

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ
ФОРМАЦИИ
ЗАПАДНОГО
ПРЕДКАВКАЗЬЯ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
МИНИСТЕРСТВО НЕФТЯНОЙ ПРОМЫШЛЕННОСТИ СССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И РАЗРАБОТКИ ГОРЮЧИХ ИСКОПАЕМЫХ

551.26

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ
ФОРМАЦИИ
ЗАПАДНОГО
ПРЕДКАВКАЗЬЯ

444



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1973



Геологические формации Западного Предкавказья. М., "Наука", 1973.

Монография посвящена детальному описанию всех геологических формаций Западного Предкавказья, начиная с фундамента до пород антропогена. Для каждой формации приводятся следующие данные: история исследования, распространение, условия осадконакопления, тектонический режим; характер контактов с подстилающими и перекрывающими отложениями; литофации и вещественный состав; распространение, мощности и физическая характеристика коллекторов. Дана оценка перспектив нефтегазоносности каждой формации. Работа иллюстрирована региональными литофациальными разрезами, а также картами общих мощностей формаций и мощностей горизонтов-коллекторов.

Работа, рассчитанная в основном на геологов-нефтяников, может быть использована при планировании и осуществлении поисково-разведочных работ, особенно на залежи нефти и газа литолого-стратиграфического типа; кроме того, она имеет методическое значение.

Таблиц 6; библи. 43 назв.; иллюстраций 29.

Ответственный редактор

доктор геолого-минералогических наук

А.Н. Шарданов

Коллектив авторов:

АЛЕКСИН А.Г., ШАРДАНОВ А.Н., ЮДИН Г.Т., ДЬЯКОНОВ А.И.,
АЛАДАТОВ Г.М., БУРЯК В.Н., ГОРЛОВ С.И., КОРОТКОВ Б.С.,
ЛЮБОФЕЕВ В.Н., НИКИФОРОВ Б.М., ПЕКЛО В.П., ШИМАНСКИЙ А.А.

ВВЕДЕНИЕ

Западное Предкавказье является одной из наиболее изученных областей Советского Союза. Несмотря на сложность геологического строения, истории развития и сильную литофациальную изменчивость мезокайнозойских осадков, слагающих чехол эпипалеозойской платформы Предкавказья, большие объемы глубокого бурения и геофизических исследований позволили расшифровать многие вопросы геологии этой интересной области, богатой нефтью и газом. Имеется много работ, посвященных литологии, стратиграфии, тектонике, гидрогеологии и полезным ископаемым Краснодарского края.

Однако, занимаясь изучением геологического строения и нефтегазоносности Западного Предкавказья, авторы настоящей работы пришли к выводу, что лишь метод формационного анализа позволяет на большую глубину расшифровать литофациальное строение разреза, палеотектоническую и палеогеографическую обстановки осадконакопления, изучить различные коллекторы по площади и разрезу и размещение приуроченных к ним залежей нефти и газа.

Изучение "формаций" горных пород имеет длительную историю, которую довольно подробно проследил Н.Б. Вассоевич в одной из своих работ, посвященной развитию представлений о геологических формациях (Вассоевич, 1966). В.В. Белоусовым, Н.Б. Вассоевичем, Л.Б. Рухиным, Н.М. Страховым, В.Е. Хаиным формации рассматривались как наиболее крупные естественные сочетания горных пород, основным критерием для разделения которых являлась геотектоническая обстановка времени их накопления. По В.В. Белоусову (1954); формации — это "комплекс осадочных толщ, соответствующий определенной стадии геотектонического цикла". Аналогичное определение находим и у В.Е. Хаина (1964): "Формации — это закономерное и естественное сочетание (парагенез, комплекс, ассоциация) определенного набора горных пород — осадочных, вулканогенных, интрузивных, образующихся на определенных стадиях развития основных структурных зон земной коры". При классификации формаций В.Е. Хаин определенную роль придает климатическим условиям. В той же работе 1964 г. отмечено, что "основными факторами, определяющими облик формаций, являются тектонический режим, климатические условия и для некоторых формаций вулканизм". Далее указывается, что если климат часто определяет характер фаций, то "с переходом от фаций к формациям роль ведущего фактора переходит от физико-географических условий к тектоническому режиму".

Формационный анализ, широко применяемый теперь для исследования геологической истории, при изучении размещения полезных иско-

паемых привел к успешной расшифровке многих проблем, и "именно на том обстоятельстве, что тектонический режим является ведущим фактором образования формаций, основано применение формационного анализа для решения ряда важнейших вопросов геотектоники" (Хаин, 1964). Н.М. Страхов, подчеркивающий значение климатического фактора при образовании различных формаций, выделяет два необходимых и достаточных условия для их возникновения: "1) длительное сохранение на более или менее значительном участке земной коры однотипного в плане тектонического режима; 2) длительное же поддержание в области седиментации однотипных ландшафтно-климатических условий". Ведущую роль он придает тектонике: "так как отдельные... особенности климата и ландшафта сами в значительной мере зависят от тектонического режима земной коры в целом, то это делает тектонический фактор особо важным и первостепенным в образовании формаций в пределах гумидных зон" (Страхов, 1962). Об этом же пишет и Н.Б. Вассоевич (1966), рассматривая роль геотектоники и климата при образовании формации: "Нам представляется, что геогенерации прежде всего должны подразделяться по геотектоническому принципу, а затем по климатическим условиям их формирования". Осадочная геогенерация (т.е. формация, по его определению, — это "крупный комплекс отложений..., отвечающий свите или чаще ряду свит и характеризующийся определенной общностью в отношении состава, строения и распространения" (Вассоевич, 1966).

В отличие от представлений перечисленных исследователей, рассматривающих формации как наиболее крупные естественные сочетания горных пород, имеется и несколько отличная точка зрения, по которой "в качестве формаций выделяются более мелкие комплексы" (Шатский, 1955); впрочем, Н.С. Шатский иногда к одной формации относил очень мощные комплексы осадков — более 10 км. Однако он (Шатский, 1955) писал, что формации — это "естественные сложные сообщества горных пород и отложений разных генетических типов, объединяемых единством тектонических условий образования"

Можно было бы сослаться еще на несколько определений формаций, но мы привели, на наш взгляд, наиболее конкретные, учитывающие тектонический (как главный), климатический, палеогеографический факторы образования этих естественных комплексов горных пород. Исходя из определения, данного В.Е. Хаиным, можно сказать, что формации — это закономерное и естественное сочетание определенного набора горных пород, которые образуются в соответствующих исторических условиях в процессе формирования основных структурных элементов земной коры и отделяются от смежных формаций коренными качественными изменениями, отражающими главные геотектонические и физико-географические закономерности развития данной области. Непосредственная зависимость процессов образования различных формаций от тектонических режимов позволяет использовать формационный анализ для решения наиболее важных вопросов палеотектоники.

Западное Предкавказье охватывает часть эпипалеозойской платформы, окаймляющей докембрийскую платформу и ограниченную с юга альпийской складчатой областью Кавказа. Описываемая территория

состоит из разнородных тектонических элементов с различным набором формаций. Большая часть ее принадлежит эпипалеозойской платформе, граничащей на юге с альпийской складчатой областью Большого Кавказа, и лишь на самом севере выделяется Русская (Восточно-Европейская) докембрийская платформа, представленная Ростовским выступом Украинского кристаллического щита (рис. 1, 2).

Фундамент и мезо-кайнозойский платформенный чехол состоят из нескольких структурных этажей, формирование которых обусловлено этапностью развития. Самыми древними образованиями являются кристаллические породы верхнего архея – нижнего протерозоя, затем протерозойские и нижнепалеозойские гнейсы и метаморфические сланцы. Герцинский складчатый комплекс – это самый молодой элемент фундамента платформы. Платформенный чехол делится на две части. Нижняя, включающая триас и юру, отличается большей дислоцированностью и состоит из трех структурных этажей: триасового, ниже-среднеюрского и верхнеюрского. Верхняя часть представляет собой типично платформенный комплекс и включает два структурных этажа, из которых нижний объединяет породы мела, палеоцена и эоцена, а верхний – олигоцена, неогена и антропогена.

Тектоническая зональность описываемой территории с течением времени изменялась, что отразилось и на современной структуре каждого комплекса или этажа. По характеру фундамента выделяется Ростовский выступ, сложенный древнейшими метаморфическими породами (докембрийскими), на которых непосредственно залегает платформенный чехол. Вся остальная территория относится к эпипалеозойской платформе, где фундаментом являются: породы палеозоя с локальными массивами более древней (Байкальской) стабилизации. Эпипалеозойская платформа подразделяется на северную относительно устойчивую область – Скифскую плиту – и южную более подвижную, переходную между плитой и альпийской складчатой областью и включающую Западно-Кубанский краевой прогиб и Адыгейско-Карачаевский краевой массив.

Триасовый структурный этаж в северной части эпигерцинской платформы выполняет раннемезозойские грабенообразные впадины субширотного и субмеридионального простирания, к которым в современной структуре по платформенному чехлу приурочены инверсионные валы. На юге платформы осадки триаса развиты на краевом массиве и, вероятно, в краевом прогибе. Ниже-среднеюрский структурный этаж распространен главным образом вдоль южного края платформы, а на севере имеет небольшую мощность и установлен лишь в погруженных участках. Верхнеюрский этаж приурочен только к депрессиям южного края платформы. Выше лежащий структурный этаж (мел, палеоцен, эоцен) развит почти повсеместно, за исключением южной части краевого массива. Складчатость его слабее нижних этажей, максимальные мощности иногда приурочены к зонам предшествующих относительных поднятий. Верхний структурный этаж (олигоцен, неоген, антропоген) имеет максимальную мощность в области краевого прогиба и на Таманском полуострове, где он осложнен складчатостью (местами диапировой); в области Скифской плиты породы этого этажа имеют меньшую мощность и залегают в общем моноклинально.

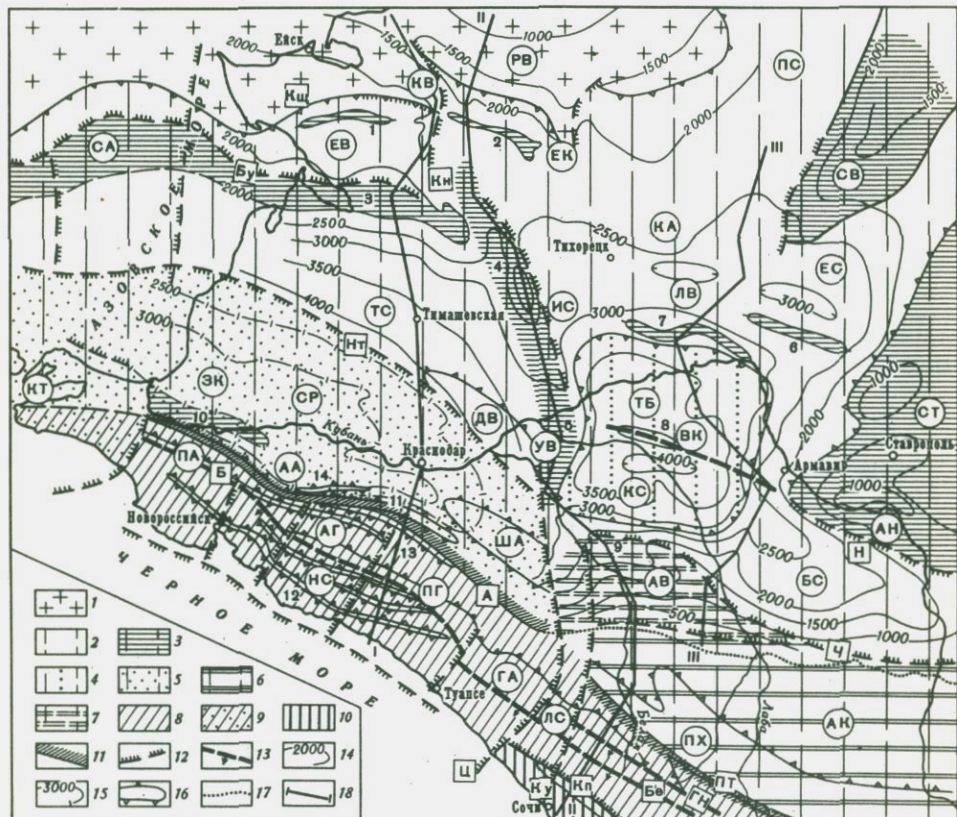


Рис. 1. Схема тектонической зональности Краснодарского края.

Основные тектонические зоны: А – Платформенная область: а – стабильная часть платформы: 1 – Ростовский выступ Украинского щита; 2 – эпигерцинская платформа (Скифская плита); 3 – приподнятые участки Скифской плиты (по верхним этажам чехла); 4 – опущенные участки Скифской плиты; б – подвижной край платформы: 5 – Западно-Кубанский краевой (передовой) прогиб; 6 – Адыгейско-Карачаевский краевой массив; 7 – Адыгейский выступ массива. Б – Геосинклинальная область: 8 – альпийский геосинклинальный трог Большого Кавказа; 9 – часть геосинклинального трога, вовлеченная в кайнозойские прогибания; 10 – Абхазская область Закавказского срединного массива. Разрывы: 11 – шовные зоны на границе эпигерцинской платформы и альпийской складчатой области; 12 – глубинные разломы разных масштабов; 13 – разрывы и надвиги (на Большом Кавказе). Прочие обозначения: 14 – изогипсы по кровле альба; 15 – изогипсы по кровле майкопской серии; 16 – зоны поднятий на Большом Кавказе; 17 – южная граница развития кайнозойских отложений на Адыгейско-Карачаевском массиве; 18 – линии профильных разрезов.

Границы между основными структурными элементами проходят большей частью вдоль крупных разломов. Так, граница северо-западного погружения Большого Кавказа и Западно-Кубанского прогиба выражена Ахтырской шовной зоной, к юго-восточному продолжению которой кулисообразно причленяется Пшекишско-Тырныаузская шовная зона, разделяющая Адыгейско-Карачаевский краевой массив платформы и центральную часть Большого Кавказа. Северным ограничением Западно-Кубанского прогиба является намечаемая по данным геофизических исследований зона Новотитаровского разлома, к которой приурочена флексура в породах палеогена и неогена. Общая мощность мезо-кайнозойских осадков в центре краевого прогиба превышает 12 км — это наиболее погруженная область палеозоя в Западном Предкавказье. Западно-Кубанский прогиб в современном структурном плане миоценовых отложений разделен Анастасиевско-Краснодарской антиклинальной зоной на две мегасинклинали: Славянско-Рязанскую на севере и Адагумо-Афипскую на юге. Вдоль южного борта последней протягиваются Калужская и Левкинская антиклинальные зоны, приуроченные к Ахтырской шовной зоне. В западных частях обеих антиклинальных зон развиты



Цифры и буквы на схеме: а — крупные структурные элементы: РВ — Ростовский выступ, КВ — Канеловский выступ, ЕК — Екатерининский выступ, ПС — Песчаноокопская седловина, СВ — Сальский выступ, СА — Средне-Азовское поднятие, ЕВ — Ейская впадина, КА — Калниболотский выступ, ТС — Тимашевская ступень, ДВ — Динский вал, ИС — Ирклиевская синклинал, ЛВ — Ладовская впадина, ЕС — Егорлыкская мегасинклинал, УВ — Усть-Лабинский выступ, ТБ — Тбилисская мегасинклинал, СТ — Ставропольский свод, ВК — Восточно-Кубанская впадина, КС — Курганинская мегасинклинал, АН — Армавиرو-Невинномысский вал, ЕС — Беломечетская мегасинклинал, ЗК — Западно-Кубанский прогиб, КТ — Керченско-Таманский поперечный прогиб, СР — Славянско-Рязанская мегасинклинал, АА — Адагумо-Афипская мегасинклинал, ША — Шапсуго-Апшеронский вал, АВ — Адыгейский выступ, АК — Адыгейско-Карачаевский массив, ПХ — поднятие Передового хребта, ПА — Псебепский антиклинорий, АГ — Абино-Гунайский синклинорий, ПГ — Псебепско-Гойтхский антиклинорий, ГА — Гойтхский антиклинорий, НС — Новороссийский прогиб, ЛС — Лагонакская ступень, б — разрывы: Бу — Бейсугский, Кн — Канеловский, Нт — Новотитаровский, Кш — Кушевский, А — Ахтырский, Н — Невинномысский, Ч — Черкесский, Б — Безепский, ПТ — Пшекишско-Тырныаузский, ГН — Главный надвиг, Бе — Бекишейский, Кп — Кепский, Ц — Цицинский, Ку — Курджипский. в — зоны поднятий: 1 — Щербинская, 2 — Ленинградская, 3 — Каневская, 4 — Березанская, 5 — Усть-Лабинская, 6 — Расшеватская, 7 — Кропоткинская, 8 — Темиргоевская, 9 — Майкопская, 10 — Анастасиевско-Краснодарская, 11 — Калужская, 12 — Семигорская, 13 — Азовская, 14 — Левкинская

криптодиапировые и диапировые складки, связанные с нагнетанием пластических глин майкопской серии в своды антиклиналей.

