шпаты, составляющие 1—10%, в отдельных прослоях 20—40% (Каверино, Зубова Поляна, Морсово, Мосолово) представлены в основном микроклином, плагиоклазы часто сильно разрушенные. По данным З. П. Ивановой (1969а), полевые шпаты нередко новообразованные. Зерна кварца часто координированные и имеют регенерационную оболочку. Встречаются единичные зерна обломков кремнистых пород, кварцитов, иногда алевролитов, кристаллических сланцев и микропегматита. В долях процента отмечаются слюды и глауконит. Породы слабо или плотно сцементированные, нередко кварцитовидные. Цемент по составу карбонатный, каолиновый или глинисто-слюдистый, иногда окрашенный гидроокислами железа в бурый цвет, на отдельных участках хлоритовый, кварцевый. По типу цемент поровый, регенерационный, редко базальный. Алевролиты по составу такие же, как и песчаники. Аргиллиты песчано-алевролитовые. Алевролитовый материал в них распределяется довольно равномерно, а песчаный обычно концентрируется в виде линзочек.

В Мосолово в легких фракциях породообразующими являются кварц, полевые шпаты и слюды, представленные в основном мусковитом, меньше зеленой слюдой. В некоторых прослоях песчаников и алевролитов содержание кварца достигает 92%. Среди аутигенных минералов тяжелой фракции основным является лимонит (его содержание колеблется от 0,3 до 62,7%), постоянно отмечается лейкоксен (0,1—34,6%), на всех образцах в долях процента фиксируются анатаз, редко пирит и барит. Тяжелые терригенные минералы состоят в основном из устойчивых минералов (ильменит, циркон, турмалин) и слюд (4—57%), представленных мусковитом и зеленой слюдой. Редко и в незначительных количествах встречаются эпидот, гранат, рутил. Терригенно-минералогическая ассоциация отложений пачки V в Мосолово турмалин-циркон-ильменит-слюда-кварцевая (и полевошпатово-кварцевая).

В Каверинской скважине минералогический состав пачки такой же. Пороодообразующими являются кварц; полевые шпаты и слюды; послед-

ние приурочены больше к верхней части разреза. Аутигенные минералы в тяжелой фракции представлены гидроокислами железа (до 30%), лейкоксеном (до 30%) и анатазом (2—18%), редко пиритом (до 8%), в долях процента отмечается глаукоцит. Среди терригенных тяжелых минералов продолжают господствовать циркон, турмалин, ильменит и слюды. Для пород пачки V в Каверинской скважине характерна ильменит-турмалин-циркон-слюда-полевошпатово-кварцевая ассоциация минералов.

В Морсово минералогический состав пачки V близок к описанному выше. В легких фракциях продолжает господствовать кварц, полевые шпаты содержатся в подчиненных количествах, иногда роль их незначительна. В нижней половине пачки в значительных количествах отмечаются обломки пород и слюды, представленные мусковитом и зеленой слюдой. Среди аутигенных минералов тяжелой фракции преобладают гидроокислы железа (0,1—46,8%, преобладает 12—20%), в небольших количествах встречается анатаз (до 3%), непостоянно — пирит (до 10%). Среди тяжелых терригенных минералов ведущими по-прежнему остаются устойчивые минералы: циркон, турмалин и ильменит; в значительных количествах присутствуют слюды, представленные мусковитом и зеленой слюдой, непостоянно в долях процента встречаются гранит, рутил, сфен и эпидот. Терригенно-минералогическая ассоциация для пород пачки V в Морсово турмалин-ильменит-слюда-циркон-кварцевая (и полевошпатово-кварцевая).

В Зубовой Поляне в пачке V состав легких фракций продолжает оставаться кварцевым и полевошпатово-кварцевым, но по сравнению с разрезом Морсовой скважины несколько ослабевают роль полевых шпатов и усиливается значение слюды, представленной мусковитом и зеленой слюдой, в небольших содержаниях отмечаются обломки кремнистых и кварцитовых пород. Характерными аутигенными минералами в тяжелых фракциях являются гидроокислы железа (0,1—96,6%, преобладает 30—60%), лейкоксен (0,1—28%, преобладает 2—16%), изредка встречаются единичные зерна глаукоцита. Состав терригенных тяжелых минералов также характеризуется группой устойчивых минералов (циркон, турмалин, ильменит), постоянно отмечаются следы (мусковит и зеленая слюда). Во многих образцах (но в небольших количествах) встречаются гранат, единичными зернами брукит, сфен, рутил, ставролит, эпидот и амфиболы. Терригенно-минералогической ассоциацией для пород пачки V в Зубовой Поляне можно считать турмалин-слюда-ильменит-циркон-кварцевую (и полевошпатово-кварцевую).

В разрезе Сердобска легкие фракции пород пачки V характеризуются кварцевым и полевошпатово-кварцевым составом с содержанием полевых шпатов от долей до 10%. Встречаются единичные зерна кремней, кварцитов и слюд. Среди аутигенных минералов тяжелой фракции преобладающей становится группа титанистых минералов, представленных в основном анатазом (до 26%) и лейкоксеном (до 10%), крайне непостоянно (но иногда в повышенных количествах) присутствуют гидроокислы железа (до 66%), изредка фиксируется пирит (до 8%), в долях процента отмечается глаукоцит. Состав тяжелых терригенных минералов здесь очень скудный, преобладают такие устойчивые минералы, как циркон, турмалин и ильменит, в незначительных количествах наблюдаются слюды, сфен и рутил. Для пород пачки V Сердобской и Пачелмской (скв. 10 Воронская) скважин характерна турмалин-ильменит-циркон-кварцевая (и полевошпатово-кварцевая) ассоциация минералов.

Таким образом, породы пачки V в разрезах Пачелмского прогиба характеризуются очень близким минералогическим составом. Терригенно-минералогической ассоциацией для этих отложений является турмалин-ильменит-циркон-слюда-кварцевая (и полевошпатово-кварцевая).

П а ч к а V I (красноозерская свита) достаточно полно изучена в Морсово (1426—1391 м, мощность 35 м). Отложения пачки с несогласием ложатся на песчаники воронской свиты [Иванова, 1969б]. Пачка сложена алевритистыми и слюдястыми аргиллитами, алевролитами и мелкозернистыми песчаниками, часто и тонко переслаивающимися между собой. Аргиллиты и алевролиты обогащены слюдами. Цвет аргиллитов зеленовато-серый, темно-серый, почти черный, алевролиты и песчаники имеют зеленовато-серый цвет. По составу песчаники и алевролиты в основном полевошпатово-кварцевые и кварц-полевошпатовые, часто с большим содержанием слюды. Нередко в алевролитах наблюдается скопление глауконита. Цемент кальцитовый, иногда сидеритовый и сферосидеритовый, гидрослюдистый, редко каолининовый, по типу поровый.

В разрезе Морсовской скважины минералогический состав пачки VI отличается от пачки V усилением в легкой фракции роли полевых шпатов (представленных в основном микроклином) и особенно слюд, среди которых помимо мусковита и зеленой слюды характерно появление в значительных количествах биотита. Лутигенные минералы тяжелой фракции характеризуются спорадически повышенным содержанием пирита (до 44—47%) и ослаблением значения гидроокислов железа (0,4—16,8%), в небольших количествах продолжают присутствовать лейкоксен, в долях процента — анатаз. Терригенные тяжелые минералы состоят из турмалина, ильменита, магнетита и циркона, редко фиксируется гранат, рутил и сфен. В повышенных количествах присутствуют слюды. Терригенно-минералогическая ассоциация пачки VI в Морсово характеризуется как турмалин-ильменит-циркон-слюда-полевошпатово-кварцевая (и кварцевая, кварц-полевошпатовая).