Западно-Кубанский прогиб составляет восточную часть Индоло-Кубанского краевого прогиба (Муратов, 1956). Адагумо-Афипская мегасинклиналь и Анастасиевско-Краснодарская антиклинальная зона на западе смыкаются со структурами Керченско-Таманского поперечного прогиба. Южная зона протектора наложена на мезозойские структуры Крымско-Кавказской геосинклинали. Прогиб выполнен мощными толщами палеогена и неогена (около 5 км), которые смяты в зоны узких антиклиналей, разделенных такими же синклиналями. Почти все антиклинали осложнены грязевыми вулканами и диапирами. В палеоцен-эоценовых слоях проявления диапиризма затухают, и под крутыми дисгармоничными складками олигоцен-неогена прослеживаются, по данным геофизики, относительно пологие антиклинали в нижнетретичных и мезозойских отложениях. Керченско-Таманский прогиб на западе и востоке ограничен крутыми поперечными (субмеридиональными) флексурами, переходящими на глубине в разломы. В юго-восточной части Западно-Кубанского прогиба выделяется (Корнеев, 1970) крупная погребенная мезозойская структура - Шапсуго-Апшеронский вал, который, вероятно, является северо-западным продолжением зоны Передового хребта; амплитуда его по фундаменту составляет 800 м, длина более 100 км.

На востоке граница Западно-Кубанского прогиба с Адыгейско-Карачаевским массивом проходит по системе крупных поперечных разломов - Цицинского и Курджипского (Хаин, 1960). Эти разломы продолжаютя на юг, в складчатую область, где отделяют Северо-Западный Кавказ от Центрального. Адыгейско-Карачаевский массив в южной части сложен на поверхности метаморфизованными и дислоцированными породами палеозоя, прорванными палеозойскими же интрузиями. В северной части массива развиты триасовые и нижне-среднеюрские образования, также осложненные складчатостью и разрывами. Вдоль северного края массива обнажаются верхнеюрские и нижне-меловые породы, залегающие моноклинально, и только северо-западный угол его (Адыгейский выступ) глубоко опущен и перекрыт палеогеновыми и неогеновыми осадками. Граница Адыгейско-Карачаевского массива и расположенной севернее Восточно-Кубанской впадины проходит по Черкесскому разлому, вдоль которого вытянуты поднятия (Майкопское, Кужорское, Фроловское; Черкесское и др.). На юге массива выделяется высоко поднятый антиклинорий Передового хребта, севернее которого тянется Ахметовский (среднеюрский) прогиб.

Складчатость в Западно-Кубанском прогибе и на Адыгейско-Карачаевском массиве имеет в основном кавказское линейное простиранье. Севернее же, на Скифской плите и Ростовском выступе, линейные структуры перемежаются с изометрическими, впадины разветвляются, большее значение приобретает поперечная субмеридиональная зональность. Восточно-Кубанская впадина в центре состоит из двух мегасинклиналей: Тбилисской на севере и Курганинской на юге, разделенных широтно вытянутой Темиргоевской антиклинальной зоной. На юго-востоке впадины выделяется Беломечетская синкли-



Рис. 2. Геологические разрезы Западного Предкавказья

наль. Северо-восточнее впадины располагается крупный Ставропольский свод, где палеозойский фундамент погружен всего на 1,0-2,5 км. На юге свода обособляется Армави́ро-Невинномысский вал, локальные складки которого имеют кавказское простираание. Севернее Восточно-Кубанской впадины расположены Расшеватская и Кропоткинская зоны мезозойских поднятий, а еще севернее выделены Ладовская впадина и Егорлыкская мегасинклиналь. Последняя на северо-востоке через седловину между Ставропольским сводом и Сальским выступом соединяется с Тузлов-Маньчским прогибом.

На западе Восточно-Кубанская впадина граничит с Березанским валом, пересекающим с севера на юг почти всю Скифскую плиту. Севернее Западно-Кубанского прогиба расположена Тимашевская ступень, на которой породы кайнозоя залегают моноклинально. На юго-востоке, вдоль южного края ступени, согласно геофизическим исследованиям (Корнеев, 1970), по фундаменту и низам чехла выделяется погребенный Динской вал. Амплитуда его около 400 м; прослежен он вдоль Новотитаровского разлома на 100 км. Структура мезозойских отложений изучена на ступени пока недостаточно. На востоке ступени протягивается Березанский вал, а севернее - Каневский, который к западу, в пределах Азовского моря, переходит в Средне-Азовское поднятие. Между Средне-Азовской и Каневской зонами поднятий и южным склоном Украинского щита выделяется Ейская впадина, которая составляет восточную оконечность Причерноморской системы впадин. Ейская впадина имеет сложное строение. По ее северному борту прослеживаются субширотные зоны поднятий (Щербиновская и Ленинградская), разделенные Канеловским разломом, вероятно, сбросо-сдвигового характера; вдоль западного, приподнятого блока разлома вытянута зона антиклиналей. Южная граница Ростовского выступа имеет зубчатую форму, что связано с пересечением субширотных и субмеридиональных разрывов, разделяющих докембрийскую и эпипалеозойскую платформы на этом участке.

Приведенная схема тектонической зональности Западного Предкавказья характерна для мезозойских отложений, главным образом для мелового структурного этажа. Она несколько сложнее по подошве мезозойских отложений, особенно в области развития мощных толщ юры и триаса. Почти ничего не известно нам о структуре и поверхности фундамента в Западно-Кубанском прогибе, в пределах Березанской, Каневской и Ленинградской зон. Структурный план по меловым отложениям и поверхности фундамента в пределах трех последних зон может оказаться разнородным. В кайнозое структура значительно упрощается; так, по кровле майкопской серии обособляются лишь Западно-Кубанский прогиб, Восточно-Кубанская впадина и Ставропольский свод. Вся остальная часть Скифской плиты и Ростовского выступа образует пологую моноклиналь. Таким образом, по самому верхнему структурному этажу все Западное Предкавказье составляет часть обширной, резко асимметричной Азово-Кубанской впадины.

Самой северной структурой Северо-Западного Кавказа является Азовская антиклинальная зона, приуроченная к Ахтырской шовной зоне. Горы мезозоя, палеоцена и эоцена смяты здесь в сложные складки,

осложненные взбросами и надвигами; некоторые антиклинали опрокинуты к северу, в сторону Западно-Кубанского прогиба. В западной части Азовской зоны надвигание пород на север привело к смыканию этой зоны с Калужской и к перекрытию разделяющей их синклинали. В центральной части Азовской зоны (междуречье Абина-Псекулса) сложные складки размыты вплоть до палеоцена и даже до верхнего мела и перекрыты маломощными, моноклинально залегающими породами олигоцена, миоцена и плиоцена. Южнее, в горной части Северо-Западного Кавказа протягивается Абино-Гунайский синклиорий, а затем Псебепско-Гойтхский антиклиорий, являющийся осевым поднятием этой части Кавказа. За ними располагается глубокий Новороссийский мезозойский прогиб, в котором с севера на юг выделяются Тхабский синклиорий, Семигорский антиклиорий и прибрежный Анапско-Агойский синклиорий. Антиклиории сложены преимущественно нижнемеловыми отложениями (Псебепско-Гойтхский - юрскими), а синклиории - верхнемеловыми.

Породы фундамента и платформенного чехла расчленены на формации, причем наиболее сложным было выделение формаций фундамента. На Ростовском выступе выделяются гранито-гнейсовая формация верхнего архея - нижнего палеозоя и пестроцветная формация девона (?). На Скифской плите удается выделить терригенно-вулканогенную формацию нижнего-среднего палеозоя, терригенную и терригенно-карбонатную формации нижнего-среднего карбона, пестроцветную орогенную формацию верхнего карбона (?) - перми, а также формацию орогенных гранитных плутонов позднего палеозоя. Все эти палеозойские формации испытали складчатость и метаморфизм в герцинскую эпоху. Кроме того, выделяется вулканогенно-терригенная формация верхнего протерозоя - нижнего палеозоя, консолидированная в эпоху байкальской складчатости и образующая отдельные массивы среди герцинид.

Формации платформенного типа в Западном Предкавказье охватывают стратиграфический диапазон от триаса до антропогена. На большей части территории они носят чисто платформенный характер, а вдоль южного подвижного (перикратонного) края платформы местами имеют переходные черты от геосинклинальных к платформенным. Заключительные орогенные формации альпийской складчатой системы также развиты на теле платформы. В низах платформенного чехла на Адыгейско-Караचाевском массиве выделяется триасовая терригенно-карбонатная морская гумидная формация пригеосинклинального (перикратонного) края эпигерцинской платформы. В северной части платформы (Ейско-Бережанский район) выделяется темноцветная терригенная морская формация среднего и верхнего триаса.

Терригенная морская гумидная формация нижней-средней юры развита главным образом вдоль южного подвижного края платформы. В более северных зонах эпигерцинской платформы породы этой формации отмечаются лишь в отдельных депрессиях. Терригенно-соленосно-карбонатная аридная платформенная формация верхней юры распространена в южной части эпигерцинской платформы. По фациальному составу она подразделяется на четыре подформации: терригенно-карбонатную, карбонатную, соленосную (эвапоритовую) и терригенно-красноцветную.

Выше юрских формаций с большим перерывом и несогласием залегает терригенная нижнемеловая формация. В ее низах развиты песчано-глинистые континентальные образования, а верхняя часть этой формации выражена морскими мелководными песчано-глинистыми образованиями гумидного типа. В нижнем альбе и апте выделяется вулканогенно-осадочная подформация. Над нижнемеловой формацией располагается терригенно-карбонатная платформенная морская формация верхнего мела, а в юго-западной части региона – флишевая геосинклинальная верхнемеловая формация. В этом же районе развита геосинклинальная флишевая формация палеоцен-эоцена. Платформенная терригенно-карбонатная формация палеоцен-эоцена развита на всей территории Западного Предкавказья и представлена чередованием песчаных и глинистых пород.

Выше выделяются орогенные формации краевого прогиба и синхронная им (фациально сходная) формация более стабильных районов платформы. Раннеорогенная (нижнемолассовая) терригенная морская формация олигоцена – нижнего миоцена (майкопская серия) подразделяется на две подформации: краевого прогиба и платформенную. Первая развита в Западно-Кубанском прогибе и Восточно-Кубанской впадине, а вторая – на остальной территории платформы. Весь вышележащий комплекс осадков может быть объединен в позднеорогенную (верхнемолассовую) терригенную формацию среднего миоцена-антропогена. Большая часть этой формации относится к терригенной морской (сероцветной) подформации, распространенной преимущественно в Западно-Кубанском прогибе. В его западной части подформация стратиграфически охватывает диапазон от среднего миоцена до среднего плиоцена, а к северу, и особенно к востоку, она постепенно замещается лагунно-континентальной, а также терригенной (пестроцветной) подформацией, которая в Армавирском районе начинается уже со среднего-верхнего сармата. Над пестроцветной подформацией почти повсеместно развита лёссовая (палевая) подформация антропогена, сложенная суглинками, лёссовыми породами, супесями, песками.

При наименовании формаций и подформаций в основу были положены их литологические особенности, а также условия осадконакопления (морские, континентальные, лагунные) и климат (гумидный, аридный). Осадочные формации платформенного чехла группируются в три ряда: платформенные, геосинклинальные и формации краевого (передового) прогиба – орогенные. Формации докембрийского и палеозойского фундамента расчленены в основном по степени метаморфизма пород, и лишь при выделении формаций карбона и перми учтены условия их осадконакопления и литологическая характеристика.

Большая часть формаций платформенного чехла довольно хорошо разделяется по резкой смене литофаций, по наличию четких перерывов и несогласий. Значительно сложнее провести границы между разновозрастными формациями, сменяющими друг друга по простиранию, например, между флишевой (геосинклинальной) и терригенно-карбонатной (платформенной) формациями верхнего мела. То же самое относится к формациям палеоцена и эоцена. Еще труднее ограничивать рас-

пределение разновозрастных подформаций, сменяющихся по простиранию (например, для верхнеюрских и миоценовых подформаций).

Известно, что определяющим фактором образования формаций и, следовательно, расчленения разреза является тектонический, поэтому в единые формации объединены совершенно различные литологические комплексы, которые в ряде случаев выделены в качестве подформаций (например, в верхней юре). Такой подход, по-видимому, оправдан, так как "однородных и монофациальных формаций не существует и существовать не может" (Страхов, 1962).

Определенные трудности возникают и при разграничении некоторых смежных разновозрастных формаций, между которыми наблюдается постепенная смена литофаций. Так терригенно-карбонатная подформация келловоя имеет переходный характер от терригенной гумидной формации нижней-средней юры к аридной терригенно-соленосно-карбонатной формации верхней юры. Хотя в терригенно-карбонатной подформации келловоя еще сохранились некоторые литофациальные особенности, свойственные подстилающей формации, она не может быть отнесена к последней, так как в ней заложены новые особенности вышележащей формации верхней юры. Эти особенности свидетельствуют о том, что уже с начала келловоя происходит перестройка тектонического режима, изменяются палеогеографическая обстановка, климат. Кроме того, верхнеюрская формация отделена от нижне-среднеюрской региональным перерывом и складчатостью. Аналогичный переходный характер между терригенной формацией нижнего мела и терригенно-карбонатной верхней мела имеют породы сеномана: однако и они содержат ряд особенностей, характерных для всей верхнемеловой формации. В ряде районов между альбом и сеноманом фиксируется перерыв в осадконакоплении. Сумма палеотектонических, палеогеографических, литофациальных признаков позволяет отнести породы сеномана к терригенно-карбонатной формации верхней мела.

Описание формаций базируется на многолетнем изучении разрезов скважин и естественных обнажений. Используются литолого-петрографические описания пород, данные промыслово-геофизических исследований скважин, сейсмические разрезы, геохимические исследования пород. В результате детальной корреляции разрезов буровых скважин с использованием керн и коротажных диаграмм были построены региональные литофациальные профильные разрезы по формациям, что дало возможность показать характер изменения литофаций. Особое внимание обращено на распределение и физическую характеристику различных коллекторов, которые могут служитьместищем нефти или газа. Для некоторых формаций удалось построить карты распространения и мощностей горизонтов гранулярных коллекторов.

По каждой формации приводятся следующие данные: история исследования, распространение, условия осадконакопления, общий тектонический режим, характер контактов с подстилающими и перекрывающими отложениями, литофациальная характеристика и вещественный состав по типам фаций, распространение, мощности и физическая характеристика коллекторов.

ФОРМАЦИИ ФУНДАМЕНТА

Большая часть Западного Предкавказья входит в состав эпигерцинской Скифской плиты, и только на северо-западе выделяется небольшая площадь с карелидами в основании – Ростовский выступ Украинского кристаллического щита. К фундаменту плиты относится домезозойский складчатый комплекс разновозрастных гетерогенных пород пестрого петрографического состава, претерпевших различную степень эпигене-за или регионального метаморфизма. Отложения перми, карбона и верхнего девона представлены преимущественно терригенными, реже карбонатными осадками, а более древние (средний палеозой – верхний протерозой) вулканогенно-терригенными образованиями. Большая роль в строении субстрата принадлежит интрузивным телам. Локальным распространением пользуются метаморфиты, образовавшиеся под влиянием контактового воздействия интрузий. Наряду с герцинидами в строении фундамента Скифской плиты участвуют блоки (срединные массивы) более древней консолидации, вплоть до байкальской. Возраст платформенного чехла, непосредственно перекрывающего фундамент, определяется в диапазоне от триаса до эоцена.

Изучением фундамента Западного Предкавказья занимаются многие исследователи. В работах М.Ф. Мирчинка, А.И. Летавина, А.Я. Дубинского, М.С. Бурштара, В.С. Князева, Ю.А. Сударикова, Н.Ю. Успенской, В.Н. Любофеева, А.И. Дьяконова, А.Н. Шарданова и других исследователей освещаются как общие, так и частные вопросы тектоники, возраста и состава фундамента Западного Предкавказья. Петрографическими определениями пород фундамента занимались Л.А. Варданянц, Н.А. Мазенко (ВСЕГЕИ), А.Н. Савельева (ИГиРГИ), Г.П. Корнев, В.Н. Любофеев, В.П. Чаицкий (КраснодарНИПИнефть), С.И. Воронина, С.А. Богданова, Ю.А. Будзинский (СевКавНИИгаз), Е.С. Волхонина (ВНИИгаз) и др.

Ростовский выступ

Фундамент Ростовского выступа докембрийской Русской платформы представлен гранито-гнейсовой формацией докембрия, сложенной гранито-гнейсами, гнейсо-гранитами, гранитами, плагиогранитами, а по периферии – субплатформенными образованиями предположительно верхнего девона.

Гранито-гнейсовая формация верхнего архея-нижнего протерозоя

Среди пород этой формации выделяются две разности, близкие по составу, но различные по текстуре. Первая разновидность — это полнокристаллические массивные породы магматического облика, и вторая — те же породы, но с заметно выраженной гнейсовидностью.

Породы первой разновидности представлены гранитами (микроклиновыми, микроклин-плаггиоклазовыми, биотит-плаггиоклазовыми, биотитовыми, двуслюдяными и др.) и плаггиогранитами (биотитовыми, мусковитовыми, двуслюдяными и др.). Первые вскрыты на Кушевской, Канеловской, Староминской, Маргаритовской, Воронцовской площадях; плаггиограниты развиты на Кушевской и Канеловской площадях.

Породы второй разновидности представлены гранито-гнейсами и гнейсо-гранитами (биотит- или мусковит-плаггиоклазовыми, биотитовыми, биотит-роговообманковыми и др.). Они вскрыты на Кушевской, Воронцовской, Моревской и Камышевской площадях.

Впервые геохронологическую схему фундамента Ростовского выступа предложил Г.И. Лебедько (1966). К наиболее древнему комплексу (2000–2700 млн. лет) им отнесены плаггиоклазовые гнейсо-граниты, граниты, гранодиориты и другие породы, представляющие, по его мнению, синорогенный интрузивный комплекс Бужско-Подольского орогенического цикла. Следующему комплексу (1150–2000 млн. лет) принадлежат синорогенные микроклиновые граниты и посторогенные аплитовидные и пегматоидные граниты Криворожского орогенического цикла. И, наконец, выделен рифейский интрузивный комплекс (550–960 млн. лет), проявившийся по разломам, заложенным в протерозое, например граниты Канеловской площади.

При настоящем уровне изученности фундамента Ростовского выступа вряд ли возможно установить время седиментации материнских пород, этапы и типы их метаморфизма и дифференцировать гранитоидные тела на тектоно-магматические циклы. Более того, значительную трудность представляет разделение гранитоидов на метасоматические и собственно магматические типы. В настоящее время мы располагаем единичными определениями абсолютного возраста пород, которые, естественно, недостаточны для решения этой сложной геохронологической проблемы. Возраст гранитов (биотитовых и микроклиновых) на Староминской и Маргаритовской площадях, определенный по полевым шпатам, равен соответственно 620–625 и 890 млн. лет., т.е. определяется как верхний рифей (данные Г.И. Лебедько). Более древними — среднерифейскими — являются граниты Кагальницкой площади — 1390 млн. лет (данные А.Я. Дубинского). Эти данные, а также аналогия с древнейшими породами Украинского щита позволяют считать фундамент Ростовского выступа поздnearхейским-раннепротерозойским.

Скифская плита

В составе фундамента Скифской плиты в Западном Предкавказье выделены следующие формации: 1) вулканогенно-терригенная (верхний протерозой – нижний палеозой), 2) терригенно-вулканогенная (нижний – средний палеозой), 3) терригенная пестроцветная (девон), 4) терригенная и терригенно-карбонатная (нижний-средний карбон), 5) молассовая пестроцветная орогенная (верхний карбон ? – пермь), 6) формация орогенных гранитных плутонов (верхний палеозой), 7) формация кор выветривания.

Вулканогенно-терригенная формация верхнего протерозоя – нижнего палеозоя

Породы этой формации вскрыты на юго-западном и северо-западном бортах Восточно-Кубанской впадины – на Майкопской, Косиновской и Южно-Леушковской площадях. На Майкопской и Косиновской площадях они представлены кварц-гранат-мусковитовыми и мусковит-кварцевыми сланцами, чередующимися с кварцевыми порфиоровыми или биотитовыми дацитовыми порфиритами. Породы испытали региональный метаморфизм в фации зеленых сланцев, а позже, в результате внедрения позднепалеозойских гранитоидов, – контактово-инъекционный. Цвет сланцев серый с шелковистым блеском, текстура сланцевато-полосчатая. В них слои преимущественно мусковитового состава чередуются с прослоями кварца и графитизированного вещества с пиритом.

На Южно-Леушковской площади под 15-метровой пачкой пестроцветной гравийной конгломерато-брекчии перми в интервале 3350–3775 м вскрыта тектоническая брекчия, состоящая из альбит-мусковитовых сланцев, а ниже до забоя (3801 м) – те же сланцы, но без существенных следов катаклаза. Абсолютный возраст сланцев определяется от 434 до 470 млн. лет, что соответствует среднему силуру – среднему ордовику (данные Г.П. Багдасаряна). Учитывая, что на метаморфическую фацию зеленых сланцев был наложен более поздний динамотермальный метаморфизм, можно предположить, что время формирования самой вулканогенной толщи происходило раньше, по-видимому, в позднем протерозое.

Вероятно, вулканогенно-терригенная формация слагает реликты Байкальской складчатой системы, границы которой в современном тектоническом плане примерно совпадают с Тимашевской ступенью и прилегающей к ней западной частью Восточно-Кубанской впадины. Такое мнение сложилось при анализе гравитационного поля. По данным А.А. Климарева, наблюдаемое поле силы тяжести характеризуется здесь фоновыми отрицательными значениями, а остаточное – высокими положительными аномалиями. Это свидетельствует о том, что под мало-мощной толщей верхнего палеозоя залегает погребенная гряда с повышенной плотностью пород по сравнению с породами смежных зон.

Терригенно-вулканогенная формация нижнего-среднего палеозоя

Породы формации вскрыты многочисленными колонковыми скважинами в Беломечетской синклинали Восточно-Кубанской впадины на Южно-Советской, Чайкинской, Ровненской, Родниковской и Евсеевской площадях, а также в предгорьях Северного Кавказа.

В Предкавказье формация трансгрессивно перекрыта осадками от нижнего мела до перми, в горной части Кавказа - карбона и верхнего девона. Этот типичный эвгеосинклиальный комплекс пород представлен разнообразными по минералогическому составу сланцами, чередующимися с интрузивно-пирокластическими образованиями. Степень метаморфизма пород (даже в разрезе одной скважины) неодинаковая. Одни разности изменены до фации зеленых сланцев, другие - до альмандин-амфиболитовой или даже до фации контактовых роговиков.

В табл. 1 основные члены формации систематизированы по степени метаморфизма и типам исходных продуктов. В основу было положено химико-минералогическое изменение сланцев, возникших в результате метаморфизма пелитовых осадков - по классификации Ф.Тернера и Д.Ферхугена.

Нижне-среднепалеозойский возраст формации устанавливается по косвенным признакам. По степени дислоцированности и метаморфизма породы формации несомненно древнее отложений нижнего карбона и верхнего девона. Они древнее и позднепалеозойских гранитоидов, следы контактового воздействия которых отмечаются на многих площадях и особенно четко там, где интрузивы вскрыты в непосредственной близости от них (Отраденский массив). Аналогичные по составу и тектурно-структурным особенностям породы, датируемые средним палеозоем, известны в зоне Передового хребта в бассейнах рек Урупа, Лабы и Белой. Абсолютный возраст кварц-хлоритовых сланцев из скв. 1 на Евсеевской площади, определенный в лаборатории СевКавНИИГаз (М.С. Горлов, В. И. Коротенко), равен 405-410 млн лет.

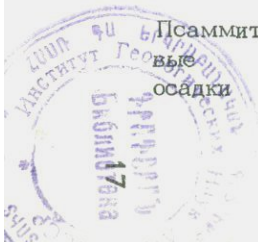
Терригенная пестроцветная формация девона

В составе формации выделены три отличающихся между собой комплекса пород: первый - филлиты и песчаники, развитые по склонам Расшеватско-Кропоткинской зоны поднятий и Армави́ро-Невинномы́сского вала; второй - глинистые сланцы, переслаивающиеся с алевролитами и песчаниками и слагающие ядро Армави́ро-Невинномы́сского вала; третий - сланцы, переслаивающиеся с песчаниками и гравелитами, - распространен на склонах Ростовского выступа.

Первый комплекс сложен толщей чередующихся зеленовато-серых и коричнево-лиловых, шоколадно-бурых, иногда кирпично-красных филлитов; переходные между ними разности имеют пятнистую окраску. На Новокубанской и Мавринской площадях филлиты ороговикованы в результате контактового воздействия Соколовской интрузии.

вулканогенно-осадочных образований нижнего-среднего палеозоя Западного Предкавказья

Исходные породы	Метаморфические фации (по Ф.Тернеру и Дж.Ферхугену)				
	Зеленых сланцев		Альмандин-амфиболитовая		Контактных роговиков
	Субфации				
	Кварц-альбит-мусковит-хлоритовая	Кварц-альбит-эпидот-биотитовая	Кварц-альбит-эпидот-альмандиновая	Силлиманит-альмандинмусковитовая	Альбит-эпидот-роговиковая
Пелитовые осадки	-	Кварц-биотитовые (Родниковская площадь), кварц-мусковит-биотитовые (Советская площадь) сланцы	Кварц-гранат-мусковитовые (Чайкинская, Ровненская площади), мусковит-кварцевые (Чайкинская площадь), кварцевосуглистые, графитсодержащие мусковит-кварцевые (Чайкинская, Ровненская площади) сланцы	Силлиманит-андазулит-кварцевые (Чайкинская площадь), магнетит-гранат-мусковитовые (Чайкинская, Ровненская площади) сланцы	Гранат-кордиерит-мусковитовые, биотит-андалузит-гранат-альбитовые, андалузит-гранат-биотит-серицитовые сланцы и альбит-гранатовые роговики (Чайкинская площадь)
Псаммитовые осадки	-	Аркозовые алевролиты и песчаники (Советская площадь)	-	-	-



Исходные породы	Метаморфические фации (по Ф.Тернеру и Дж.Ферхугену)				
	Зеленых сланцев			Альмандин-амфиболитовая	Контактовых роговиков
	Субфации				
	Кварц-альбит-мусковит-хлоритовая	Кварц-альбит-эпидот-биотитовая	Кварц-альбит-эпидот-альмандиновая	Силлиманит-альмандин-мусковитовая	Альбит-эпидот-роговиковая
Эффузивно-пирокластические образования	-	Апопорфировые сланцы андезитового состава (Советская площадь)	Серицит-полевошпатовые сланцы с эпидотом и гранатом (Ровненская площадь), эффузивы кислого состава и андезитовые порфиры (Чайкинская, Родниковская, Ровненская площади)	Амфиболитовые (Чайкинская площадь), кварцактинолит-альбитовые, биотит-эпидот-актинолитовые (Чайкинская, Родниковская, Евсеевская площади) сланцы	-
Интрузивные образования	-	-	-	Карбонатизированные, серпентинитовые (Евсеевская площадь), тальк-хлоритовые (Родниковская площадь), серпентинизированные биотит-кварцевые (Родниковская, Евсеевская площади) сланцы	Гранат-тальково-кварцевые сланцы (Евсеевская площадь)

В зависимости от количественного соотношения главных породобразующих минералов среди филлитов выделяются кварц-серицитовые, кремнисто-хлорит-серицитовые, кварц-серицит-рутиловые, серицит-карбонатные с рутилом, кварц-мусковит-хлоритовые и другие разновидности. Судя по устойчивым минеральным парагенезисам, породы испытали метаморфизм самых начальных стадий фации зеленых сланцев. Филлиты встречены также в виде ксенолитов в соколовских гранитоидах и в обломочной части пермских брекчий в скв. 1 Южно-Леушковской площади.

Пестроцветные образования второго комплекса, слагающие ядро Армави́ро-Невинномы́сского вала, трансгрессивно перекрыты осадками эоцена и мела; степень метаморфизма соответствует начальной стадии фации зеленых сланцев.

Третий комплекс формации представлен разнообразными по минералогическому составу сланцами, чередующимися с метаморфизованными алевролитами, песчаниками и гравелитами. По парагенетическим минеральным ассоциациям среди сланцев выделяются две толщи - верхняя и нижняя. Верхняя представлена кварц-альбит-мусковитовыми, кварц-мусковитовыми, кварц-серицитовыми, кварц-хлоритовыми, кварц-альбит-кальцит-мусковитовыми, кварц-серицит-карбонатными и другими сланцами, нижняя - эпидот-амфибол-хлоритовыми, эпидот-альбит-амфиболовыми, биотит-альбит-амфиболовыми и другими сланцами.

Верхний возрастной предел первых двух комплексов определяется их перекрытием каменноугольными глинистыми сланцами (скв. 190, Новокубанская). Пестроцветные образования в ядре Армави́ро-Невинномы́сского вала древнее позднепалеозойских гранитоидов, оказавших на них контактовое воздействие, о чем свидетельствуют сохранившиеся от эрозии останцы на Надзорненском массиве. По данным А.Я. Дубинского, палинологические определения в пестроцветных филлитах, вскрытых на Александровской и Невинномысской площадях, показали их верхнедевонский возраст. Подобные пестроцветные образования в зоне Передового хребта, в частности в бассейне р. Уруп, также относятся к верхнему девону. Совокупность перечисленных данных позволяет предположительно относить пестроцветы к верхнему девону.

Дискуссионным является вопрос о возрасте третьего комплекса пород. В настоящее время большинство геологов, вслед за Л.А. Варданянцем, А.Я. Дубинским, М.Ф. Мирчинком и другими, относят их к нижнепротерозойским образованиям. При этом они исходят из подобия состава и условий залегания пород с нижнепротерозойскими комплексами, развитыми на территории Курской магнитной аномалии (курская серия) или в Приднепровье (саксаганская, криворожская, белозерская серии). Это мнение подтверждалось и определениями абсолютного возраста сланцев (Лебедко, 1966). Однако имеется ряд факторов, позволяющих датировать сланцы, песчаники и гравелиты, развитые на Ростовском выступе, средним палеозоем, возможно, девоном. Мнение, что "протерозойские" отложения на Ростовском выступе слагают реликты древних субмеридиональных синклинориев, подобные линейам Приднепровья, не подтверждается геофизическими

съемками и данными бурения. Эта толща имеет ограниченную мощность (не более 200 м) и, являясь палеозойским чехлом, плащеобразно облекает по периферии кристаллическое ядро Ростовского выступа. Далее к востоку она перекрывается осадками нижнего карбона. На Кушевской площади сохранившиеся от эрозии останцы этих пород залегают на склонах и седловинах малоамплитудных поднятий (на собственно Кушевском, Екатерининском и Михайловском), а также в виде сравнительно небольших изолированных полей (рис. 3).

Существенным аргументом в пользу палеозойского возраста формации является находка М.Ф. Жарковой в первичном залегании девонских слои в шлiffe филлита из скв. К-4 Кушевской площади, в интервале 1022-1023 м (данные из заключения А.И. Летавина к паспорту скважины). Следует отметить, что и на Воронежском массиве, который по геологической истории, составу и возрасту слагающих пород подобен Ростовскому выступу, гранито-гнейсовый субстрат в ряде пунктов трансгрессивно перекрыт маломощными пестроцветными отложениями верхнего девона.

Терригенная и терригенно-карбонатная формации нижнего-среднего карбона

Породы этой формации повсеместно распространены на Ставропольском своде и на северо-востоке Краснодарского края. В зоне Передового хребта в ряде мест они выступают на поверхность. Преимущественно развиты темно-серые и черные сланцевые толщи (аргиллиты, глинистые и филлитовые сланцы) с редкими прослоями плотных, часто окварцованных алевролитов, песчаников, а на ряде площадей - кремнистых пород и органогенных известняков. Характерной особенностью является обилие в породах формации рассеянного углистого вещества, нередко метаморфизованного до графита. В сланцах отмечалось присутствие туфогенного материала. В Песчаноокской и Ипатовской опорных скважинах зафиксированы дайки или пластовые инъекции кислых пород мезозойского возраста.

Сланцевые толщи вскрыты в пределах Краснодарского края на Терновской, Поповской, Ильинской, Кропоткинской, Кавказской, Новокубанской, Казанской, Северо-Казанской, Мирской, Армавирской и других площадях. В сопредельных районах Ставропольского края и Ростовской области каменноугольные осадки вскрыты многими скважинами. Аналогичные, но контактово-измененные породы установлены на Ульяновской и Восточно-Джалгинской площадях. Карбонатные фации вскрыты на Привольненской, Новопокровской и Алексеевской площадях.

Структура сланцев и алевролитов алевроито-пелитовая, микролепидобластовая, текстура сланцевая, реже массивная, часто плейчатая. Состав пород: основная масса сложена углисто-серицитоглинистым материалом (60-70%), кварцем (5-20%), полевым шпатом (до 5%) и мусковитом (1-3 %); вторичные минералы представлены серицитом, хлоритом, карбонатом. Из аксессуарных минералов отмечаются циркон, турмалин, апатит, ставролит, лейкоксен. По данным Ю.А. Будзинского,



Рис. 3. Структурно-геологическая схема фундамента Западного Предкавказья

Формации фундамента: 1 - молассовая пестроцветная орогенная формация верхнего карбона (?) - перми; 2 - терригенная и терригенно-карбонатная формация нижнего-среднего карбона; 3 - терригенная пестроцветная формация девона; 4 - терригенно-вулканогенная формация нижнего-среднего палеозоя; 5 - вулканогенно-терригенная формация верхнего протерозоя - нижнего палеозоя; 6 - отложения верхнего протерозоя в пределах Лабино-Малкинской зоны; 7 - гранито-гнейсовая формация верхнего архея-нижнего протерозоя на Ростовском выступе; 8 - формация орогенных гранитных плутонов верхнего палеозоя, залегающих под осадочным чехлом; 9 - аналогичные плутоны, выступающие на дневную поверхность. Прочие обозначения: 10 - шовные зоны; 11 - глубинные разломы; 12 - изогипсы поверхности фундамента (в км), Буквы на схеме: а - основные геоструктурные элементы: РВ - Ростовский выступ, ЕВ - Ейская впадина, ЛВ - Ладовская впадина, ТС - Тимашевская ступень, ЗК - Западно-Кубанский прогиб, ВК - Восточно-Кубанская впадина, ВС - Беломечетская синклиналь, КЗ - Крототкинская зона поднятий, РА - Расшеватский вал, СВ - Сальский выступ, СВ - Ставропольский свод, АН - Армави́ро-Невинномысский вал, АК - Адыгейско-Карацеевский краевой массив, ЛМ - Лабино-Малкинская зона, АВ - Адыгейский выступ, МВ - Минераловодский выступ, ПХ - зона Передового хребта, СЗК - Северо-Западный Кавказ, ДВ - Динской вал, ША - Шапсуго-Апшеронский вал; б - шовные зоны: А - Ахтырская, ПТ - Пшекишско-Тырныаузская, Кш - Кушевская; в - глубинные разломы: Нт - Новотитаровский, Бу - Бейсугский, Н - Невинномысский, Ч - Черкесский, ЗС - Западно-Ставропольский, Ср - Срединный, Кн - Канеловский, Ку - Курджипский, Ц - Цицинский. Предпалеозойские гранитоидные массивы: I - Соколовский, II - Ловленский, III - Первохерсонский, IV - Надзорненский, V - Нагутский, VI - Южно-Джалгинский, VII - Радыковский, VIII - Тугулукский, IX - Северо-Джалгинский, X - Ульяновский, XI - Привольненский, XII - Великий, XIII - Отрадненский, XIV - Тызыл-Малкинский, XV - Кисловодско-Черкесский, XVI - Андриюковский, XVII - Дагестанский, XIX - Майкопский, XX - Тульский



глинистые минералы в сланцах представлены каолинитом, гидрослюдами, реже галлуазитом. Гидрослюды развиваются за счет монтмориллонита в условиях глубинного эпигенеза. В зависимости от количественного соотношения минералов в сланцах выделяются следующие разновидности: глинисто-серицитовые, карбонатно-серицитовые, кварц-серицитовые, кварц-хлоритовые, кварц-графит-рутиловые, углисто-карбонатно-серицитовые и др.