Большие сложности существуют в расчленении рифейских отложений в Сомовской скважине и в увязке этого разреза с описанными выше разрезами Пачелмского прогиба. Сомовская скважина, расположенная на юго-западе центральной наиболее погруженной части Пачелмского прогиба, вскрыла рифейские отложения в интервале глубин 3707—1542 м, полной мощностью 2165 м. Большая часть этой осадочной толщи с глубины 1666 м [Кирсапов, 1970б] или 1702 м [Клевцова, 1977] до 3707 м (фундамент) относилась к каверинской свите. Вместе с тем Л. Ф. Солонцов и др. (1975) показали, что к каверинской серии могут относиться только самые низы этих отложений (интервал глубин 3707—2732 м) в объеме тырницкой и инкашской свит, а вышележащая часть разреза (интервал глубин 2732—1628 м) может быть выделена в сомовскую серию, которую они считают возможным увязать с каверинской или татищевской свитами в Сердобской скважине. В соответствии с таким сопоставлением Л. Ф. Солонцов и др. (1975) отнесли каверинскую серию района Сомово к нижнему рифею.

В отличие от этого А. А. Клевцова (1977) считает, что каверинская свита, вскрытая Сомовской скважиной в интервале глубин 3707—1702 м, является верхнерифейской и располагается выше сердобской серии среднего рифея, т. е. выше не только татищевской свиты, но и иргизской, пересыпкинской и секретаркинской свит районов Сердобска и Пачелмы.

Данные изучения минералогического состава также не дают, к сожалению, однозначного ответа на этот вопрос. Среди рифейских отложений, вскрытых Сомовской скважиной, не удалось выделить литологические пачки, аналогичные выделенным в других разрезах рифея Пачелмского прогиба. В связи с этим рифейский разрез Сомовской скважины расчленяется на четыре части, которые условно называются «литологическими подразделениями». Они соответствуют выделенным и обоснованным Л. Ф. Солонцовым и др. (1975) свитам и сериям рифея.

Подразделение I (3707—2732 м, мощность 975 м) соответствует тырницкой и инкашской свитам каверинской (путятинской) серии нижнего

рифья. Отложения слагаются снизу вверх: а) песчанико-конгломератовыми породами (104 м), состоящими из полимиктовых конглобрекций, сцементированных глинистым цементом и алевроито-песчаным материалом, с прослоями гравелитов, включениями валунов, а также с пачкой песчаников (глубина 3675—3641 м), косослоистых, разнозернистых, полевошпатово-кварцевых; б) песчаниками (159 м) разнозернистыми, полевошпатово- и слюди-сто кварцевыми, иногда косослоистыми, содержащими включения гравия, гальки, валунов и прослой полимиктовых гравелитов; в) гравелитово-конгломератовыми породами (211 м), представленными в нижней части полимиктовыми разногальчными конгломератами, в верхней части — гравелитами разногравийными полимиктовыми; часто отмечаются прослой и линзы разнозернистых песчаников; г) песчаниками (501 м) мелко- и среднезернистыми, в отдельных прослоях разнозернистыми с примесью глинисто-алевритового материала и с рассеянными гальечно-гравийными обломками кварца и кварцитов. Отмечаются маломощные прослой гравелитов, разногальчных конгломератов, аргиллитов и алевролитов. По составу песчаники и алевролиты полимиктовые кварц-полевошпатовые, полевошпатово-кварцевые и кварцевые. Породы крепкие, чаще рыхлые или слабо сцементированные глинистым веществом, представленным в некоторых случаях каолинитом, нередко окрашенным гидроокислами железа в бурый цвет, иногда цемент кварцевый, регенерационный.

Для пород всего подразделения характерны вкрапления и гнезда мучнистого каолинита светло-серого до белого цвета. Отложения имеют темно- и кирпично-коричневый, розовый, розовато-коричневый с фиолетовым оттенком, на отдельных участках светло-серый цвет.

В легких фракциях преобладают кварц (14—93 %, преобладает 60—80 %) и полевые шпаты (5—54 %, преобладает 16—30 %), иногда содержания кварца и полевых шпатов примерно равные, а в некоторых случаях роль полевых шпатов более значительна, чем кварца. Полевые шпаты представлены в основном ортоклазом и микроклином, значительно меньше плагиоклазом. Постоянно, в отдельных прослоях в повышенных количествах отмечаются слюды (1,5—51 %, обычно 10—15 %), представленные в основном биотитом. В долях процента, иногда в значительных содержаниях присутствуют обломки кремнистых пород, агрегатов кварцевых зерен и обломки кристаллических пород. Аутигенные минералы тяжелой фракции представлены гидроокислами железа (2—44 %), лейкоксеном (0,5—13,5 %), анатазом и полупрозрачными титаносодержащими минералами (0,5—31,6 %), в небольших содержаниях (0,5—4 %) встречается барит. В нижней половине подразделения непостоянно, иногда в повышенных количествах фиксируется ангидрит (данные А. А. Клевцовой), в верхней его части в некоторых прослоях отмечаются значительные количества (98—100 %) доломита (данные Ярославской петрографической лаборатории). Основную часть тяжелых терригенных минералов составляют ильменит и магнетит (6—80 %, преобладает 30—60 %), при этом повышенные их содержания чаще приурочены к нижней половине подразделения. Непостоянно, в значительных количествах присутствует биотит (1—62 %, преобладает 10—13 %), в небольших содержаниях встречаются мусковит и зеленая слюда. Роль слюды особенно характерна для верхней половины подразделения. Прозрачные акцессорные минералы состоят главным образом из циркона (25—80 %, преобладает 60—80 %) и турмалина (4—39 %, преобладает 20—30 %). В незначительных количествах фиксируются рутил (1—8, преобладает 2—4 %) и эпидот (1—4 %, преобладает 1—2 %), редко сфен.

Состав терригенно-минералогической ассоциации для подразделения I в Сомовской скважине турмалин-циркон-ильменит-биотит-полевошпатово-кварцевый (и кварц-полевошпатовый, кварцевый). Подразделение II (2732—2002 м, мощность 730 м) соответствует ртищевской свите сомовской

серии верхнего рифея. Это песчаники с редкими прослоями гравелитов, алевролитов и аргиллитов. Песчаники мелко-, крупно- и разномзернистые, в отдельных прослоях с включениями гравия и гальки. Наблюдаются постепенные переходы песчаника в алевролит. Часто отмечаются вкрапления и гнезда белого каолинита. Иногда фиксируется косая, волнистая или горизонтальная слоистость. По составу песчаники полевошпатово-кварцевые, кварцевые, редко кварц-полевошпатовые, плотно сцементированы глинистым веществом, содержащим часто каолинит и обычно окрашенным гидроокислами железа в бурый цвет, нередко встречается кварцевый регенерационный цемент, придающий песчаникам кварцитовый облик. Цвет красный, красно-коричневый, фиолетовый, лиловый, участками розовато- и светло-серый. Анализ имеющихся данных по минералогическому составу пород показал, что в легкой фракции превалирует кварц (23—99,5%, преобладает 80—90%), в меньших количествах содержатся полевые шпаты (от единичных зерен до 77%, преобладает 7—15%), в незначительных содержаниях присутствуют обломки кремнистых и кварцитовых пород и слюды. Аутигенные минералы тяжелой фракции представлены главным образом гидроокислами железа (4—56%, преобладает 10—20%), лейкоксеном (2—33%, преобладает 5—13%), полупрозрачными титанистыми минералами и анатазом (1—2%), редко пиритом (0,5—10%). Среди терригенной части тяжелых минералов распространены ильменит и магнетит (1—87%, преобладает 50—60%), непостоянно и в небольших количествах отмечаются слюды (0,5—20%, преобладает 1—2%). Прозрачные акцессорные минералы состоят из циркона (5—92%, преобладает 55—70%) и турмалина (3—95%, преобладает 20—35%). В редких образцах встречаются единичными зернами (иногда до 5—10%) зеленая роговая обманка, эпидот, рутил, сфен. Терригенно-минералогической ассоциацией для пород подразделения II в разрезе Сомовской скважины является турмалин-циркон-ильменит-полевошпатово-кварцевая (или кварц-полевошпатовая, кварцевая).