Песчаники — от средне- до мелкозернистых разновидностей, преимущественно аркозовые, текстура их беспорядочная, иногда сланцеватая. На Привольненской площади в скв. 1 и 2 вскрыты метаморфизованные известняки, доломиты, магнезиальные скарны. Нормальная мощность карбонатной толщи 135 м. На Новопокровской площади фундамент сложен темно-серыми катаклазированными доломитами. Кроме доломитов, по данным Е.А. Акулининой, присутствует незначительное количество и других карбонатов типа сидерита или анкерита. Среди мелкозернистых доломитов встречаются линзочки и прослои, сложенные более крупными ромбовидными зернами карбоната, в которых сохранились катаклазированные окатанные обломки кварца. Широко распространены твердые битумы. Они выполняют трещинки, пропитывают ориентированные по слоистости или сланцеватости полосы, окаймляют включения кварца и проникают в него в виде прожилков.

На Алексеевской площади вскрыты темно-серые пелитоморфные слабо доломитизированные известняки с тонкими прослоями глинистых сланцев. Карбонатные породы тяготеют к зоне намечаемого субширотногo Радьковского разлома. К северу и югу от него роль карбонатов в разрезах резко сокращается. Предполагаемая гряда массивных известняков и доломитов, вероятно, имеет барьерно-рифтовую природу и в прошлую геологическую эпоху располагалась по бортам древней интрагеосинклинали.

На площадях Ульяновской и Восточно-Джалгинской вскрыты песчано-сланцево-карбонатные отложения, метаморфизованные под влиянием внедрения гранитоидных тел верхнего палеозоя. Палеозойские отложения на этих площадях представлены переслаиванием углисто-глинистых, углисто-кремнистых, известковистых сланцев, вторичных кварцитов и кварцевых порфиритоидов. По данным С.А. Богдановой и Л.В. Андрейченко, глинистые сланцы состоят из мелкочешуйчатого серицита, глинистых минералов с тончайшими прослоями углистого вещества с пиритом. В составе слюдисто-кремнистых сланцев преобладает мелкозернистый перекристаллизованный агрегат кварца, серицит, углистое вещество. Известковистые породы присутствуют в виде прослоев незначительной мощности. Кварцевые порфиритоиды — это сланцевые метаморфические породы с blastoporphiroвой гранобластовой структурой. Вкрапленники (10–20%) представлены кварцем, плагиоклазом, основная масса — перекристаллизованным кварц-плагиоклазовым агрегатом с чешуйками мусковита и биотита. Подобные породы, но менее метаморфизованные вскрыты на Краснополянской и Песчаноокопской площадях.

Породы формации подстилаются отложениями верхнего девона (Новохубанская площадь, скв. 190), перекрываются молассами верхнего

карбона – перми (площади Успенская, Южно–Радьковская) и несут следы контактового воздействия позднепалеозойских интрузий (площади Привольненская, Новокубанская, Ульяновская, Восточно–Джалгинская). Эти данные определяют стратиграфический диапазон формации: не древнее верхнего девона и не моложе верхнего карбона – перми. Возрастные пределы формации подтверждаются также данными определения фауны, спор и пыльцы. В прослоях мелкодетритусовых известняков в Песчаноокопской скважине Н.А. Редичкиным в 1986 г. были определены фораминиферы и обломки члеников криноидей турне–визейского яруса. Возраст мрамора из скв. 1 Привольненской площади определен Н.А. Редичкиным по фораминиферам как турне–ранневизейский.

Молассовая пестроцветная орогенная формация верхнего карбона (?) – перми

Позднепалеозойские пестроцветные образования в Западном Предкавказье распространены ограниченно. Они вскрыты на территории Расшеватско–Кропоткинской зоны (площади Расшеватская, Кропоткинская, Кавказская, Митрофановская, Южно–Леушковская), на северо–восточном борту Березанского вала (площадь Ленинодарская), Ясенском и Щербиновском поднятиях, на южном борту Армавиرو–Невинномысского вала (площади Советская, Бароновская, Александровская, Успенская), на северо–западном склоне Ставропольского свода (площадь Южно–Радьковская), в пределах Казино–Грачевского района (площади Казинская, Грачевская, Северо–Ставропольская) и на Сальском валу (площадь Привольненская). Синхронные пестроцветные образования повсеместно распространены в зоне Передового хребта.

Формирование пестроцветных образований связано с заключительным этапом развития герцинских интрагеосинклиналей в период их замыкания и с последующей инверсией тектонического режима. Наибольшая мощность пестроцветов в общем отмечается в осевых частях интрагеосинклиналей, на месте которых в результате позднегерцинской инверсии были сформированы положительные структуры – Расшеватский вал, Кропоткинская зона поднятий и др. Здесь породы формации представлены грубообломочной песчано–сланцевой и глинисто–карбонатной фациями.

В пермском разрезе Расшеватской площади выделяются (по А.Я. Дубинскому и Ю.А. Будзинскому) две толщи: нижняя – грубообломочная (75–100 м) и верхняя – песчано–сланцевая с прослоями конгломерато–брекчий (до 570 м). Грубообломочная толща представлена красно–бурыми конгломерато–брекчиями, содержащими обломки кремнистых пород, различных сланцев, песчаников, эффузивов, известняков, песчано–сланцевая – чередующимися пачками аргиллитов, алевролитов и песчаников с прослоями гравелитов и брекчий. Пестроцветный комплекс Расшеватско–Кропоткинской зоны распространяется к юго–востоку (Казино–Грачевская площадь) и к северо–западу (Южно–Леушковская площадь). На Южно–Леушковской площади вскрыты те же две толщи: верхняя песчано–алеврито–глинистая с прослоями гравийных конгломерато–брекчий мощностью 260 м и нижняя, сложенная крупнообломочными брекчиями,

из которых скважина не вышла (вскрытая мощность 70 м). Подстилаются пестроцветы породами верхнего протерозоя — нижнего палеозоя.

На Митрофановской и Кавказской площадях пестроцветные осадки залегают более спокойно, чем в пределах вала, и соответствуют песчано-алевроитово-сланцевой фации без прослоев конгломерато-брекчий. Мощность их достигает 100 м; подстилаются молассы здесь филлитами девона. На Лениндарской площади под осадками нижнего мела вскрыты буровато-коричневые, местами серые глинистые мергели и алевролиты перми, по которым пройдено около 50 м; подошва их не вскрыта. В породах Н.А. Редичкиным определены пермские остракоды и фораминиферы.

На Ясенском и Щербинском поднятиях, расположенных в зоне сочленения Ростовского выступа со Скифской плитой, вскрыты пестроцветные грубообломочные брекчии с подчиненными прослоями гравелитов, алевролитов и, реже, сланцев мощностью 250 м, залегающих под осадками нижнего мела. Обломки брекчии представлены кварцитами, песчаниками, алевролитами, филлитами и кристаллическими породами. Песчаники и алевролиты по составу аркозовые, с поровым или порово-пленочным кремнисто-карбонатным цементом.

На южном крыле Армавиرو-Невинномысского вала пестроцветные образования распространены в виде узкой прерывистой полосы вдоль Невинномысского разлома. Они представлены чередованием прослоев полимиктовых гравелитов, песчаников и алевролитов, содержащих переотложенные обломки вулканогенных пород. Мощность пачки достигает 100 м. Подстилаются красноцветы филлитами девона (Советская и Бароновская площади) или осадками нижнего карбона (Успенская площадь).

Формация орогенных гранитных плутонов верхнего палеозоя

В настоящее время в Западном Предкавказье бурением вскрыто 20 гранитоидных массивов кроме магматических тел, выступающих на дневную поверхность на северном склоне Кавказа.

Основные геологические сведения о гранитоидных телах Скифской плиты приведены в табл. 2.

В современном тектоническом плане интрузивные тела локализуются главным образом в приподнятых блоках эпигерцинского фундамента — сводовых поднятиях, валах, краевых массивах и их выступах и, как правило, тяготеют к периферии этих структурных элементов. В свою очередь, структурные элементы с гранитоидными ядрами довольно четко контролируются позднепалеозойской тектонической зональностью северо-западного или субширотного простирания. Так, Армавиرو-Невинномысский вал и Кропоткинская зона локальных поднятий, в которых зафиксированы проявления позднепалеозойского интрузивного магматизма, очевидно, представляют единую герцинскую геоантиклиналь, прослеживающуюся до берегов Азовского моря.

К погребенному Шапсуго-Апшеронскому валу, являющемуся, по-видимому, северо-западным продолжением Передового хребта (Корнеев, 1970), приурочены массивы Руфабговский, Даховский, Дагестанский, Тульский и Сахрайский. Подобные массивы могут встречаться и к северо-западу от Дагестанского интрузива. К восточному окончанию Динского вала приурочены массив Великий и, возможно, Майкопский. Предположительно намечаемая Грачевско-Благодарненская зона поднятий, на склонах которых вскрыты (или предполагаются по геофизическим данным) гранитоиды, являются восточным продолжением Расшеватского вала (рис. 4).

В пределах Кисловодского блока, где не выделяются домезозойские линейно вытянутые положительные структуры, интрузивы размещены в узлах пересечения разломов. Не является исключением из правила и присутствие гранитоидов в Беломечетской синклинали (Отраденский массив) на южном борту и в западной части Маныч-Гудиловского прогиба (Северо-Джалгинский и Ульяновский массивы). Эти структурные зоны в позднегерцинскую эпоху представляли области поднятий.

Интрузивные тела контролируются или субширотными, или субмеридиональными разломами. Часто они приурочены к узлам пересечения этих разломов.

Блоковое строение фундамента обусловило различную степень эродированности интрузивных тел. В одних случаях интрузивы денудированы на несколько сотен метров (массивы Дагестанский, Майкопский, Тызыл-Малкинский, Радыковский), в других обнажились лишь апикальные части плутонов, о чем свидетельствуют сохранившиеся локальные останцы вмещающих пород небольшой мощности (Соколовский и Надзорненский массивы) или присутствие жильных дериватов поздней магматической стадии (массивы Даховский, Тульский, Великий, Южно-Джалгинский).

На Адыгейском выступе и Динском валу магматические тела представлены преимущественно биотитовыми и двуслюдяными розовыми гранитами и гранодиоритами. На Армави́ро-Невинномысском валу значительно распространены биотитовые и роговообманковые розовые кварцевые диориты. В северных районах Предкавказья преобладают серые биотитовые, реже роговообманковые гранодиориты и кварцевые диориты. Тульский массив сложен зеленовато-розовыми гранодиоритами и лейкократными слюдяными гранитами, а массив Великий — розовыми грейзенированными пегматоидными гранитами. Привольненский массив, секущий карбонатную толщу карбона, представлен меланократовыми биотит-роговообманково-пироксеновыми кварцевыми диоритами. Материалы изучения гранитоидов равнинной части Предкавказья свидетельствуют о формировании их в две магматические фазы. Комагматические эффузивные аналоги описанных гранитоидов известны лишь в горной части Кавказа — в толстобугровской (средний карбон) и в киньрдчатской свитах (нижняя пермь).

¹ Восточное продолжение Тузлов-Манычского прогиба.

Геотектоническая приуроченность и абсолютный возраст
позднепалеозойских гранитоидных тел Предкавказья

Гранитоидные массивы	Геотектоническая приуроченность	Абсолютный возраст гранитоидов, млн. лет	Относительный возраст пород	
			вмещающих интрузивы	перекрывающих интрузивы
1	2	3	4	5
Соколовский	Кропоткинская зона поднятий	251 ± 15 (М.М. Рубинштейн, АН Груз. ССР)	D ₃ -C ₁ и	J ₁ и Cг ₂
Ловлинский		-	C ₁	J ₁
Первохерсонский	Армавино-Невинномысский вал	-	Pz ₁₋₂ и D ₃ -C ₁	Cг ₁
Надзорненский		280 (С.С. Сардаров, Дагестанский филиал АН СССР)	D ₃ -C ₁ C ₁	Cг ₁₋₂
Нагутский		-	C ₁	J ₃ -Cг ₁
Южно-Джалгинский	Северо-западный борт Ставропольского свода	Гранит - 295; пегматит - 180; аляскит - 175, 245 (В.И. Коротенко, СевКавНИИгаз)	C ₁	Cг ₂
Радьковский		275 (ВСЕГЕИ, А.Я. Дубинский)	C ₁	Cг ₁
Тугулуковский	Расшеватский вал	185,220 (В.И. Коротенко, СевКавНИИгаз)	C ₁	Cг ₁
Северо-Джалгинский	Южный склон Тузлов-Маньчского прогиба	Аляскит - 245; 175 (В.И. Коротенко, СевКавНИИгаз)	C ₁	Cг ₁
	Западная часть	245 (С.С. Сардаров, Дагестанский филиал АН СССР)		

Таблица 2 (окончание)

1	2	3	4	5	
Ульяновский	Тузлов-Манычского прогиба	Гранит. По валу, среднее из пяти проб - 242; по биотиту среднее из восьми проб - 195, по калишпату - 220. Диабаз. По калишпату - 235 (В.И. Коротенко, СевКавНИИ-газ)	C ₁	Cr ₁₋₂	
Привольненский	Сальский выступ	250-270 (А.Я. Дубинский, ВСЕГЕИ)	C ₁	Cr ₁ , P ₂ (?)	
Великий	Динской вал	-	?	Cr ₁	
Отраденский	Восточная периклиналь Беломечетской синклинали	-	Pz ₁₋₂	J ₁	
Тызыл-Малкинский	Бечасынский блок Северо-Кавказского краевого массива	250-280 по данным многочисленных анализов (Г.Д. Афанасьев, ИГЕМ)	Pt ₃ -Pz ₂	J	
Кисловодско-Черкесский	Северная часть Лабино-Малкинской зоны	То же	Pt ₃ -Pz ₂	J	
Андрюковский	То же	"	D ₂	J ₁	
Дагестанский	Шапсуго-Апшеронский вал	260-280 по калишпатам, 286-302 по слюдам (Г.Д. Афанасьев, ИГЕМ)	Pz ₁₋₂	Cr ₁ -T	
Майкопский	Адыгейский выступ	Динской вал	-	-	
Тульский	-	-	236-255 (Г.П. Багдасарян, АН Арм ССР)	Pz ₁₋₂	J ₁

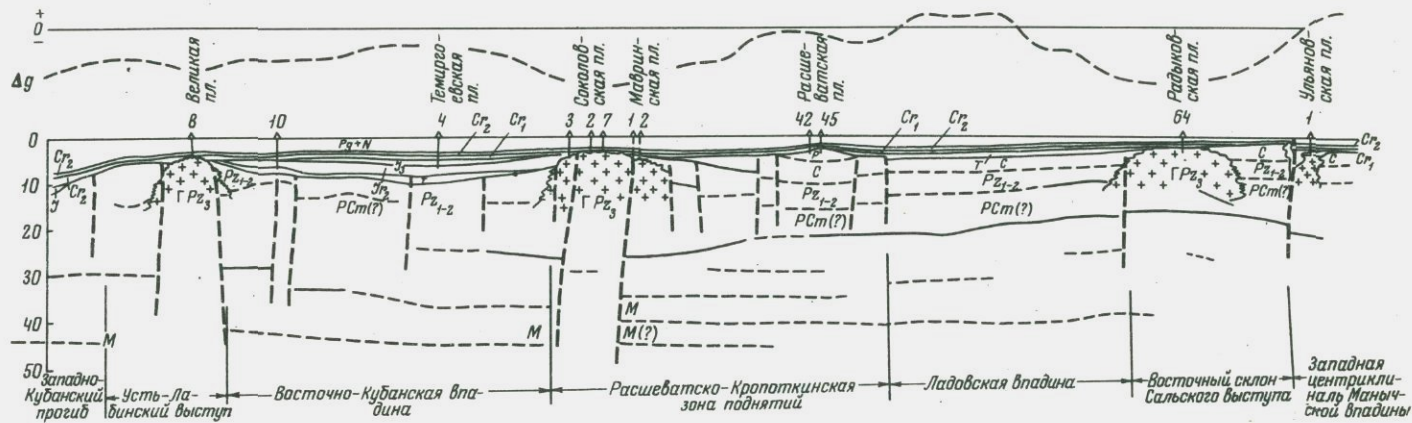


Рис. 4. Геолого-геофизический профиль через интрузивные массивы Великий, Соколовский, Радковский

Верхний возрастной предел интрузии устанавливается по трансгрессивному перекрытию гранитоидов осадками от верхнего мела до триаса в равнинной части Предкавказья и до верхнего карбона в горной части, а также по присутствию галек гранитоидов в нижнепермских отложениях в зоне Передового хребта. Нижний предел фиксируется по следам контактового воздействия магмы на осадки нижнего карбона (площади Привольненская, Новокубанская, Ульяновская) или по внедрению гранитоидов в отложения среднего карбона (горная область). По-видимому, формирование гранитоидов происходило в стратиграфическом диапазоне от среднего карбона до триаса. Все геологические данные — условия залегания, возраст, состав и морфология тел — свидетельствуют о том, что рассмотренные гранитоиды являются единой формацией орогенных плутонов, сформировавшихся одновременно с верхнелалеозойской структурой региона.

Формация кор выветривания

В кровле фундамента под влиянием гипергенных процессов повсеместно развита кора выветривания. Наиболее мощная и лучше проработанная кора развита в кровле гранито-гнейсов на Ростовском выступе и гранитоидов Скифской плиты. Кристаллические породы при выветривании дезинтегрируются гранулярно или глыбово с образованием остаточных и переотложенных кор. Первые в верхней части разреза обычно представляют рыхлую или уплотненную дресву. Вниз она сменяется брекчиевидными и трещиноватыми, а затем плотными породами субстрата. Мощность коры выветривания колеблется от единиц до нескольких десятков метров. Наибольшая мощность отмечается на склонах и у подножий погребенных поднятий. Коры, развитые по глинистым и метаморфическим сланцам, имеют небольшую мощность и плохо проработаны.

ТЕРРИГЕННАЯ И ТЕРРИГЕННО-КАРБОНАТНАЯ ФОРМАЦИИ ТРИАСА

Отложения триаса Северного Кавказа стали детально изучаться с начала XX столетия, когда В.И. Воробьев впервые исследовал их в междуречье Лаба – Белая. Собранный им полевой материал был обработан Ф.Н. Чернышевым и А.А. Борисяком, установившими верхнетриасовый возраст красных известняков и подстилающих аргиллитов, обнажающихся в верховьях рек Лабы и Сахрая. Однако первая схема стратиграфии триасовых отложений была дана В.Н. Робинсоном.

В северных и центральных районах Западного Предкавказья отложения триаса вскрыты многими разведочными скважинами. До 1962 г. их условно относили к палеозою. Лишь после находок фауны на ряде площадей Ейско-Березанского района были выделены средний и верхний триас; распространение, стратиграфия и литофации их изучены в основном местными геологами (Г.М. Аладатовым, А.А. Шиманским, К.О. Ростовцевым, А.Н. Шардановым и др.).

Отложения триаса на северном склоне Кавказа и в равнинной части Западного Предкавказья формировались в различных палеотектонических и палеогеографических условиях. Соответственно они имеют различный вещественный состав и образуют две формации: терригенно-карбонатную и терригенную. Терригенно-карбонатная формация включает все отделы триаса и распространена в южной части Предкавказья и на северном склоне Кавказа – в западной части зоны Передового хребта; ее мощность 1000–1300 м. Терригенная формация распространена севернее, на большей части Западного Предкавказья; ее вскрытая мощность 2000–3000 м.

Терригенно-карбонатная формация

Терригенно-карбонатная формация залегает трансгрессивно на разновозрастных породах герцинского фундамента. Почти всюду разрез триаса начинается с нижнего отдела, в подошве которого отмечаются базальные конгломераты. Отложения формации перекрываются образованиями юры трансгрессивно, с угловым несогласием. Триас северного склона обнажается в основном на междуречье Малой Лабы – Белой. В районе пос. Никитино базальные слои триаса (конгломераты, песчаники и гравелиты полимиктового состава) залегают на отложениях терригенно-карбонатной формации верхней перми, а выше по реке – на молассовой формации нижней перми. По р.Уруштен обнажа-

ется контакт массивных известняков индского яруса с гранитоидами верхнего палеозоя и ультраосновными интрузивными образованиями среднего палеозоя.

Самыми западными пунктами на северном склоне Кавказа, где вскрыты образования триаса, являются Дагуакская и Дагестанская площади. В других пунктах, где отмечаются выступы палеозойского фундамента, отложения триаса представлены главным образом площадчатыми известняками, несогласно залегающими либо на известняках верхней перми (Каменноостская площадь), либо на палеозойских гранитоидах (Дагестанская площадь, Даховский и Руфабговский массивы).

Соотношение описываемой формации с перекрывающими отложениями наблюдается в ряде естественных обнажений и искусственных горных выработок. Почти повсеместно в области Передового хребта (Бамбакское нагорье, реки Бугунжа, Малая Лаба, пос. Никитино) базальные горизонты лейаса залегают на отложениях триаса, в основном на норийских, обрамляя сводовые части структуры. Западнее на карбонатные породы верхнего триаса налегают базальные грубообломочные породы лотаринга (балки Ставропольская, Уздычин, реки Ходзь и Сахрай). К северу от Передового хребта в среднеюрском (Ахметовском) прогибе осадки триаса также перекрыты лотарингскими отложениями.

На крыльях поднятий Руфабго и Мишоко, возможно Губском, и к западу от них, на Красно-Дагестанском поднятии, осадки формации перекрываются образованиями лейаса. Местами триасовые отложения перекрываются келловеем (западное окончание Даховского массива, центральные части складок Руфабго и Мишоко и др.). Из описания характера соотношений нижней и верхней границ видно, что они крайне непостоянны и отражают тектонические условия, при которых развивался триасовый бассейн. Выполняющие его триасовые отложения носят черты субплатформенных образований, формирование которых происходило в мобильных тектонических условиях, способствующих накоплению в основном грубообломочного материала.

Южная граница распространения терригенно-карбонатной формации контролируется, по всей вероятности, Пшекишско-Тырныаузской шовной зоной, северная граница проходит южнее Черкесского разлома, где триас не обнажается; на востоке - в бассейне р. Лабы, отложения формации срезаются осадками юры, залегающими на палеозойском фундаменте. На западе осадки формации, вероятно, прослеживаются в область Западно-Кубанского прогиба, о чем свидетельствует наличие норийских известняков в разрезе Дагестанской площади.

Терригенно-карбонатная формация выполняет крупный перикратонный прогиб, заложившийся на гетерогенном палеозойском субстрате по нижнему краю эпипалеозойской платформы вдоль границы с Кавказской геосинклиналью в раннем триасе. Осадки же северной терригенной формации отлагались в Ейской и Ладовской древнекеммерийских впадинах, ограничивавших с юга Русскую платформу. Соотношение южной терригенно-карбонатной и терригенной формации триаса пока не совсем ясно. По-видимому, они разделены сравнительно

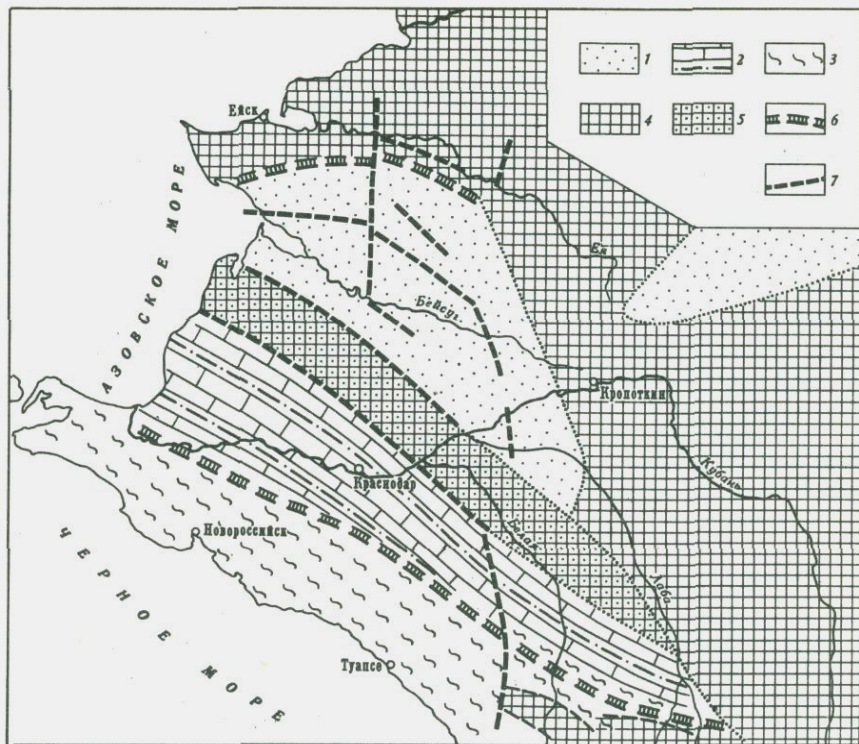


Рис. 5. Схема фашиально-тектонической зональности триасовых отложений

1 - терригенная формация триаса; 2 - терригенно-карбонатная формация триаса; 3 - сланцевая формация триаса (Большой Кавказ); 4 - области отсутствия формаций триаса; 5 - область отсутствия или сокращенных мощностей триасовых сложений; 6 - краевые шовные зоны, 7 - установленные и предполагаемые крупные разрывы

узкой широтной зоной древних поднятий, простирающейся от Майкопской площади вдоль Тимашевской ступени, где отложения триаса или отсутствуют, или присутствуют локально. Таким образом, если терригенно-карбонатная формация отлагалась в зоне подвижного края платформы, то осадки терригенной формации формировались в грабенообразной впадине, приуроченной к системе разломов, протягивающихся вдоль северного и восточного краев Тимашевской ступени и по южной границе Ростовского выступа (рис. 5).

Литофашиальный состав триасовых отложений на Северном Кавказе отражает ряд изменений в тектоническом режиме, климате и ландшафте. Здесь выделяются три подформации: нижняя карбонатная, песчано-глинистая и верхняя карбонатная.

Нижняя карбонатная подформация

Эта подформация начинается кремовыми органогенными и, в меньшей степени, обломочными известняками брекчиевидного строения; мощность этой толщи в бассейне р. Малой Лабы достигает 100–120 м. Сланцевато-известняковая и песчано-мергельная литофации оленекского и анзийского ярусов имеют меньшее распространение по площади, чем подстилающая их толща. Они представлены серыми пелитоморфными известняками плейчатой текстуры мощностью до 170 м. Верхняя часть подформации (анзийский ярус) слагается слюдистыми известковистыми аргиллитами с прослоями песчаников в основании толщи и плитчатых известняков в кровле. Мощность подформации достигает 550 м, в северном направлении она сокращается до 150–180 м (южнее станицы Каменноостской).

В начале среднего триаса карбонатная подформация постепенно сменяется терригенными фациями ладинского и карнийского ярусов, образующих песчано-глинистую подформацию.

Песчано-глинистая подформация

В бассейнах рек Малой Лабы и Сахрая осадки подформации начинаются горизонтом конгломератов, выше которого залегают известковые аргиллиты с прослоями песчаников и сланцев; мощность толщи колеблется в пределах 100–200 м. Заканчивается подформация толщей карнийских аргиллитов с прослоями сидеритов, песчаников и гравелитов; мощность этой части подформации – 100–200 м.

В бассейне р. Белой (район станиц Даховской и Новопрехладной) в ладинской части разреза появляется флишоидная свита переслаивающихся зеленоватых аргиллитов и алевролитов, в нижней части которой отмечаются "рухляковые" аргиллиты и пласты песчаников мощностью от 0,10 до 2,0 м. Песчаники кварцево-полимиктовые, разнозернистые, переходящие в подошве яруса в гравелиты; мощность флишоидной свиты около 300 м. Карнийская часть подформации имеет мощность около 80 м; она состоит из частого переслаивания аргиллитов, алевролитов и песчаников.

Верхняя карбонатная подформация

Верхняя подформация норийского возраста начинается с трансгрессивной пачки конгломератов мощностью от 5 до 40 м. Карбонатная подформация развита главным образом в зонах поднятий. Толща массивных серых и кремоватых органогенных и органогенно-обломочных известняков обнажается в междуречье Малой Лабы – Белой (Тхачский антиклинорий). Мощность рифовых образований в бассейне р. Малой Лабы составляет 60–80 м, а в бассейне р. Ходзь достигает 400–500 м. Рифовые образования представлены сильно перекристаллизованными

известняками и доломитами различной окраски — от светло-серой и розовой до красной. Кроме того, здесь отмечаются пелитоморфные, кристаллические и брекчиевидные известняки.

Севернее отложения норийского яруса (?) вскрыты на Дагестанской площади. Они залегают на глубине около 2000 м под аргиллитами нижней юры и выражены серыми и розовыми криптокристаллическими и органогенно-обломочными кавернозными известняками и доломитами; вскрытая мощность известняков составляет 110 м. Сопоставление разрезов известняково-доломитовой фации норийского яруса показывает, что в северном направлении происходит смена морских карбонатных образований терригенными.

Анализ литофаций и мощностей позволяет заключить, что триасовые отложения, развитые на северном склоне Западного Кавказа, образуют сложно построенный структурный этаж киммерид. Они формировались в сравнительно узком прогибе (до 25 км в поперечнике), имеющем субширотное простираие.

Терригенная формация

Верхнетриасовые отложения на севере эпигердинской платформы впервые установлены на Березанской площади в 1958 г., где в керне, поднятом с глубины 2647–2655 м, были обнаружены норийские пелещиподы. Среднетриасовые (анизийские) отложения фаунистически доказаны также на Староминской площади, сходные по составу породы были встречены на Ленинградской и Леушковской площадях.

Отложения верхнего триаса установлены бурением на Бейсугской, Брюховецкой, Каневской, Челбасской, Березанской, Усть-Лабинской, Двубратской, Некрасовской и Великой площадях. Полная мощность осадков формации нигде не установлена, а вскрытая бурением мощность превышает 2 км. Учитывая данные сейсмического зондирования, можно допустить, что общая мощность терригенных осадков триаса в Ейско-Березанском районе составляет 2500–3000 м. Средне- и верхнетриасовые отложения почти на всех поднятиях трансгрессивно перекрыты комплексом базальных образований альба, и лишь на Бейсугской площади на породах триаса залегают породы зоцена; в депрессионных зонах появляются юрские осадки (Копанская, Ирклиевская синклинали и Восточно-Кубанская впадина). Накопление песчано-глинистых пород рассматриваемой формации происходило в Ейско-Березанском грабе-нообразном прогибе, в условиях интенсивного погружения.

Изучение особенностей строения триасового комплекса показало, что характерным для рассматриваемых отложений является различная степень дислоцированности; углы падения варьируют от 5–10 до 70–80°, причем крутые углы большей частью приурочены к зонам разломов, где отложения триаса представлены сланцеватыми аргиллитами, местами несущими следы смятия. Осадки юры и мела залегают на описываемой формации с угловым и стратиграфическим несогласием, но обычно наследуют структуру эрозионно-тектонической поверхности триаса.

Отложения среднего триаса сложены песчаниками и темно-серыми известковистыми аргиллитами с прослоями мелкогалечных конгломератов, отмечаются прослой конгломератов и гравелитов. Мощность отдельных пачек песчаников достигает 50–100 м, аргиллитов – 100–120 м, а пластов конгломерата и гравелита – 3–5 м. Песчаники полимиктовые и аркозовые, мелкозернистые, плохо отсортированные, неяснослоистые и массивные; сложены они в основном кварцем (20–25%) и полевым шпатом (35–40%). Цементирующим материалом служит раздробленный и частично измененный (серицитизированный) полевой шпат. Конгломераты и гравелиты также плохо отсортированы, галька состоит из кремней темного цвета, белого кварца и буровато-серого известняка. Цемент известковый с примесью алевритового материала. В аргиллитах отмечаются прослой обуглившихся растительных остатков с редкими стяжениями пирита. Нередко аргиллиты образуют линзовидные включения в песчаниках.

В аргиллитовой толще верхнего триаса песчаные горизонты имеют незначительное развитие. Представлены они прослоями (мощностью 20–25 см) полимиктовых песчаников и алевролитов с известковым цементом. Встречаются прослой кварцита (Бейсугская площадь).

Вулканогенные образования в триасе установлены на Челбасской, Крыловской, Брюховецкой и Березанской площадях. Они представлены сильно измененными карбонатизированными и серицитизированными кварцевыми порфирами, кварцевыми плагиоклазовыми порфиритами и спилитами. Эффузивные тела характеризуются небольшой мощностью, залегают, вероятно, в виде покровов и линзовидных тел в толще аргиллитов, алевролитов и песчаников. В Ейско-Березанском районе эффузивы развиты в виде широкой полосы меридионального простирания, включающей Брюховецкую, Челбасскую и Крыловскую площади и совпадающей в плане с развитием вулканических пород в среднеюрских (Сердюковская площадь) и нижнемеловых отложениях. Пирокласты среди эффузивных образований триаса отсутствуют.

ТЕРРИГЕННАЯ ФОРМАЦИЯ НИЖНЕЙ – СРЕДНЕЙ ЮРЫ

В ранне–среднеюрское время в Западном Предкавказье формировались морские терригенные отложения. Они разделяются на две формации: терригенную (платформенную), распространение которой ограничивается территорией Западного Предкавказья и северным склоном Большого Кавказа, и терригенно–сланцевую (геосинклинальную), развитую в пределах южного склона и центральной части Большого Кавказа.