Подразделение III (2002—1628 м, мощность 374 м), соответствующее цинникой свите сомовской серии верхнего рифея, складывается песчаниками средне- и разномзернистыми, глинистыми с рассеянными гравийными обломками и гальками кварца. По составу песчаники кварцево-полевошпатовые и полевошпатово-кварцевые, сцементированные глинистым веществом (иногда каолинитового состава) и окрашенные нередко гидроокислами железа в бурый цвет. Породы рыхлые и массивные. Наблюдаются частые включения и вкрапления каолинита. Цвет темно-коричневый, фиолетово-, коричнево- и темно-серый.

В легкой фракции основное место принадлежит кварцу (5—56%, преобладает 46—52%) и полевым шпатам (32—93%, преобладает 40—50%). В долях процента фиксируются обломки пород, в небольших количествах (1—3%) отмечаются слюды и глауконит (0,3—6,3%). Аутигенные минералы тяжелой фракции представлены гидроокислами железа (3,4—9,2%), лейкоксеном (0,4—38%), анатазом (11,7—28,2%) и глауконитом (0,2—1,4%), иногда баритом (0,5—77,6). Среди терригенных минералов тяжелой фракции преобладают ильменит и магнетит (51—89%, преобладает 60—63%), в небольших содержаниях присутствуют слюды (1—15%, преобладает 2—4%). Акцессорные прозрачные минералы представлены цирконом (36,9—70,2%, преобладает 55—70%) и турмалином (26—44,6%, преобладает 25—35%). В незначительных содержаниях отмечаются рутил, иногда эпидот и амфиболы. Терригенно-минералогическая ассоциация для подразделения III турмалин-циркон-ильменит-полевошпатово-кварцевая (или кварц-полевошпатовая).

Подразделение IV (1622—1542 м, мощность 89 м) соответствует воронской и иргизской свитам. Отложения представлены песчаниками среднезернистыми, плотными, иногда крепкими, красно-коричневого цвета.

Минералогический состав этих пород мало отличается от нижележащих. Легкие фракции представлены также главным образом кварцем (47,1—100%, преобладает 65—78%) и полевыми шпатами (0,1—44,4%, преобладает 20—30%). В незначительных количествах отмечаются слюды (0,3—1,2%) и обломки пород (1,8—3,2), редко глауконит. Аутигенные минералы тяжелой фракции состоят из гидроокислов железа (4,2—27%), лейкоксена (2—30%), анатаза (0,4—10,2%), иногда барита (6,4—15,2%), постоянно в долях процента фиксируется глауконит. Среди терригенных тяжелых минералов несколько ослабевает роль ильменита и магнетита (7,9—20,6%), в небольших, редко повышенных количествах присутствуют слюды (0,2—56,8%), состоящие в основном из мусковита и зеленой слюды. Прозрачные акцессорные минералы состоят преимущественно из устойчивых минералов — циркона (64,1—88,6%, преобладает 70—85%) и турмалина (8,8—33,1%, преобладает 10—20%), в небольших содержаниях встречается рутил (0,4—5%), непостоянно в долях процента фиксируются гранат, сфен, роговая обманка и эпидот. Для подразделения IV характерна турмалин-ильменит-циркон-слюда-полевошпатово-кварцевая (и кварцевая) ассоциация.

Из приведенных данных видно, что в разрезе Сомовской скважины в интервале глубин 3707—1542 м литологический и минералогический составы отложений довольно однообразные.

Для нижних трех литологических подразделений можно считать характерной турмалин-циркон-ильменит-слюда(биотит)-полевошпатово-кварцевую (и кварц-полевошпатовую) терригенно-минералогическую ассоциацию. Эта ассоциация очень близка терригенно-минералогическим ассоциациям, установленным в отложениях нижних трех пачек в других разрезах Печелмского прогиба. Не исключена поэтому возможность, что отложения, вскрытые Сомовской скважиной в интервале глубин 3707—4628 м, являются аналогами пачек I—III (сердобской серии) других разрезов Пачелмского прогиба.

Принимая такое сопоставление, можно обратить внимание на то, что в этом случае мощность нижних трех пачек (сердобская серия) в пределах Пачелмского прогиба будет увеличиваться в направлении с юго-востока на северо-запад от 448 м (Пачелмская площадь) и 877 м (Сердобск) до 2041 м (Сомово). Одновременно будет меняться и состав отложений. Если на юго-западе прогиба помимо континентальной толщи (каверинская свита, пачка I) нижняя часть сердобской серии представлена толщей глауконитовых песчаников (иргизская свита, пачка II) и толщей доломитов (пересыпкинская свита, пачка III), то в центральной, северо-западной, части прогиба развиваются в основном континентальные образования (Каверино, Сомово). Почти полное отсутствие в этих разрезах морских отложений сердобской серии З. П. Иванова предположительно связывает с тем, что морской бассейн сердобского времени не заходил в северо-западную часть Пачелмского прогиба, где, по-видимому, на протяжении всего сердобского времени существовали континентальные условия.

Ассоциация терригенных минералов литологического подразделения VI в Сомовской скважине близка ассоциации, выделенной для пачки IV в других разрезах Пачелмского прогиба. Если учесть положение в разрезе этих отложений (выше в разрезе Сомовской скважины установлены отложения нижнего венца — пачка VII), то можно с некоторой вероятностью считать, что в Сомовской скважине отложения, вскрытые в интервале глубин 1628—1542 м, являются аналогами пачки IV других разрезов Пачелмского прогиба. При такой корреляции получается, что породы пачек V и VI в Сомовском разрезе отсутствуют, возможно, вследствие размывов.

П а ч к а V I I . Отложения пачки, согласно стратиграфическому расчленению многих исследователей [Клевцова, Солонцов, 1960; Клевцова, 1968а; Келлер, 1968; Иванова, 1969а; и др.] и по принятой стратиграфиче-

ской схеме, соответствуют волынской серии венда. Они присутствуют во всех изученных районах прогиба, кроме Пачелмской площади и Сердобска, и в следующих интервалах глубин:

Район	Интервал, м	Мощность, м
Мосолово	1542—1385	157
Сомово	1542—1413	129
Каверино	1482—1318	164
Морсово	1391—1254	137
Зубова Поляна	1239—1088	151

Эти отложения залегают на размытой поверхности пачелмской серии рифея и резко от них отличаются по литологическому и минералогическому составу. В большинстве разрезов в основании волынской серии наблюдается толща неотсортированных пород с крупной галькой, представляющая ритмичным чередованием тиллитов и однородных микрослоистых аргиллитов с песчаниками и алевролитами, нередко включающими тиллитоподобные породы с обломками гравия и гальки. Выше по разрезу отмечаются грубозернистые косослоистые песчаники с прослоями алевролитов и с включением хорошо окатанных галек кварца, кварцитов, полевых шпатов, зеленых аргиллитов и гранитоидных пород, переслаивающиеся с ритмично-микрослоистыми аргиллитами. В этой части разреза прослеживаются два маркирующих горизонта красно-коричневых аргиллитов и аргиллитов с нитевидными прослойками органического вещества [Иванова, 1969а]. Верхняя часть волынской серии (пачка VII) складывается вулканогенно-осадочными образованиями, представленными туфоалевролитами, туфопесчаниками, туфитами, туфами и осадочными породами, которые нередко содержат примесь вулканогенного матерьяла. Вулканогенный материал в указанных породах состоит из угловатых, удлиненных и овалных обломков бурого ожелезненного вулканического стекла и эффузивных пород основного и среднего состава с примесью обломков плагиоклаза пирокластического происхождения [Постникова, 1977]. В мелкозернистых песчаниках и алевролитах характерно скопление слюд, представленных в основном биотитом, реже мусковитом и зеленой слюдой. Слюды нередко гидротизированные, встречаются листочки хлорита. Довольно часто присутствуют прослойки известняков, изредка доломитов. Цвет пород красно-коричневый, буро-красный, синеваго-, зеленоваго- и темно-серый.