Условия седиментации были довольно однородны, лишь в прибрежных зонах отлагались грубообломочные фракции. Однако некоторые специфические черты осадков позволяют выделить в разрезе терригенной формации две подформации (табл. 3).

Нижняя подформация объединяет отложения лейаса, наиболее древние из которых – лотаринг–синеморские – развиты лишь в бассейне р.Лабы. На остальной части северного склона и в Западном Предкавказье развиты песчано–глинистые осадки, включающие слои карикса, домера и тоара. По северо–восточному борту Восточно–Кубанской впадины разрез подформации сокращен за счет частичного выпадения отложений карикса и в значительной мере – домера. В междуречье Кубани – Зеленчука слои среднего лейаса, включающие пластовые тела вулканогенных пород, образуют эпипаралическую толщу.

Отложения ааленского, байосского и батского ярусов, выжатые толщей глин с сидеритами и редкими пачками песчаников, слагают глинисто–песчано–сидеритовую подформацию.

Изучение юрских отложений началось с конца прошлого столетия. Большой вклад внесли исследования В.П. Ренгартена, И.И. Никшича, В.Н. Робинсона, В.Ф. Пчелинцева, Л.А. Варданыца, Г.Е. Пилюченко, Г.Я. Крымгольца, И.Г. Кузнецова. Геологической истории юры посвящены работы В.В. Белоусова, В.Е. Хаина, Л.Н. Леонтьева, И.В. Кирилловой и А.А. Сорского и др.

По стратиграфии, тектонике и нефтегазоносности рассматриваемых образований в пределах Краснодарского края обобщения сделаны коллективом геологов КФВНИИнефть под руководством А.Н. Шарданова (С.И. Горлов, А.И. Дьяконов, К.О. Ростовцев).

В Западном Предкавказье образования формации выполняют ранне–мезозойскую зону перикратонного прогибания, активно развивавшуюся с триаса. Наиболее интенсивное накопление отложений формации было приурочено к трем крупным зонам прогибания: Ахметовской (средне–юрской), Восточно–Кубанской и, вероятно, Западно–Кубанской (рис.6).

Литофациальная характеристика формаций
нижней – средней юры

Подформации			
Нижняя эпипаралическая песчано-глинистая (нижняя юра)		Верхняя глинисто-песчано-сидеритовая (средняя юра)	
Фации	Литофациальный состав	Фации	Литофациальный состав
Лотаринг-синемюрские морские	Конгломераты, песчаники, аргиллиты (верриютский горизонт)	Аален-байосские морские	Глины аргиллиты с сидеритами и песками с прослоями песчаников и алевритов, криноидные известняки и прослой конгломератов
Карикс-домер-тоарские морские и эпипаралические	Криноидные известняки, песчано-глинистые осадки, вулканогенные образования и угленосные отложения	Батские морские и эпиконтинентальные	Глины с сидеритами. Глины с сидеритами и пачками песчаников с обугленным растительным детритом

В центральной части Западного Кавказа и на южном склоне его формировались песчано-глинистые литофации терригенно-сланцевой геосинклинальной формации. Границей между областями платформенного и геосинклинального режимов седиментации служили шовные зоны-Пшекишско-Тырныаузская и Ахтырская с серией поднятий кордильерного типа, расположенных вдоль них на южном подвижном краю платформы.

В Восточно-Кубанской впадине в течение нижней и средней юры формировалась толща глинистых осадков. Максимальная мощность (около 2000 м) предполагается в Курганинской и Беломечетской мегасинклиналях. Значительное поглубение отложений в связи с близостью Ставропольского, а также Ейско-Березанского и Расшеватского источников сноса отмечается в пределах западного и северо-восточного

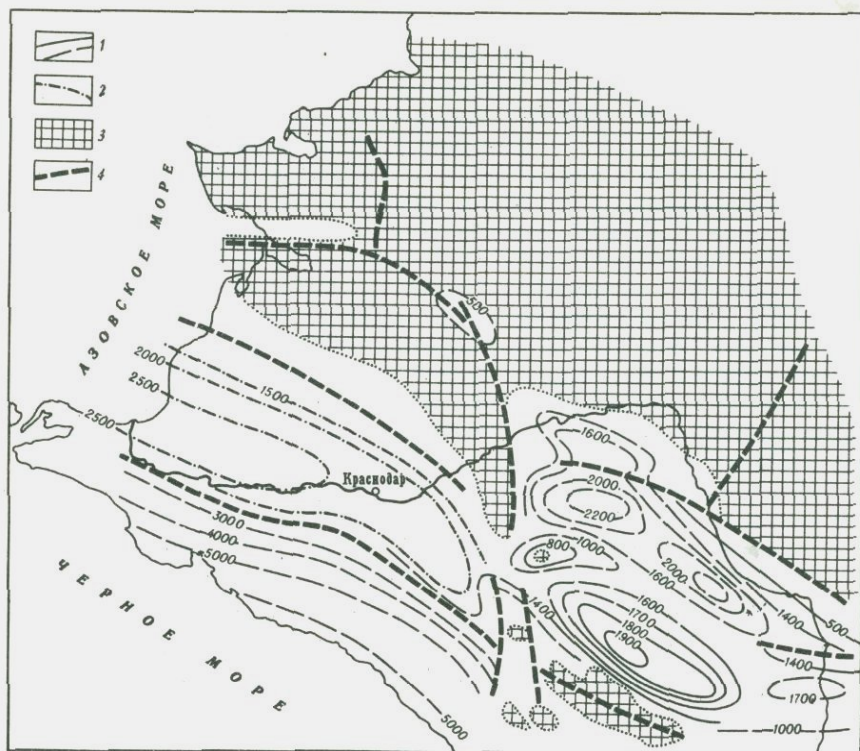


Рис. 6. Схема мощностей ниже-среднеюрских отложений

1 - изохипсы установленные и предполагаемые; 2 - изохипсы по геолого-геофизическим данным; 3 - области отсутствия ниже-среднеюрских отложений, 4 - разрывы

бортов впадины (Северо-Ладжская, Юбилейная, Ловленская, Советская, Трехсельская, Южно-Советская площади).

По аналогии с Восточно-Кубанской впадиной в Западно-Кубанском прогибе, по-видимому, накапливались глинистые осадки с подчиненным количеством песчаных пород. В центральной части Западно-Кубанского прогиба максимальная мощность формации по геофизическим данным условно оценивается в 2500-3000 м.

Для отложений формации характерно повсеместное трансгрессивное залегание. В различных структурно-фациальных зонах они ложатся своими разными частями на триасовые или палеозойские образования. В области выхода отложений на дневную поверхность в пределах Адыгейско-Карачаевского массива лотаринг-карикские и домерские отложения трансгрессивно перекрывают слои триаса (реки Сахрай, Ходзь, Малая Лаба), перми, карбона (реки Большая Лаба, Киша, Белая) или гранитоиды верхнего палеозоя (Даховский, Руфабговский и отчасти Шибанский массивы). Наиболее интенсивно эродированы ядра поднятий

там, где осадки подформации залегают на кристаллических породах (Даховский массив, Майкопская, Урупская, Черкесская, Чайкинская и другие складки). В северном направлении происходит сокращение нижних частей юрского разреза. Начиная с Фроловско-Черкесской¹ и Майкопско-Ярославской (условно выделяемой) антиклинальных зон из разреза частично выпадают лотаринг-карикские и домерские образования, причем последние сохраняются лишь в синклиналиях.

На большей части Западного Предкавказья отложения формации перекрываются полифациальными осадками верхнеюрской формации. По бортам впадин и в пределах Адыгейско-Карачаевского массива келловейские отложения залегают трансгрессивно. Наибольшая интенсивность размыва наблюдается на локальных поднятиях. На Адыгейском выступе келловей перекрывает тоарские и байосско-ааленские отложения (Дагестанская, Тульская, Севастопольская и другие площади). Аналогичные соотношения формации с перекрывающими верхнеюрскими осадками наблюдаются на структурах Фроловско-Черкесской антиклинальной зоны, а также в Хадьженском районе.

В пределах северо-восточного и западного бортов Восточно-Кубанской впадины, а также на южном крыле Армавири-Невинномысского вала и в Ейско-Березанском районе на породах формации залегают осадки нижнего мела.

Нижняя песчано-глинистая подформация

Нижнеюрский комплекс, развитый в междуречье Кубани — Зеленчука, включает песчано-глинистую эпипаралическую подформацию. К западу от р.Урупа осадки последней утрачивают эпипаралический характер; здесь они представлены морскими литофациями.

В бассейнах Зеленчука и Кубани осадки нижней подформации выражены прибрежно-морскими фациями с пластами углей и пластовыми телами вулканогенных образований. Подформация, по И.Р. Кахадзе, делится здесь на три свиты: нижнюю, среднюю продуктивную и верхнюю.

Нижняя свита складывается главным образом разнозернистыми песчаниками кварцевого состава с пластовыми конкрециями сидеритов. Песчаники образуют пласты мощностью от 3 до 10 м и имеют хорошо выраженную косую слоистость. Прослой углей (0,2-1,2 м) приурочены к продуктивной свите и залегают среди аргиллитов, алевролитов и глинистых песчаников кварцево-полевошпатового состава. Верхняя свита сложена грубослоистыми песчаниками с редкими сидеритовыми прослоями. Эпипаралическая подформация в бассейне р.Кубани имеет мощность не менее 700-750 м, западнее, к р.Большой Зеленчук, угленосная часть свиты замещается нормально-морскими осадками.

Вулканогенные образования основного и среднего состава в карикской части подформации, обнажающейся по рекам Теберде и Кубани, представлены линзовидными пластовыми телами андезитовых и анде-

¹ Южный блок Черкесского разлома.

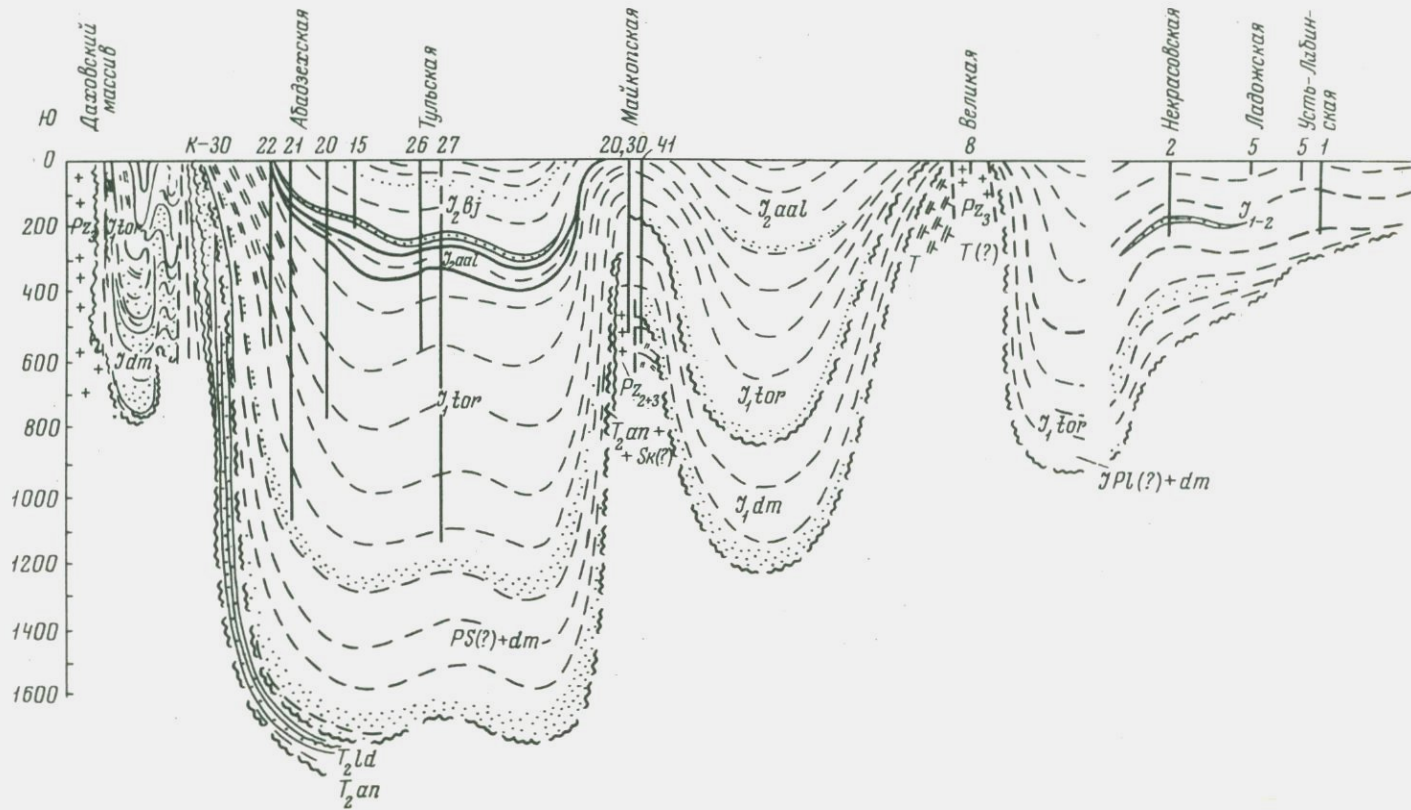
зито-базальтовых порфиритов и их туфов мощностью от 50 до 130 м. Они слагают так называемую шоанскую свиту. Пласты эффузивов разделяются толщами переслаивания песчаников и аргиллитов. Метаморфизм в осадочных породах на контакте с эффузивами не фиксируется. Вулкано-генные образования достигают наибольшего развития на водоразделе между реками Большой Шоаной и Тебердой, а в бассейне Большого Зеленчука они уже не встречаются.

Отложения песчано-глинистой подформации нижней юры, развитые к западу от р.Большого Зеленчука и к северу от Фроловско-Черкесской антиклинальной зоны (южнее Черкесского разлома), включают в основном слои тоара, домера и верхи карикса. Наибольшая мощность ее от 1500 до 1800 м фиксируется в бассейнах рек Белой, Лабы и Урупа. Прибрежно-морские осадки подформации, представленные преимущественно песчаными и алевроито-глинистыми литофациями, наибольшее развитие получают в домере и в среднем тоаре южной части Адыгейско-Карачаевского массива. Северо-западнее р.Лабы наблюдается фашиальное замещение песчано-глинистых осадков глинистыми и глинисто-алевритовыми (Баракаевская и Тульская площади).

В подошве нижнеюрской подформации присутствует карикский горизонт органогенно-обломочных и криноидных конгломератовидных известняков мощностью от 2 до 10 м, переходящих к подошве в конгломерат известняково-полимиктового состава. Выше залегает толща темно-серых аргиллитов с конкрециями сидеритов и прослоями песчаников, в средней части которой расположен горизонт "ахызьрта", представленный песчаниками. Слагается он линзовидными пачками массивно-слоистых кварц-полевошпатовых песчаников общей мощностью 80-150 м, разделенными пластами темно-серых аргиллитов мощностью в среднем от 10 до 20 м. Горизонт распространен в междуречье Урупа-Ходзи. В северном направлении от р.Ходзи песчаники выклиниваются, замещаясь глинистыми и алевроито-глинистыми литофациями.

Верхняя, тоарская, часть подформации имеет более глинистый состав и сложена аргиллитами с конкрециями сидеритов и редкими пачками песчаников и алевролитов. В среднем тоаре, имеющем на западе мощность до 450 м, песчаные литофации получают наибольшее развитие в междуречье Малой Лабы - Белой, выклиниваясь на правобережье р.Малой Лабы. В верхнетоарских образованиях песчаные горизонты мощностью до 20 м отмечаются в междуречье Большого Зеленчука - Кубани. На западе, в бассейне р.Белой, мощность тоарской толщи с песчаниками составляет 600-700 м.

На Адыгейском выступе и в Восточно-Кубанской впадине разрезы песчано-глинистой подформации в общем сходны с описанными выше (по естественным обнажениям). Наблюдается лишь некоторое уменьшение количества песчано-алевритовых пород на Адыгейском выступе. Так, на Майкопской площади общая мощность песчаных образований подформации не превышает 60 м. Вместе с тем возрастает мощность глин, особенно в верхней части разреза в погруженной зоне впадины (до 700-800 м). В западной части Адыгейского выступа - в Ширвано-Дагестанском районе - мощность осадков подформации, имеющей здесь преимущественно глинистый состав, составляет более 500 м. В гли-



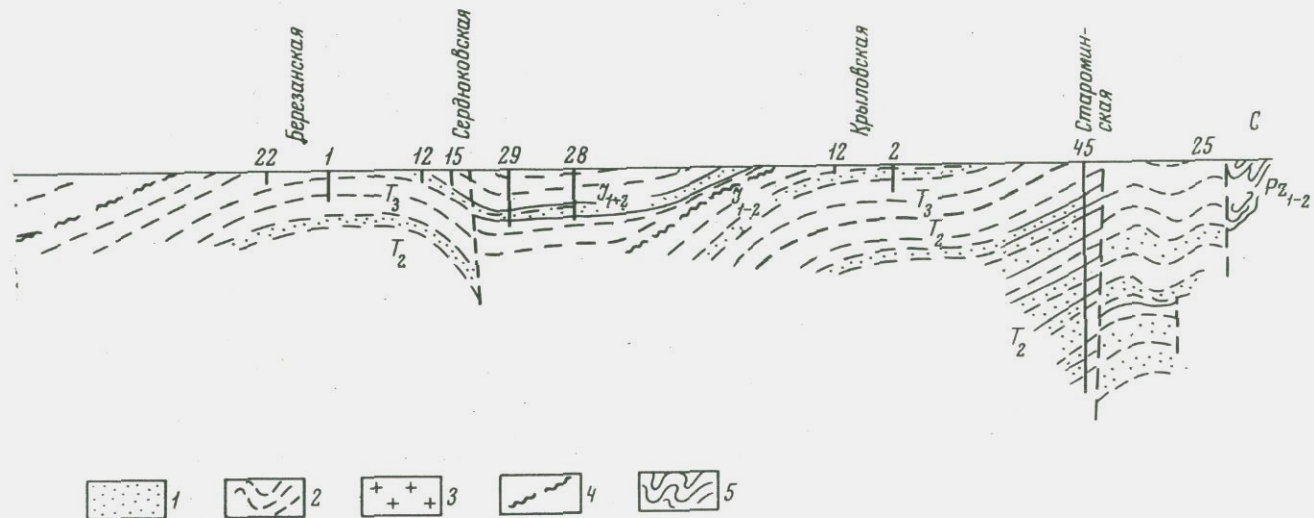


Рис. 7. Литофациальный разрез отложений триаса и нижней - средней юры

1 - песчаники; 2 - аргиллиты; 3 - гранитоиды; 4 - стратиграфическое несогласие; 5 - кристаллические сланцы

нистой толще присутствуют редкие прослои песчаников, алевролитов и сидеритов. В центральной части ряда поднятий отложения подформации размыты, и в ядрах под среднеюрскими или более молодыми слоями залегают либо палеозойские, либо триасовые породы (Красно-Дагестанское, Майкопское, Урупское и другие поднятия).