Минералогический состав отложений пачки VII во всех изученных разрезах почти одинаковый. В Мосоловской скважине легкие фракции характеризуются полевошпатово-кварцевым, в отдельных прослоях кварц-полевошпатовым составом. Иногда до 10—15% легкой фракции составляют слюды, представленные главным образом биотитом и зеленой слюдой, меньше мусковитом. В средней части разреза отмечаются повышенные содержания обломков пород. Наиболее типичным аутигенным минералом в тяжелой фракции является пирит, который непостоянно, но иногда на 74—83% составляет тяжелую фракцию; в меньших, редко в повышенных количествах присутствуют гидроокислы железа (0,5—55%), лейкоксен (1—16,6%), анатаз (до 3%). Барит встречается непостоянно, но в отдельных образцах содержание его достигает 50%; единичными зернами отмечается глаукоцит. Среди терригенных минералов в тяжелых фракциях ведущее место занимает ильменит и магнетит (28—63%), из прозрачных — гранат (1,6—85%, преобладают повышенные количества) и циркон (8,2—78%, чаще отмечаются повышенные количества); турмалин присутствует в меньших содержаниях (0,4—11,6%). Непостоянно в долях процента встречаются рутил, сфен, амфиболы, эпидот. Терригенно-минералогическая ассоциация в отложениях пачки VII в Мосоловской скважине турмалин-циркон-ильменит-гранат-слюда-полевошпатово-кварцевая.

В Сомовской скважине минералогический состав отложений пачки VII близок к только что описанному. Здесь в легкой фракции преобладают кварц (40—58%, преобладает 50—55%) и полевые шпаты (30—57%, обычно 38—45%). В значительных количествах присутствуют слюды (до 12—15%), в небольших содержаниях фиксируются обломки пород (2—3%), в долях процента — глаукоцит. Аутигенные минералы тяжелой фракции состоят из пирита (0,2—18%), гидроокислов железа (0,8—23%, преобладает 11—20%), лейкоксена (8,2—41,2%, преобладает 10—20%), анатаза (1—13,8%), глаукогита (в долях процента) и редко барита (до 20%). Среди терригенных минералов тяжелой фракции значительная роль принадлежит слюдам (6—55%, преобладает 20—40%) состоящим в основном из биотита и мусковита, и пльмениту, магнетиту (7,4—32,1%, преобладает 8—11%). Акцессорные прозрачные минералы представлены гранатом, цирконом и турмалином, в долях процента отмечаются рутил, редко сфен и корунд. Для пород пачки VII в Сомовской скважине терригенно-минералогическая ассоциация турмалин-циркон-ильменит-гранат-слюда-полевошпатово-кварцевая.

В Каверинской скважине в отложениях пачки VII примерно такой же минералогический состав, как в Сомово и Мосолово. Здесь также породобразующими являются кварц и полевые шпаты, нередко в значительных содержаниях присутствуют слюды, в небольших количествах отмечаются обломки пород, редко глаукоцит. Из аутигенных минералов в тяжелой фракции преобладают пирит (0,6—23,4%) и лимонит (0,3—34,9%), постоянно встречаются лейкоксен (3,6—18,9%) и анатаз (1,7—22,6%), редко доломит (до 38%). Среди терригенных тяжелых минералов ведущее место занимают ильменит, магнетит (0,6—34,8%), гранат (41,4—80,4%), циркон (3—66,7%) и турмалин (4,2—28,7%). В небольших количествах фиксируются слюды (2—12%), непостоянно в долях процента отмечаются рутил и ставролит, редко эпидот, сфен и амфиболы. Для пачки VII в Каверинской скважине намечается турмалин-циркон-ильменит-гранат-слюда-полевошпатово-кварцевая терригенно-минералогическая ассоциация.

В разрезе Морсово помимо кварца (28,0—86,8%, преобладает 50—60%), полевых шпатов (12,2—64,6%, преобладает 30—40%) и слюд (0,4—26%), иногда в значительных количествах отмечаются обломки пород (до 20%). Для верхних горизонтов характерно наличие обломков вулканического стекла (0,7—24,3%), в долях процента непостоянно отмечается глаукоцит. В отличие от более западных скважин Пачелмского прогиба несколько усиливается значение в тяжелой фракции аутигенного пирита (0,5—100%, преобладает 10—15%), в небольших количествах отмечаются гидроокислы железа (0,1—58,9%, преобладает 3—13%) и лейкоксен (0,1—29,4%, преобладает 3—8%), в долях процента фиксируется анатаз, редко глаукоцит, в единичных случаях барит (10,4—20,8%), иногда доломит. Тяжелые терригенные минералы характеризуются высоким содержанием ильменита, магнетита (2,8—55,7%, преобладает 23—35%) и слюд (0,5—77,6%, преобладает 10—30%). Акцессорные прозрачные минералы состоят из циркона (1,4—91,4%, обычно 45—50%), граната (0,9—98,3%, чаще всего 30—40%) и турмалина (0,3—34,6%, преобладает 8—15%), редко встречаются рутил и ставролит. Терригенно-минералогическая ассоциация для пород пачки VII в Морсово турмалин-циркон-гранат-ильменит-слюда-полевошпатово-кварцевая с обломками вулканического стекла.

В Зубовой Поляне изучением минералогического состава пород пачки VII показало, что, как и в других разрезах, здесь в легких фракциях продолжает господствовать кварц (4,1—88,6%, преобладает 60—80%), роль полевых шпатов (2,0—41%, преобладает 17—24%) несколько сокращается, в более значительных количествах отмечаются слюды (0,7—16%), представленные в основном биотитом, иногда обломки пород (0,3—54,6%),

в верхних горизонтах пачки фиксируется много обломков вулканического стекла (1,5—63,5%). Среди аутигенных минералов тяжелой фракции широко развиты бурые гидроокислы железа (0,5—79,9%, повышенные содержания приурочены к верхним горизонтам пачки), в небольших количествах отмечается лейкоксен (0,1—17,6%), в верхней половине пачки встречается барит (0,5—47,7%), редко пирит (0,3—44,8%), в долях процента фиксируется анатаз. Среди тяжелых терригенных минералов отмечаются в повышенных содержаниях ильменит, магнетит (1,3—79%, преобладает 25—40%), иногда слюды (0,6—59,8%), наибольшие количества которых характерны для средней части пачки. Акцессорные прозрачные минералы представлены гранатом (4,8—93%, преобладает 56—70%), цирконом (4—87%, преобладает 15—35%), меньше турмалином (0,6—33%, преобладает 7—10%). Непостоянно, в незначительных количествах встречается рутил, редко отмечаются эпидот, сфен, брукит, ставролит. Терригенно-минералогическая ассоциация пачки VII в Зубовой Поляне турмалин-циркон-ильменит-гранат-слюда-полевошпатово-кварцевая с обломками вулканического стекла.

Залегающие выше отложения выделяются в редкинскую или редкинскую и нижнеповаровскую свиты валдайской серии венда [Клевцова, Солонцов, 1960; Клевцова, 1968а; Келлер, 1968; Кирсанов, 1968а, б; Иванова, 1969б; Постникова, 1977; и др.]. Они наблюдаются в разрезах Мосолово (1385—1225 м, мощность 160 м), Сомово (1413—1244 м, мощность 169 м), Каверино (1318—1047 м, мощность 271 м), Морсово (1254—951 м, мощность 303 м) и Зубовой Поляны (1088—1035 м, мощность 53 м). Эти отложения с перерывом залегают на нижележащих породах [Постникова, 1977] и на всей территории Пачелмского прогиба имеют близкий литолого-минералогический состав. Согласно описанию А. А. Клевцовой (1963, 1968а, 1972) и В. В. Кирсанова (1968а, б, 1970а, б), они состоят из двух циклов, каждый из которых начинается пластом песчаников. Нижний цикл отвечает редкинской, а верхний нижнеповаровской (котлинской) свитам. Нами они выделяются в качестве пачек VIII и IX.

П а ч к а V I I I (редкинская свита) в Морсово представлена в нижней части песчаниками, зеленовато-серыми, мелкозернистыми, иногда крупно- и неравномерно-зернистыми с гравием и галькой кварца и кварцита. Выше залегают аргиллиты коричневого и красно-коричневого цвета с раковистым изломом. В ряде разрезов (Зубова Поляна) аргиллиты залегают непосредственно на туфогенных породах пачки VII. Во многих разрезах в аргиллитах М. М. Веселовской обнаружен туфогенный материал. Выше коричневых аргиллитов отмечаются небольшие прослои (до 60 см) серых и темно-серых (почти черных) топкослоистых аргиллитов, отдельные прослойки которых обогащены органическим веществом. В верхних горизонтах пачки появляются прослойки мелкозернистых песчаников и алевролитов. Цемент песчаников и алевролитов глинистый, иногда кальцитовый, по типу пленочный, поровый, реже базальный. Аргиллиты тонкочешуйчатые, в различной степени алевролитовые. Алевролитовый материал распределяется в породе или равномерно, или в виде прослоек и линзочек. Часто в аргиллитах наблюдаются мелко рассеянный пирит и сидерит, пленки лимонаритов. По разрезу иногда встречаются прослойки доломитов. В некоторых породах присутствуют слюды (мусковит). Мощность пачки колеблется от 53 м в Зубовой Поляне до 136 м в Сомовской скважине.

Песчаники и алевролиты пачки VIII имеют полевошпатово-кварцевый состав. Полевые шпаты представлены главным образом микроклином, меньше плагиоклазом. В некоторых разрезах отмечается значительное содержание обломков пород (Мосолово), иногда в основании фиксируются от 3 до 37,5% обломков вулканического стекла (Морсово). Нередко в повышенных количествах отмечаются слюды, состоящие в основном из мусковита. Среди тяжелых минералов сильно развиты сингенетичные минера-

лы, часто составляющие почти всю тяжелую фракцию. Они представлены пиритом, иногда баритом, в отдельных прослоях глауконитом, нередко карбонатом. В значительных количествах наблюдается группа титанистых минералов — лейкоксен и анатаз. Гидроокислы железа фиксируются обычно в небольших содержаниях, несколько повышающихся в нижних горизонтах. Среди терригенных минералов тяжелой фракции наиболее распространены (кроме слюды) циркон, пльменит, магнетит, в небольших количествах присутствуют гранат и турмалин, непостоянно — рутил и эпидот, изредка — амфибол. Для пачки VIII (редкинская свита) характерна рутил-гранат-турмалин-циркон-пльменит-мусковит-полевошпатово-кварцевая терригенно-минералогическая ассоциация.

П а ч к а IX (нижнеповаровская и котлинская свиты) сложена в нижней части мелкозернистыми песчаниками и алевролитами, а в верхней — преимущественно аргиллитами с ляминаритовыми пленками и с редкими прослоями алевролитов. Мощность отложений колеблется от 33 м в Сомовской скважине до 192 м в Морсово; в Зубовой Поляне они отсутствуют.

Минералогический состав отложений пачки IX в разрезах Пачелмского прогиба очень близок к только что описанному. Песчано-алевритовая часть пород также имеет полевошпатово-кварцевый состав с обилием мусковита. Роль сингенетических минералов значительна. Они представлены в основном пиритом, иногда сидеритом или кальцитом, в некоторых прослоях баритом. Постоянно, в повышенных количествах присутствуют титанистые минералы — лейкоксен и анатаз, в небольших содержаниях фиксируются гидроокислы железа, иногда глауконит. Среди терригенных минералов тяжелой фракции преобладают пльменит, циркон и мусковит, непостоянно, в небольших содержаниях отмечаются гранат, турмалин и рутил. Для пород пачки IX характерна гранат-рутил-турмалин-пльменит-циркон-мусковит-полевошпатово-кварцевая терригенно-минералогическая ассоциация.

Как видно из приведенных данных, терригенно-минералогические ассоциации отдельных литологических пачек несколько меняются от разреза к разрезу. Для каждой из них состав ассоциаций остается достаточно характерным, что позволяет надежно демонстрировать литологические пачки в различных участках Пачелмского прогиба.

Можно обратить внимание на то, что терригенно-минералогические ассоциации ряда пачек весьма близки между собой. Сходный состав корреляционных терригенных минералов фиксируется, например, для трех нижних пачек, отвечающих сердобской серии, и для вышележащих пачек IV, V и VII, соответствующих пачелмской серии. В других случаях состав терригенно-минералогических ассоциаций отдельных пачек настолько своеобразен, что они легко выделяются в разрезах при минералогических исследованиях. Все это позволяет наметить в разрезе верхнедокембрийских отложений Пачелмского прогиба крупные литологические комплексы.

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ВЕРХНЕДОКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПАЧЕЛМСКОГО ПРОГИБА

На основании анализа приведенных данных в отложениях верхнего докембрия Пачелмского прогиба можно выделить четыре литологических комплекса (снизу вверх): А, Б, В и Г. Каждый из них представляет собой толщу осадков большой мощности, которая отличается не только определенным литологическим составом, но и характеризуется наличием только ему свойственных ведущих корреляционных терригенных минералов. Формирование терригенно-минералогических ассоциаций литологи-

ческих комплексов зависело от расположения района осадконакопления по отношению к провинциям питания, петрографического состава пород в областях сноса и палеогеографической обстановки в бассейне седиментации (Батурин, 1947).

Комплекс А объединяет отложения пачек I, II и III (а также подразделения I, II и III Сомовского района). Он выделяется в Сомовской скважине в интервалах глубин 3707—1628 м, в Каверинской — 2444—1582 м, в Zubovo-Полянской — 1487—1367, в Пачелмской (скв. 10 Воронская) — 1728—1594 м и Сердобской — 2232—1545 м. В разрезах Сомовской, Zubovo-Полянской и Пачелмской скважин комплекс А залегает на породах кристаллического фундамента.

Полный разрез комплекса пройден скважинами в Сердобске и Сомово. В районах Каверино и Zubовой Поляны отсутствует пачка III, а в районе Пачелмы — пачка I.

Терригенно-минералогическая ассоциация комплекса А может быть названа турмалин-циркон-ильменит-полевошпатово-кварцевой (и кварцевой, кварц-полевошпатовой). Она сохраняется такой во всех разрезах трех нижних пачек Пачелмского прогиба. Вариации состава обычно сводятся к тому, что в отдельных разрезах несколько меняется соотношение определяющих минералов (кварца, полевых шпатов, ильменита, циркона), иногда появляются такие минералы, как эпидот, корунд, реже гранат. Но несмотря на это, в целом для всего комплекса минералогическая ассоциация остается почти неизменной. В ней всегда присутствует повышенное количество ортоклаза и особенно микроклина, что вообще характерно для комплекса А.

Такой выдержанный терригенно-минералогический состав свидетельствует о том, что при его формировании сохранялись единые источники терригенного материала. Состав пород в областях сноса в это время в целом оставался однообразным.

Поставщиками обломочного материала являлись магматические (кислые и основные) и метаморфические породы. При размыве кислых изверженных пород в бассейне седиментации могли поступать такие минералы, как микроклин, ортоклаз, кварц, циркон, турмалин, ильменит. Основные извержения породы дали ильменит, эпидот. За счет разрушения метаморфических пород могли поступать кварц, слюды и гранат. Хорошая сохранность и нередко повышенные содержания ортоклаза и микроклина, иногда биотита наряду с наличием прослоев чисто кварцевых песчаников свидетельствуют о том, что при осадконакоплении древние массивы в областях сноса не были затронуты глубоким химическим выветриванием. Большая часть каолинового вещества, присутствующего в породах в виде гнезд и вкраплений (пачка I, подразделение I, II и III в Сомово), по всей вероятности, имела местное происхождение и формировалась в результате процессов выветривания в субэральных условиях. По-видимому, захоронение осадков в бассейне происходило относительно быстро, на что указывают плохая отсортированность материала, наличие плохо окатанных конгломератов и гравелитов. Области размыва находились недалеко от бассейна седиментации. Юго-восточные районы прогиба (Zубова Поляна, Пачелма и Сердобск), вероятно, были более удалены от провинций питания. Поставщиком терригенного материала, по-видимому, являлись области, расположенные на юго-западе (Воронежский массив) и на северо-востоке (Токмовское поднятие).