В пределах северного борта и центральной части Восточно-Кубанской впадины песчанность нижнеюрской подформации увеличивается. Вместе с тем мощность подформации уменьшается за счет выпадения из разреза карикских и, отчасти, домерских образований. На Лавинской, Нововладимирской, Советской, Южно-Советской, Трехсельской и других площадях суммарная мощность песчаников (без глинистых прослоев) изменяется от 100 до 200 м, а подформации в целом — от 500 до 700 м.

В рассмотренной подформации практический интерес в качестве гранулярных коллекторов нефти и газа представляют песчаные горизонты среднего и верхнего лейаса. Песчаники подформации характеризуются главным образом хорошими коллекторскими свойствами: по северо-восточному борту Восточно-Кубанской впадины пористость их составляет в среднем 15–16%, а проницаемость — 150–200 мд. Несмотря на то, что ухудшаются коллекторские свойства песчаников на юге Западного Предкавказья (средняя пористость около 10%, проницаемость 5–10 мд).

Ввиду трудности стратиграфического расчленения песчаных образований мощность их дается суммарно. Выделяются три зоны развития коллекторов подформации, которые связаны с определенными структурными условиями. Первая зона приурочена к моноклинали северного склона Большого Кавказа и к Ахметовскому (среднеюрскому) прогибу. Вторая охватывает северо-восточный борт и осевую зону Восточно-Кубанской впадины. Третья зона совпадает с Майкопско-Ярославской антиклинальной зоной (рис. 7).

Мощность песчаников и алевролитов по направлению к центральной части Восточно-Кубанской впадины уменьшается в связи с большей удаленностью от источников денудации. Форма линии выклинивания рассмотренных песчаных горизонтов по бортам впадины имеет неровный, заливообразный характер с отдельными песчаными "заливами" между поднятиями; выклинивание в основном стратиграфическое.

Глинисто-песчано-сидеритовая подформация

Подформация средней юры в общем несогласно перекрывает образования песчано-глинистой подформации. В ее составе доминируют глинистые литофации; песчаные осадки развиты в подошве байосских отложений, а также слагают основную часть регрессивного комплекса бата. Особенно отчетливо несогласный характер контакта наблюдается в районе станицы Красногорской. Здесь бурые грубозернистые песчаники нижнего байоса залегают на отложениях нижнеюрской подформации. В бассейнах рек Лабы и Белой базальные образования подформации имеют преимущественно верхнебайосский возраст и перекрывают трансгрессивно нижнеааленские или верхнетюрские отложения. В пределах большей части Западного Предкавказья, в частности на площадях

Восточной Кубани, характер залегания осадков подформации на подстилающих слоях носит черты скрытого несогласия.

В среднеюрское время происходит дальнейшее расширение седиментационного бассейна. Море распространилось на Ейско-Березанский и, вероятно, Тихорецко-Ладовский районы. Продолжалось погружение в Тбилисской мегасинклинали. Рассматриваемые отложения имеют довольно однородное строение. Глинистые литофации широко распространены на Адыгейско-Карачаевском массиве. В Ахметовском прогибе большая часть байосского разреза выражена темно-серыми неизвестковыми глинами, содержащими рассеянный пирит; отмечаются частые прослойки сидеритовых и анкеритовых конкреций и сидеритизированных аргиллитов.

В междуречье Большого Зеленчука - Кубани подформация включает отложения байосского и батского ярусов и имеет мощность 400-500 м. В основании разреза залегает пласт (мощностью 1-3 м) гравелитистого песчаника, а выше - толща серых и темно-серых известковых глин. Песчаность растет к кровле толщи. В батской части появляются линзовидные прослойки песчаников и алевролитов мощностью от нескольких сантиметров до 1,5-2,5 м. Однако сколько-нибудь выраженных по простиранию пачек они не образуют. Вплоть до р.Белой в разрезе доминируют глинистые литофации, мощность отложений не превышает 450-500 м. Прослойки и пачки песчаников характеризуются непостоянной мощностью и неравномерным развитием по площади. Всего в разрезе подформации отмечается до шести пачек (горизонтов) песчаников мощностью от 3-5 до 30-35 м.

Наибольшее развитие песчаные литофации имеют в бассейне р. Белой (хр. Дудугуш, гора Монах), где вся толща представлена частым переслаиванием кварц-полевошпатовых средне-крупнозернистых грубослоистых песчаников и алевролитистых аргиллитов. Песчаники и алевролиты составляют до 60% разреза; общая мощность подформации здесь около 400 м. Западнее, в Ширванско-Дагестанском районе, ее разрез представлен почти исключительно аргиллитами и глинами с редкими тонкими прослоями кварцевых глинистых алевролитов. В нижней части разреза отмечаются пласты аргиллитовых брекчий, состоящих преимущественно из слабо окатанных обломков пород нижнеюрской подформации (р.Пшеха, Самурская площадь).

В центральной части Ахметовского прогиба подформация выражена в основном глинами и имеет мощность 650-700 м, а севернее, в пределах Фроловско-Черкесской и Майкопско-Ярославской зон, развиты песчано-глинистые отложения. Песчаники приурочены к байосу; мощность отдельных пачек изменяется от 3-4 до 40 м. Песчаники и алевролиты батской части подформации, размытые в сводах Майкопского и Урупского поднятий, предполагаются на крыльях этих структур.

В центральной части Тбилисской, Курганинской и Беломечетской мегасинклиналей отложения рассматриваемой подформации имеют алевроито-глинистый состав. В толще глин и алевролитистых аргиллитов можно предполагать наличие редких пачек алевролитов и песчаников мощностью 5-20 м (по аналогии с Южно-Советской, Бесскорбненской площадями). По периферии Восточно-Кубанской впадины на ряде площадей (Юбилейной, Северо-Ладужской, Николенской и др.) в разрезе под-

формации зафиксировано появление мощных пачек хороших гранулярных коллекторов, выклинивающихся во внешней зоне бортов. Песчаники имеют здесь локально полосовое развитие и стратиграфически перекрыты породами нижнего мела.

На южном крыле Армави́ро-Невинномысского вала и в смежной части впадины осадки подформации мощностью от 100 до 300 м представлены глинистыми песчаниками и алевролитами кварц-полимиктового состава с содержанием кварца до 55%, обломков кремнистых и глинистых пород до 20% и полевых шпатов до 5-10%. Песчаники чередуются с аргиллитами; местами отмечаются прослои детритусовых песчано-глинистых известняков. В северном направлении мощность осадков подформации уменьшается. Граница полного размыва последних совпадает с Невинномысским разломом.

В Ейско-Березанском районе глинисто-песчано-сидеритовая подформация вскрыта под нижним мелом на Сердюковской площади и залегает несогласно на отложениях триаса. Бат-байосский возраст отложений определен Л.В. Сибиряковой и Г.Я. Крымгольцем по фауне пелелипод (Аладатов и др., 1962). Максимальная мощность подформации составляет 750 м. Слагается она темно-серыми аргиллитами с прослоями кварц-серицитовых алевролитов. В аргиллитах отмечаются также карбонатизированные и серицитизированные эффузивные породы среднего и кислого состава, образующие редкие пласты и прослои мощностью от 1 до 10 м. По-видимому, вулканизм имел место в морском бассейне в условиях прогибания и контролировался разрывными нарушениями.

К северо-западу от Сердюковского поднятия отложения описываемой подформации прослеживаются по северному крылу Челбасской складки и западной периклинали Каневской, где они выражены аргиллитами.

На юге Западного Предкавказья в составе подформации присутствует до пяти горизонтов гранулярных коллекторов. В основании верхне-байосской толщи в междуречье Лабы и Белой в аргиллитах отмечаются пласты полевошпат-биотитового песчаника мощностью от 2 до 4,5 м, выделяющегося в качестве IV продуктивного горизонта на Баракаевском месторождении. В пределах Адыгейского структурного выступа, кроме Баракаевской площади, IV горизонт зафиксирован на Тульской, Новосвободненской и Майкопской площадях. Мощность песчаников горизонта составляет на Тульской площади 10-15 м, на Баракаевской и Новосвободненской - 17-45 м, на Майкопской и Южно-Советской - до 15 м. Распространение песчаников на площади имеет зональный, "заливообразный" характер, песчаные пласты выклиниваются в юго-западном направлении. Горизонт представлен слабопроницаемыми полевошпат-биотитовыми песчаниками и алевролитами, пористость которых достигает 15-17%, а проницаемость не превышает 0,5 мд. К северу и востоку от Баракаевской площади стратиграфически ниже, в нижне-байосской части подформации, отмечаются прослои аналогичных по составу песчаников. В скв. 20, самой восточной скважине Баракаевской площади, ниже IV горизонта присутствует мощная пачка песчаников полевошпат-кварц-биотитового состава. На Майкопской площади песчаники, выклиниваясь к своду поднятия, распространяются к востоку, и в скв. 60 их мощность достигает 15 м.

Толща песчаников и алевролитов отмечается в разрезе подформации на Бесскорбненской площади. Эффективная пористость песчаников и алевролитов изменяется от 3 до 12%, а абсолютная проницаемость — от 1 до 20 мд. Песчано-алевритовые литофации развиты и к западу от Бесскорбненской площади: аналоги горизонта зафиксированы на Южно-Советской площади.

В батской части подформации песчаники, образующие ряд пачек, широко распространены в Ахметовском прогибе. Песчаники и алевролиты кварцевые и кварц-полевошпатовые, в основном хорошо отсортированные, с обилием обугленного растительного детрита. Эффективная пористость составляет 5–16%, а абсолютная проницаемость колеблется от единиц до 100 мд. Мощность горизонтов варьирует от 5 до 40 м. В области выхода батских отложений на поверхность в междуречье Кубани-Ходзи прослеживается ряд линзовидных пластов песчаника, являющихся аналогами отмеченных горизонтов. Мощность прослоев и отдельных пачек последних изменяется от 0,5 до 6 м, а одиночные пласты достигают 8–10 м (по рекам Лабе, Урупу и др.). Суммарная мощность пачек 15–25 м. Песчаники кварцевые, тонко-мелкозернистые, с линзовидными включениями: разнозернистых песков, часто косослойчатые.

Присутствие песчаников подформации на Майкопской и Бесскорбненской площадях, а также по западному борту Восточно-Кубанской впадины (Юбилейная площадь) позволяет заключить о региональном распространении песчаных литофаций бата в бортовых зонах Восточно-Кубанской впадины.

ТЕРРИГЕННО-СОЛЕНОСНО-КАРБОНАТНАЯ ФОРМАЦИЯ ВЕРХНЕЙ ЮРЫ

Отложения верхней юры слагают две полифациальные формации, различные по условиям образования: платформенную и геосинклинальную. Осадки платформенной формации включают серию пород от грубообломочных терригенных (в кимеридже, титоне и отчасти в келловее) до карбонатных и эвапоритовых (в оксфорде, кимеридже и титоне). В ее составе выделяются комплексы литофаций, развитые в отдельных частях региона, пространственно и во времени сменяющие друг друга, т.е. подформации: терригенно-карбонатная морская, карбонатная (известняково-доломитовая), соленосная (сульфато-галоидно-доломитовая), эвапоритовая и терригенно-карбонатная лагуная (красноцветная). Они сведены в табл. 4.

Начало изучению отложений верхней юры положено работами И.И. Никшича в бассейне р.Белой в 1915 г. Он разработал первую схему стратиграфии верхней юры, дошедшую с небольшими изменениями до наших дней. Позже верхнеюрские осадки изучались рядом исследователей с различными целями и с разной степенью детальности (Л.А. Варданянцем, О.С. Вяловым, В.П. Ренгартенем, В.В. Белоусовым, В.Н. Робинсоном, В.М. Муратовым и др.).

В последнее время верхнеюрские отложения Западного Кавказа изучались сотрудниками МГУ (В.Е. Хаиным, М.Г. Ломизе, Г.А. Логиновой, Ч.Б. Борукаевым), КФ ВНИИнефть (А.И. Дьяконовым, С.И. Горловым, К.О. Ростовцевым и др.), ГПК объединения "Краснодарнефтегаз" (Д.И. Выдриным, Ф.К. Байдовым и др.), ВНИИгаза (И.В. Гришиной, З.В. Кабановой), КЮГЭ (И.В. Безбородовой).

Образования платформенной формации - терригенно-карбонатные келловея, соленосно-терригенные лагунные кимеридж-титона, в основном карбонатные оксфорда и частично титона общей мощностью до 1300 м - обнажаются главным образом в пределах Северо-Кавказской моноклинали. Эти же отложения широко распространены и севернее - в Восточно-Кубанской впадине и в смежной части Западно-Кубанского прогиба (рис. 8). Наибольшую мощность они имеют в центральной части Восточно-Кубанской впадины на Лабинской площади (2100-2200 м), а также на юге впадины (Беноковская площадь - около 1200 м). В пределах Западно-Кубанского прогиба развиты преимущественно карбонатно-терригенные осадки платформенного типа мощностью от 1000 до 1500 м. На Генеральской площади, в частности, вскрытая мощность известняков оксфорда-титона, в нижней части переслаивающихся с ангидритами, составляет более 500 м.

Формационное деление осадков верхней юры

Формационные единицы		Келловей	Оксфорд, на запа- де - окс- форд, ки- меридж и титон	Кимеридж- титон	Кимеридж
	Подфор- мации	Терриген- но-карбо- натная морская.	Карбонат- ная (из- вестня- ково-до- ломито- вая) мор- ская	Терриген- но-карбо- натная (красно- цветная) лагунная	Соленосная (сульфатно- галоидно- доломитовая) лагунная.
Платформен- ная форма- ция (Запад- ное Пред- кавказье)	Фаши и литофаши	Алевроли- то-доломи- товые, гли- нисто-але- вролитовые, мергельно- глинистые, песчано- глинистые	Рифовые органо- генные, обломоч- ные, пе- литоморф- ные, хе- могенно- карбо- натные, онколи- то-ооли- товые, доломи- товые и др.	Глинистые, песчано- глинистые, конгломе- рато-пес- чано-гли- нистые, песчано- доломито- вые и глинисто- доломито- вые	Гипсо-ан- гидритовые, галитовые, ангидрито- вые, глинис- то-ангидри- товые и гипсо-ан- гидрито-до- ломитовые

Новокиммерийский тектогенез, начавшись предкелловейской оро-
фазой, привел к перестройке тектонической структуры, благодаря че-
му в поздней юре наряду с доминирующей продольной структурно-
фациальной зональностью проявилась поперечная, которая определялась
рядом субмеридиональных ступеней и выступов (Пиццисккая, Лагонак-
ская ступени, Адыгейский выступ и т.п.). С раннего келловей Ады-
гейско-Караचाевский массив и примыкающая к нему северная зона
геосинклинали Большого Кавказа испытывают устойчивое поднятие.
Образуются новые области размыва (Чугушская, Гойтхская), расши-
ряются старые (Адыгейско-Карачаевская).



Рис. 8. Схема мощностей осадков верхней юры

1 - изопакиты; 2 - участки частичного размыва отложений; 3 - районы отсутствия отложений; 4 - предполагаемые конседиментационные разломы

Седиментационный бассейн по типу осадков и характеру седиментогенеза разделялся на две крупные области: геосинклинальную (флишевую) Кавказскую и платформенную Предкавказскую. Они разграничивались Адыгейско-Карачаевским массивом и кордильерными поднятиями, расположенными вдоль Ахтырской шовной зоны. В первой в условиях средних глубин (200-500 м) и мобильного тектонического режима происходило накопление мощной серии терригенно-карбонатных образований флишевой формации. Во второй в условиях малых глубин (до 100 м), значительной дифференциации и в общем менее интенсивных тектонических движений формировались осадки платформенного типа. Вдоль Ахтырской и Цицинской шовных зон располагалась узкая полоса интенсивного компенсированного биогенного карбоната накопления. Здесь в течение поздней юры, начиная с оксфорда, происходило формирование рифовых и межрифовых фаций общей мощностью до 1500 м (площадь Победа).