Комплекс Б объединяет отложения пачек IV, V и VI. Он присутствует в районах Мосолово (1665—1542 м, вскрытая мощность 123 м), Сомово (1628—1542 м, мощность 86 м), Каверино (1582—1482 м, мощность 100 м), Морсово (1754—1391 м, вскрытая мощность 363 м), Zubовой Поляны (1367—1239 м, мощность 128 м) и Сердобская (1545—1303 м, мощность 242 м). Полные разрезы комплекса пройдены в Морсово и Пачелме (скв. 10

Воронская), а в остальных районах фиксируются только отдельные его части: в Мосолово, Каверино, Зубовой Поляне — пачка V, в Сердобске — пачка IV и нижние горизонты пачки V, в Сомово — подразделение IV.

Комплекс Б выделяется довольно четко по широкому развитию кварцевых и полевошпатово-кварцевых песчаников, иногда тонко переслаивающимися алевритами и аргиллитами (пачки IV и VI). Отложениям пачки V свойственны плохая сортированность песчаников и наличие гнезд и вкраплений белого мучнистого каолинита, а породам пачек IV и VI — мелкозернистый состав песчаников и скопления аутигенного глаукогита. Ассоциация терригенных минералов комплекса в целом остается постоянной. Ее можно назвать турмалин-ильменит-циркон-слюда-кварцевой (и полевошпатово-кварцевой). Некоторые отличия в составе корреляционных минералов по отдельным пачкам выражаются в различных соотношениях кварца и полевых шпатов или в небольших изменениях количественного содержания турмалина, ильменита, циркона, слюды и пр.

Можно отметить, что терригенно-минералогическая ассоциация комплекса Б унаследовала основные черты своего состава от ассоциации комплекса А. Лишь в какой-то мере изменились количественные соотношения минералов. Изменения в минералогическом составе комплекса Б могут быть усмотрены в увеличении количества зерен кварца в юго-восточных районах прогиба (Зубова Поляна, Пачелма и Сердобск), а также слюды в северо-западных его участках (Мосолово, Сомово, Каверино, Морсово). В остальном же состав терригенных минералов комплекса Б остался неизменным. На протяжении формирования осадков комплекса Б, как и при образовании комплекса А, длительное время существовали, по-видимому, те же устойчивые по своему петрографическому составу провинции питания. Накопление осадков по-прежнему шло за счет разрушения магматических и метаморфических пород. Одновременно могли размываться более древние осадочные толщи. В провинциях питания значительно усилились процессы глубокого химического выветривания, способствовавшие еще большему разрушению полевых шпатов и других малоустойчивых и неустойчивых минералов и образованию денудационных равнин. При этом часть полевых шпатов не успевала полностью разложиться. Осадконакопление, видимо, происходило в морском бассейне при неустойчивых палеогеографических условиях.

Комплекс В соответствует волынской серии венда (пачка VIII). Мощность отложений комплекса колеблется от 139 м в Сомово до 164 м в Каверино.

Минералогический состав отложений комплекса В резко отличается от ниже- и вышеперечисленных. Он почти одинаковый во всех разрезах Пачелмского прогиба и характеризуется турмалин-циркон-ильменит-гранат-слюда-полевошпатово-кварцевой ассоциацией терригенных минералов. Дополнительно в разрезах Морсово и Зубовой Поляны в значительных количествах (в верхней части комплекса) фиксируются обломки вулканического стекла. Для пород комплекса характерно в тяжелых фракциях обилие слюдястых минералов и граната, а также слюдисто-полевошпатово-кварцевый состав в легких фракциях. Слюды представлены в основном биотитом, реже мусковитом, полевые шпаты состоят из ортоклаза, микроклина и плагиоклазов. На основании присутствия граната комплекс В может быть назван «гранатосодержащим».

В районах Пачелмского прогиба на границе комплексов Б и В констатируется резкая смена терригенно-минералогических ассоциаций. Этот факт является дополнительным подтверждением перерыва между отложениями волынской серии и нижележащими образованиями. Кроме того, он свидетельствует о смене провинций питания.

Осадки комплекса В, по-видимому, формировались за счет размыва метаморфических гранато-биотитовых гнейсов, господствовавших, вероят-

но, в провинциях питания, а также за счет размыва и переотложения осадочных толщ и изверженных (гранитоидных) пород. Эффузивный материал привносился при вулканической деятельности. Области сноса, по всей вероятности, находились недалеко от бассейна седиментации. Осадки комплекса формировались в обширном морском седиментационном бассейне.

Комплекс Г объединяет пачки VIII и IX. Он присутствует в Мосолово (1385—1225 м, мощность 160 м), в Сомово (1413—1244 м, мощность 169 м), в Каверино (1318—1047 м, мощность 27 м), в Морсово (1254—951 м, мощность 303 м), в Зубовой Поляне (1088—1035 м, мощность 53 м).

Отложения этого комплекса резко отличаются от пажележащих преимущественным развитием аргиллитов. В породах комплекса широко распространены аутигенные минералы, которые часто составляют всю тяжелую фракцию. В основном они представлены пиритом, иногда сидеритом, нередко баритом, часто карбонатом, в отдельных прослоях фиксируются повышенным содержанием глауконита. Наиболее типичной для комплекса можно считать гранат-рутил-турмалин-пльменит-циркон-мусковит-полевошпатово-кварцевую терригенно-минералогическую ассоциацию. Главная особенность комплекса — резкое сокращение роли граната, отсутствие биотита и обилие мусковита.

В Пачелмском прогибе на границе комплексов В и Г вновь отмечается резкая смена терригенно-минералогических ассоциаций, что, видимо, опять было связано с перерывом в осадконакоплении и сменой провинций питания.

При образовании осадков комплекса Г в областях сноса размыву подвергались, по-видимому, слюдястые сланцы и магматические породы. Области питания располагались на значительном расстоянии от бассейна седиментации.

Осадки, вероятно, накапливались в обширном эпиконтинентальном морском бассейне.

Выделенные в Пачелмском прогибе комплексы ранее были установлены для верхнедокембрийских отложений Московского прогиба и Оршанской впадины [Рабиханукаева, 1977]. Они прослеживаются, таким образом, на значительной части территории Русской плиты и позволяют вполне уверенно сопоставлять верхнедокембрийские отложения.

ЛИТЕРАТУРА

- Батурин В. П. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1947. 35 с.
- Иванова З. П. Сопоставление додевонских отложений восточных и центральных областей Русской платформы.— В кн.: Стратиграфия, литология, фации и фауна верхнего протерозоя и палеозоя Волго-Уральской нефтегазосной области. Вып. 51. М.: Недра, 1966, с. 6—13.
- Иванова З. П. Центральные районы.— В кн.: Нефтегазосные и перспективные комплексы центральных и восточных областей Русской платформы. Л.: Недра, 1969а, с. 11—26.
- Иванова З. П. Вендский этап.— В кн.: Нефтегазосные и перспективные комплексы центральных и восточных областей Русской платформы. Л.: Недра, 1969б, с. 129—136.
- Иванова З. П., Веселовская М. М., Кирсанов В. В. О распространении волынской серии на Русской платформе.— Вул. МОИП. Отдел геол., 1965, вып. 5, с. 137—146.
- Иванова З. П., Хмелева Е. И. Минералогическая характеристика пород.— В кн.: Нижнепалеозойские отложения центральных областей Русской платформы. Л.: Гостехиздат, 1957, с. 32—35.
- Келлер Б. М. Верхний протерозой Русской платформы (рифей и венд). М.: Изд-во МГУ, 1968. 101 с.
- Кирсанов В. В. Новые данные по стратиграфии докембрийских отложений центральных районов Русской платформы.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1968а, № 4, с. 98—113.

- Кирсанов В. В.** К вопросу о стратиграфии докембрийских отложений в приосевой части Московской синеклизы.— Докл. АН СССР, 1968б, т. 178, № 5, с. 1160—1163.
- Кирсанов В. В.** Новые данные по стратиграфии рифейских отложений востока Русской платформы.— Бюл. МОИП. Отдел геол., 1970а, № 5, с. 12—25.
- Кирсанов В. В.** Вендские отложения центральных районов Русской платформы.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1970б, № 12, с. 55—65.
- Клевцова А. А.** Поздний докембрий Пачелмского прогиба и других частей Русской платформы.— Докл. АН СССР, 1963, т. 150, № 3, с. 623—626.
- Клевцова А. А.** О глубинном строении Пачелмского прогиба и истории его развития в позднем докембрии.— Изв. вузов. Геол. и разв., 1968а, № 1, с. 3—11.
- Клевцова А. А.** Стратиграфическое соотношение разрезов верхнедокембрийских отложений Русской платформы.— Изв. вузов. Геол. и разв., 1968б, № 9, с. 10—20.
- Клевцова А. А.** Об основных чертах истории Русской платформы в рифее.— Изв. вузов. Геол. и разв., 1971, № 7, с. 3—13.
- Клевцова А. А.** Вендский комплекс Русской платформы и его проблематические органические остатки.— В кн.: Литология и стратиграфия палеозойских и мезозойских отложений Русской и Скандинавской платформ. М.: Наука, 1972, с. 4—14.
- Клевцова А. А.** Основные этапы осадконакопления в рифее на Русской платформе (равнин и средних этапов).— Изв. вузов. Геол. и разв., 1976, № 7, с. 3—15.
- Клевцова А. А.** Позднерифейский этап развития Русской плиты.— Изв. вузов. Геол. и разв., 1977, № 11, с. 36—50.
- Клевцова А. А., Солонцов Л. Ф.** К вопросу о стратиграфической принадлежности и корреляции древнейших отложений осадочного покрова Русской платформы.— Изв. Казанского фил. АН СССР. Серия геол., 1960, № 9, с. 241—248.
- Клевцова А. А., Солонцов Л. Ф.** К вопросу о возрасте древнейшего покрова Русской платформы.— Докл. АН СССР, 1961, т. 139, № 3, с. 673—676.
- Островский М. И., Аксенов Е. М., Солонцов Л. Ф.** Особенности палеоструктуры отложений верхнего докембрия в Рязано-Саратовском прогибе в связи с оценкой их перспективности.— Геология нефти и газа, 1968, № 1, с. 62—65.
- Постникова И. Е.** К стратиграфии нижнепалеозойских отложений Сердобско-Пачелмского района.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1953, № 5, с. 132—135.
- Постникова И. Е.** Додевонские отложения центральной и восточной частей Русской платформы.— В кн.: География и проблема нижней границы. Т. 3, М.: Гостехиздат, 1961, с. 275—285.
- Постникова И. Е.** Верхний докембрий Восточно-Европейской платформы и возможная ее нефтеносность. Автореф. докт. дис. М., 1972. 69 с.
- Постникова И. Е.** Верхний докембрий Русской плиты и его нефтегазосность. М.: Недра, 1977. 222 с.
- Рабиханукаева Е. С.** Терригенно-минералогические комплексы верхнедокембрийских отложений центральной части Русской плиты.— В кн.: Осадочные и осадочно-вулканогенные формации и методика их выделения. Новосибирск: Наука, 1977, с. 87—114.
- Солонцов Л. Ф., Аксенов Е. М.** Основные подразделения позднего докембрия Восточно-Европейской платформы.— Труды Карельск. геол. ин-та, 1969а, № 24, с. 159—168.
- Солонцов Л. Ф., Аксенов Е. М.** Рифей Восточно-Европейской платформы.— Изв. вузов. Геол. и разв., 1969б, № 10, с. 3—13.
- Солонцов Л. Ф., Аксенов Е. М., Панченко В. А., Поликарпова Н. Т.** Новые данные по стратиграфии рифей Рязано-Саратовского прогиба.— Докл. АН СССР, 1975, т. 221 № 3, с. 688—691.
- Тихомирова Н. Я., Кирсанов В. В., Михайловская Л. Н.** О минеральной зональности валдайских отложений верхнего венда центральных районов Русской платформы.— Литология и полезные ископаемые, 1975, № 4, с. 110—119.
- Шатский И. С.** О происхождении Пачелмского прогиба. Сравнительная тектоника древних платформ.— Бюл. МОИП. Отдел геол., 1955, т. XXX, вып. 5, с. 5—26.

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Жарков М. А., Благовидов В. В., Жаркова Т. М., Мерзляков Г. А.</i> К вопросу о строении позднеюрских соленосных отложений Средней Азии	3
<i>Лучников В. С.</i> Верхнеюрская галогенная формация юго-востока Средней Азии	19
<i>Гаврильчева Л. Г.</i> Особенности строения позднеюрской соленосной формации Восточного Туркменистана	34
<i>Сапунова В. Л., Черненко А. М.</i> Особенности строения юрской галогенной толщи Восточно-Кубанской впадины	42
<i>Косарев В. С.</i> Особенности строения галогенной формации поздней юры Кабардино-Балкарии и юга Ставрополя	54
<i>Сахаров А. С., Лозгачева Е. В.</i> Юрские соленосные отложения Северо-Восточного Кавказа	64
<i>Зангиев Ш. Д.</i> Галогенные отложения поздней юры Дагестана	73
<i>Аксенов Л. Л.</i> Стратиграфическое положение бишофитовых пород в разрезе кунгурских отложений юго-западной части Приволжской моноклинали	81
<i>Хабаров Е. М.</i> Наборы пород и сообщества ченчинской карбонатной рифогенной формации периферии Патомского нагорья	84
<i>Жарков М. А., Вахтуров С. Ф.</i> Палеозойские битуминозные карбонатно-сланцевые формации Восточной Сибири	103
<i>Параев В. В.</i> Особенности строения мезокайнозойских бокситоносных красноцветных формаций восточного склона Урала и южного обрамления Западно-Сибирской низменности	115
<i>Парасына А. С.</i> Особенности состава фосфоритов Селетинского месторождения	134
<i>Бузулуцкова Е. С.</i> Терригенно-минералогические ассоциации и комплексы верхнедевонских отложений Пачелмского прогиба	137

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ

Ответственный редактор
Александр Леонидович Яншин

Утверждено к печати Институтом геологии
и геофизики СО АН СССР

Редактор издательства *А. М. Самсоенко*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Художник *С. М. Кирилчук*
Технический редактор *Г. Я. Герасимчук*
Корректоры *З. Ф. Бухалова, Г. Я. Катникова*

ИБ № 23093

Сдано в набор 12.11.81. Подписано к печати 24.08.82. МН-05873. Формат 70×108¹/₁₆. Бумага типографская № 1. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 14 +1 вкладка. Усл. кр.-отт. 14,6 Уч.-изд. л. 17,5. Тираж 1000 экз. Заказ № 787. Цена 2 р. 60к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

К вопросу о строении позднеюрских соленосных отложений Средней Азии. Жарков М. А., Благочудов В. В., Жаркова Т. А., Мерзляков Г. А. Особенности строения осадочных формаций.— Новосибирск: Наука, 1982.

Предлагается новый вариант расчленения и корреляции позднеюрских соленосных отложений западной части Средне-Азиатского солеродного бассейна, согласно которому в разрезе выделяется три соленосные свиты: илотанская, марыйская и байрамалийская. Каждая из этих свит распространена в различных участках эвапоритового бассейна. Выясняется, что калиеносной является лишь верхняя соленосная свита, которая увязывается с галитовой толщей гаурдакской свиты Юго-Западного Гиссара. Ил. 4. Библиогр. 97.

Верхнеюрская галогенная формация юго-востока Средней Азии. Лучников В. С. Особенности строения осадочных формаций.— Новосибирск: Наука, 1982.

Рассматриваются особенности строения галогенной формации поздней юры Афгано-Таджикской впадины. Выделяется несколько типов разрезов формации. Приводится характеристика солянокупольных структур Кулябской и Вахш-Кафирниганской зон. Ил. 10. Библиогр. 20.

Особенности строения позднеюрской соленосной формация Восточного Туркменистана. Гаврильчева Л. Г. Особенности строения осадочных формаций.— Новосибирск: Наука, 1982.

В пределах Восточно-Туркменского солеродного суббассейна обособлены различные зоны, отличающиеся по условиям осадконакопления. Это принято за основу выделения типовых (эталонных) разрезов соленосной формации, расчлененных на литологические свиты. Выделяются полный и сокращенный разрезы формаций. К полным отнесены разрезы, содержащие все элементы сводного разреза формации: сульфатно-хлоридный, уверенно расчленяющийся на свиты и максимально обогащенный каменной солью (1), хлоридно-сульфатный, не поддающийся посылитному расчленению, но имеющий в своем разрезе эквиваленты всех свит, среднеобогатенный каменной солью (2), карбонатно-сульфатный, не содержащий каменной соли, но обогащенный карбонатными породами морского генезиса (3). Среди сокращенных выделены соленосно-сульфатно-карбонатный (4), соленосно-карбонатно-сульфатный (5), сульфатно-карбонатный (6), карбонатно-сульфатный (7), сульфатный (8). Ил. 1. Библиогр. 7.

Особенности строения юрской галогенной толщи Восточно-Кубанской впадины. Сапунова В. Л., Черненко А. М. Особенности строения осадочных формаций.— Новосибирск: Наука, 1982.

Приведено геологическое строение Восточно-Кубанской впадины на основе новых материалов глубокого бурения. Особенно подробно рассмотрено строение галогенных отложений кимеридж-титона, которые занимают почти всю территорию впадины. Все эвапоритовые отложения, соответствующие нижней части верхнего кимеридж-титона, выделены в кузнецовскую свиту. Пестроцветная толща верхней части отложений верхнего кимеридж-титона выделяется в лабинскую свиту.

К галогенной толще приурочены рапаноносные горизонты, с которыми связаны аномально-высокие пластовые давления. Ил. 8.

Особенности строения галогенной формации поздней юры Кабардино-Балкарии и юга Ставрополя. Косарев В. С. Особенности строения осадочных формаций.— Новосибирск: Наука, 1982.

Рассмотрено геологическое и тектоническое строение Кабардино-Балкарии и Южного Ставрополя на материалах глубокого бурения. Дана подробная характеристика верхнеюрских галогенных отложений, показано их соотношение с подстилающими и перекрывающими толщами, а также фациальное выклинивание и замещение к бортам прогибов и к своду Минераловодского выступа.

Проведен анализ перспектив нефтегазоносности отложений и структур верхней юры. Ил. 2. Библиогр. 15.

Юрские соленосные отложения Северо-Восточного Кавказа. Сахаров А. С., Лозгачева Е. В. Особенности строения осадочных формаций.— Новосибирск: Наука, 1982.

Рассмотрены особенности строения и состава кимеридж-титонских галогенных образований центральной части Северного Предкавказья, а также никележащих отложений оксфордского яруса и вышележащих толщ берриаса. Выясняется особенности фациальных изменений отложений и показывается, что солеродный бассейн позднеюрского времени располагается в окраинной части Скифской платформы и отделяется от открытого моря, расположенного в центральной части Кавказа, протяженным рифогенным карбонатным барьером. Ил. 3. Библиогр. 6.

УДК 552.53.762.3(470.67)

Галогенные отложения поздней юры Дагестана. З а н г и е в Ш. Д. Особенности строения осадочных формаций.— Новосибирск: Наука, 1982.

Приведена подробная характеристика верхнеюрских соленосных отложений, развитых из территории Дагестана. Возраст этих отложений кимеридж-титонский. В настоящее время не представляется возможным провести надежную корреляцию галогенной толщи между районами Предгорного Дагестана и Прикумской зоны. Предполагается, что соленосный бассейн не ограничивается Терско-Сунженским прогибом, а протягивается на восток в виде узкого залива. Ил. 4. Табл. 1. Библиогр. 8.

УДК 553.632.682

Стратиграфическое положение бишофитовых пород в разрезе Кунгурских отложений юго-западной части Приволжской моноклинали. А к с е н о в Л. Л. Особенности строения осадочных формаций.— Новосибирск: Наука, 1982.

Изучение керна скважин 3 и 4 Привольнинской площади позволило выделить в их разрезе пять ритмопачек, характеризующихся определенным зональным строением. Показано возможное возрастание стратиграфического интервала распространения бишофитовых пород в юго-западной части Приволжской моноклинали. Ил. 1. Библиогр. 9.

УДК 552.58+551.72

Наборы пород и сообщества ченчинской карбонатной рифогенной формации периферии Патомского нагорья. Х а б а р о в Е. М. Особенности строения осадочных формаций.— Новосибирск: Наука, 1982.

Верхнерифейская ченчинская карбонатная рифогенная формация периферии Патомского нагорья сложена в основном строматолитовыми, зернистыми и кристаллическими известняками. Значительно реже встречаются известковые мергели, строматолитовые и зернистые доломиты, песчаники, алевролиты и аргиллиты. Установлено, что породы в формации размещены не хаотически, а между ними существуют определенные взаимосвязи, которые выражаются в виде закономерных часто повторяющихся наборов пород (парагенезов). Некоторые типы наборов, многократно повторяясь, образуют сообщества однотипных наборов. Приведена характеристика наборов и сообществ. Ил. 5. Библиогр. 23.

УДК 552.54+553.983:551.73(571.5)

Палеозойские битуминозные карбонатно-сланцевые формации Восточной Сибири. Ж а р к о в М. А., Б а х т у р о в С. Ф. Особенности строения осадочных формаций.— Новосибирск: Наука, 1982.

На территории Восточной Сибири выделено четыре палеозойских битуминозных карбонатно-сланцевых формации: тинновская, куонамская, чамбинская и таймырская. Для всех формаций характерно распространение тонкозернистых тонкоослостных темноветвистых пород, содержащих повышенные количества органического вещества. Наиболее широко развиты аргиллиты, глинистые сланцы, а также разнообразные карбонатные породы. Приводятся данные о площадях распространения формаций, палеогеографических и палеотектонических условиях их образования. Ил. 4. Библиогр. 74.

УДК 551.051+553.492

Особенности строения мезокайнозойских бокситоносных красноцветных формаций восточного склона Урала и южного обрамления Западно-Сибирской низменности. П а р а е в В. В. Особенности строения осадочных формаций.— Новосибирск: Наука, 1982.

Рассмотрены особенности строения, состава и формирования бокситоносных красноцветных отложений. Выявлено, что в сложении бокситоносных красноцветных комплексов участвуют в основном два типа отложений: образования коры выветривания и продукты ее перемыва в виде осадочных накоплений. Наиболее значительные рудопроложения бокситов связаны с делювиально-пролювиальными образованиями и тяготеют к верхней половине комплекса. Формированию бокситоносных красноцветных комплексов предшествовали переыв в осадконакоплении, выравнивание рельефа и достаточный длительный тектонический покой. Ил. 5. Библиогр. 27.

УДК 553.64+551.763.781

Особенности состава фосфоритов Селетинского месторождения. П а р а с ы н а А. С. Особенности строения осадочных формаций.— Новосибирск: Наука, 1982.

Среди желваковых фосфоритов Селетинского месторождения выделено три их типа на основе фосфатной и три типа на основе нефосфатной составляющих. Костные фосфориты составляют отдельную группу. Выявлено, что фосфориты приурочены к кварц-глаукоцитовый славгородский свите сантон-кампанского возраста. Табл. 1. Библиогр. 6.

УДК 551.72+552.121

Терригенно-минералогические ассоциации и комплексы верхнедокембрийских отложений Пачелмского прогиба. Б у з у л у ц к о в а Е. С. Особенности строения осадочных формаций.— Новосибирск: Наука, 1982.

Приведена подробная литолого-минералогическая характеристика отложений верхне-го докембрия в Пачелмском прогибе, пройденных Мосоловской, Сомовской, Каверинской, Морсовской, Зубово-Полянкой, Пачелмской (Воронская скв. 10) и Сердобской скважинами. Верхнедокембрийские разрезы рассчитаны на восемь пачек, каждая из которых отличается характерными терригенно-минералогическими ассоциациями. В отложениях позднего докембрия Пачелмского прогиба выделено четыре литологических комплекса, которые прослеживаются на значительные части территории Русской платформы. Ил. 1. Библиогр. 31.