Предкелловейские тектонические движения почти повсеместно обусловили трансгрессивное залегание келловейских образований, особенно характерное на локальных поднятиях. С глубоким размывом осадки формации залегают на Адыгейском выступе – на отложениях тоарского и байосского ярусов (площади Абадзехская, Дагестанская, Тульская и др.). Аналогичные соотношения пород формации и более древних образований прослеживаются восточнее вплоть до Минераловодского выступа.

Наличие перерыва перед келловеем фиксируется в Восточно-Кубанской впадине. Трансгрессивное залегание келловейских осадков отмечено на Бесскорбенской, Южно-Советской, Новоалексеевской, Отраденской и других структурах. Оксфордские отложения залегают на келловейских слоях на большинстве площадей согласно. Однако на ряде структур на участках поднятий формируется четко выраженный предоксфордский размыв. На его наличие в подошве оксфорда указывает несогласное перекрытие осадками карбонатной подформации верхнепалеозойских гранитоидов на Ширванской площади и нижнекелловейских песчаников по р.Цице.

На Урупской площади в центральной части поднятия отложения карбонатной подформации залегают несогласно на слоях средней юры. Аналогичные соотношения отмечаются на Фроловском поднятии. На Черкесской площади образования верхней юры перекрывают гранитоиды ядра складки. Несогласное перекрытие известняками титона и оксфорда келловейских и нижнеюрских отложений на площадях Самурской, Победа и Красно-Дагестанской указывает на существование зоны предоксфордского и предтитонского размыва вдоль северного склона Кавказа, особенно четко выраженной к западу от р.Пшехи.

Образования нижнего мела трансгрессивно залегают на осадках верхней юры своими разными частями: от валанжина в бассейне р.Белой и готерива в бассейне р.Курджипс до верхнего апта-альба в Восточно-Кубанской впадине. В пределах отдельных поднятий – Майкопского, Великого, Красно-Дагестанского, Советского и других – осадки формации были полностью размыты перед нижним мелом.

Размещение фациальных зон контролировалось положением крупных палеоструктурных элементов: Адыгейско-Карачаевского массива, Ставропольского свода с Армавиرو-Невинномысским валом и других поднятий Скифской плиты. Различия в литофациальном составе осадков, фиксируемые по площади, позволяют выделить четыре фациальные зоны. Ширванская зона фаций охватывает Лагонакскую поперечную ступень и восточную часть южного борта Западно-Кубанского прогиба. Ахметовская расположена в области Северо-Кавказской моноклинали, осложненной рядом локальных поднятий, и включает на западе Адыгейский выступ. Лабинская фациальная зона соответствует южному борту и осевой зоне Восточно-Кубанской впадины. Курганинская зона, характеризующаяся наличием преимущественно грубообломочных литофаций, принадлежит южному крылу Армавиرو-Невинномысского вала и северной части Восточно-Кубанской впадины.

Терригенно-карбонатная подформация келловея

Отложения терригенно-карбонатной подформации присутствуют во всех фациальных зонах. Они представлены преимущественно песчаниками и глинами и расчленяются на три пачки, отвечающие нижнему, среднему и верхнему келловею. Нижнекелловейская часть подформации выражена мергельно-глинистыми литофациями с прослоями песчаников, среднекелловейская – алеврито-доломитовыми литофациями с прослоями известняков и глин, верхнекелловейская представлена мергельно-глинистыми и алевролитом-доломитовыми литофациями. Общая мощность осадков изменяется от 12–13 м в бассейне р.Белой до 80–90 м в бассейне Урупа, увеличиваясь в Восточно-Кубанской впадине и на западном склоне Адыгейского выступа до 150–200 м.

Нижняя граница подформации отвечает подошве песчаной пачки нижнего келловея, соответствующей II горизонту по номенклатуре Баракаевского газонефтяного месторождения. Горизонт, выклиниваясь в южном направлении, образует извилистую линию и прослеживается от р.Цице до р.Кубани. Он сложен плохо отсортированными кварцевыми, реже полевошпат-кварцевыми песчаниками разной зернистости с растительным детритом, часто косослойчатыми. Мощность пачки составляет в среднем 10–25 м. Породы представляют собой прибрежно-морские и дельтовые образования.

Песчаники подформации достигают максимального развития на склонах Адыгейского выступа (Ширванская и отчасти Ахметовская фациальные зоны) и по бортам Восточно-Кубанской впадины (Курганинская зона). На восточном склоне выступа они слагают основной продуктивный горизонт Баракаевского месторождения – II горизонт. Его мощность изменяется от 8 до 38 м.

На западном склоне Адыгейского выступа мощность нижнекелловейских песков увеличивается, на Дагестанской площади она изменяется от 21 до 62 м. Максимальная насыщенность разреза псаммитовой фракцией отмечается в Курганинской фациальной зоне по бортам Восточно-Кубанской впадины (Тенгинская, Юбилейная, Южно-Советская, Бесскорбненская, Новоалексеевская площади) и в восточной части Лабинской зоны (Лабинская, Чамлыкская площади).

Наиболее простой характер имеет подформация в Ширванской зоне, в междуречье Курджипса – Пшехи, где она представлена двумя литофациями – мергельно-глинистой и глинисто-песчаной. По р.Пшехе развиты глины с редкими прослоями алевролитов, мергелей и обломочных известняков. В основании разреза присутствует прослой конгломерата мощностью до 1,5 м. Песчаность осадков растет в северо-восточном направлении. По р.Цице мощность песчаной пачки достигает 11 м при мощности подформации около 50 м. Глинисто-песчаный состав имеют отложения подформации на площадях Безводненской и Дагестанской, где мощность их колеблется от 80 до 118 м.

Восточнее р.Курджипс происходит смена фаций: глинисто-песчаные осадки Ширванской зоны замещаются алеврито-доломитовыми Ахметовской зоны (рис. 9). Этот тип разреза свойствен Адыгейскому выступу и отмечается в бассейне р.Белой. Мощность отложений здесь сос-

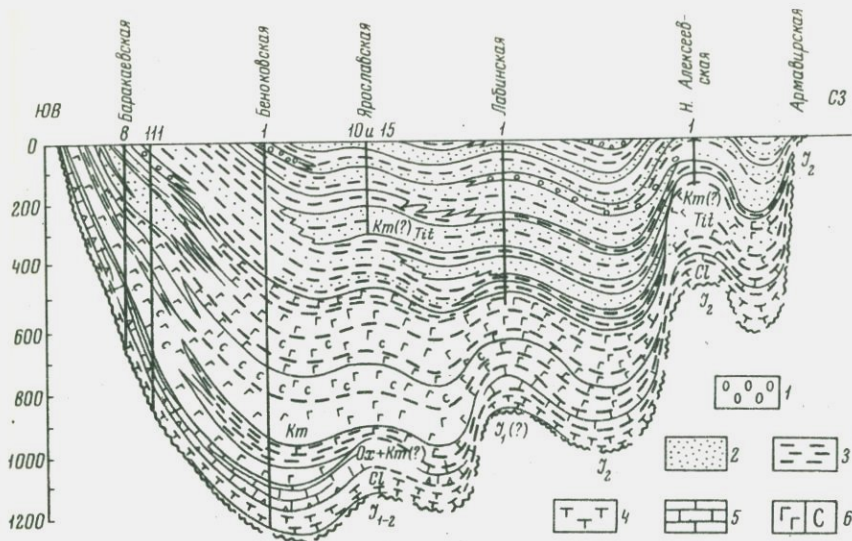


Рис. 9. Литофациальный разрез верхнеюрской формации

1 - конгломераты и гравелиты; 2 - песчаники и алевролиты; 3 - глины; 4 - известковистые глины и песчаники; 5 - известняки органогенные и органогенно-обломочные; 6 - гипсы и ангидриты, соли

тавляет 12-17 м. В восточных районах Ахметовской зоны (междуречье Лабы - Кубани) в разрезе подформации вновь получают развитие глинисто-песчаные и мергельно-глинистые литофации. Присутствующие повсеместно в подошве келловея алеврито-песчаные породы II горизонта сменяются вверх по разрезу известковистыми глинами с прослоями алевритистых доломитов, мергелей и детритусовых песчаников, слагающих средnekелловейскую часть разреза. В верхней части подформации отмечаются пласты песчано-глинистого мергеля (2-4,5 м) и горизонт обломочного детритусово-оолитового известняка средней мощностью 10-12 м. Несмотря на единичные случаи несогласного залегания, все части келловейского разреза связаны литофациальным родством.

Постепенный переход между осадками верхнего и среднего келловея фиксируется на всей площади Ахметовской зоны, в междуречье Урупа - Белой. На левобережье Урупа выше горизонта детритусово-оолитовых известняков среднего келловея задегает пачка верхнекелловейских пород мощностью 10,5 м, представленная чередованием темно-серых глин, доломитов, алевролитов, мергелей и доломитизированных известняков, местами пиритизированных и содержащих обугленный растительный детрит. Эта пачка перекрывается известняками карбонатной подформации с базальными пластами доломитизированного алевролита (1,1 м) и известняково-доломитового конгломерата (2,2 м) с фауной оксфорда и верхнего келловея. На западном берегу р. Большой Лабы верхнекелловейская пачка, представленная преимущественно

алевролитами и доломитами, имеет мощность 7–8 м, а западнее Ахметгорского рифа по балке Сладкой – до 5 м.

В Лабинской зоне отложения терригенно-карбонатной подформации, вскрытые на Лабинской площади в скв. 5 (интервал 4786–4950 м), представлены известковистыми аргиллитами с прослоями полевошпат-кварцевых и кварцевых песчаников. Близкие по составу образования зафиксированы также на Чамлыкской площади. Мощность отложений в зоне изменяется предположительно от 150 до 200 м.

Бурением подтверждено широкое распространение келловейской подформации в Курганинской фациальной зоне по бортам Восточно-Кубанской впадины. Они выделены на площадях Тенгинской, Юбилейной, Темиргоевской, Южно-Советской и Бесскорбненской. На Юбилейной площади ниже известняков оксфорда вскрыты глинисто-песчаные и доломито-алевролитовые образования общей мощностью от 130 до 150 м. В разрезе келловей Тенгинской и Юбилейной площадей отмечаются четыре пачки кварцевых песчаников мощностью по 20–30 м, содержащих обугленный растительный детрит и чередующихся с прослоями аргиллитов. Эффективная мощность песчаников изменяется от 40 до 80 м. Полные разрезы подформации зафиксированы также на Южно-Советской площади. Представлены отложения песчаниками и алевролитами с прослоями глин; здесь выделяются четыре пачки песчаников мощностью от 14 до 25 м. Песчано-глинистая толща келловей мощностью от 50 до 80 м отмечается на Бесскорбненской площади, а также вскрыта на Темиргоевской площади скв. 7 (интервал 5260–5400 м) и 8 (интервал 5072–5388 м), где отложения выражены переслаиванием аргиллитов, алевролитов и песчаников с тонкими прослоями глинистых известняков. Песчаники преимущественно кварцевые с примесью (до 15%) полевого шпата, обломков пород (5–20%), содержат много углистых остатков и пирит. Цемент глинисто-карбонатный (сидеритовый), участками лептохлоритовый и каолинитовый.

Характер изменения суммарной мощности песчано-алевролитовых коллекторов подформации (рис. 10) свидетельствует о наличии четырех зон развития песчаников: Ширванско-Дагестанской, Удобненско-Баракаевской, Бесскорбненско-Новоалексеевской и Тенгинско-Юбилейной.

Песчано-алевролитовые породы подформации в Ширванской и Ахметовской фациальных зонах характеризуются в основном высокими коллекторскими свойствами. В зонах выклинивания песков на западном и восточном склонах Адыгейского выступа средние значения эффективной пористости и абсолютной проницаемости составляют соответственно 14 и 12,5%, 140 и 120 мд. Ухудшение коллекторских свойств песчаников отмечается от Дагестанской площади к западу и в направлении Тульского поднятия. По данным электрокаротажа, эффективная пористость и абсолютная проницаемость алевролитов в пределах последней не превышает соответственно 7–8% и 15–20 мд.

В Лабинской зоне фиксируется улучшение коллекторских свойств келловейских песчаников. В скв. 5 Лабинской площади песчаники в интервале глубины 4898–4914 м характеризуются эффективной пористостью около 20% и проницаемостью 100–200 мд. Несколько ухудшаются

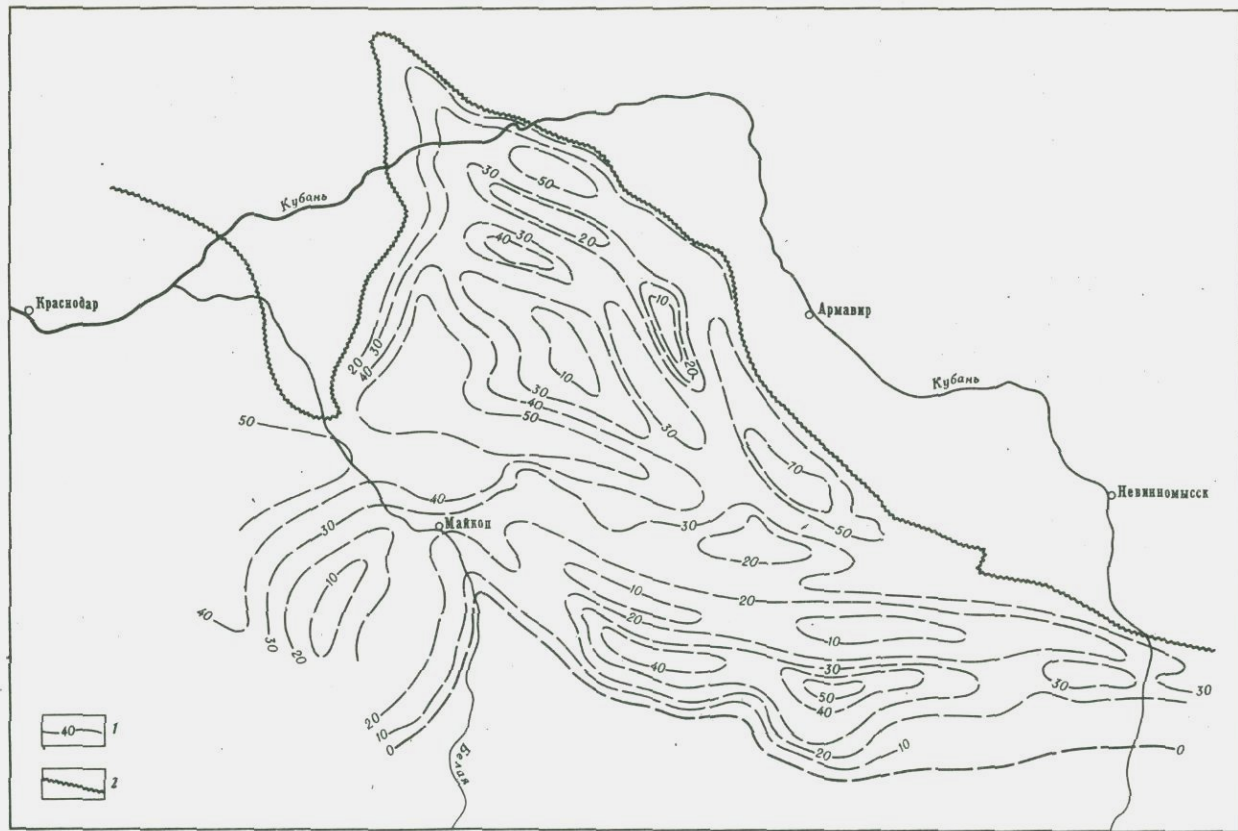


Рис. 10. Схема мощностей песчаников келловейского яруса

1 - изопахиты; 2 - северная граница распространения песчаников

коллекторские свойства пород подформации на Чамлыкской площади, где средние значения пористости и проницаемости составляют соответственно 10–12% и 10–50 мд.

В Курганской зоне коллекторские свойства песчаников и алевролитов подформации в общем улучшаются. Эффективная пористость градулярных коллекторов на Южно-Советской и Бесскорбненской площадях достигает 13–15%, а проницаемость изменяется от 0,5 до 400 мд и более. По западному борту впадины на Юбилейной и Тенгинской площадях средние значения пористости составляют 18–20%, а проницаемости 250–300 мд.

Карбонатная (известняково-доломитовая) подформация

Карбонатные осадки подформации широко распространены в регионе. Они залегают на подстилающих образованиях со скрытовыраженным несогласием на большей части Западного Предкавказья. В пределах платформенной области наиболее распространены известняково-доломитовые образования. Широко развиты карбонатные осадки: органогенные, обломочные, хемогенные, пелитоморфные, онколитово-олитовые и др.

Рифо- и биогермообразование в поздней юре на Северном Кавказе и в Западном Предкавказье представляет явление региональное. От р.Кубани до р.Пшехи отмечается большое число рифовых и биогермных массивов, известны они и восточнее.

Наиболее полные разрезы карбонатной подформации отмечаются в Ширванской зоне, где она включает известняково-доломитовые образования оксфорда, кимериджа и титона. Здесь в сравнительно узкой полосе, по границе с областью геосинклинальной седиментации, вдоль Ахтырской шовой зоны, формировались рифовые и пририфовые комплексы; отсюда они распространяются к юго-востоку в пределы Лагонакско-Гуамского нагорья,

Оксфорд во всех зонах выражен карбонатной литофацией, причем рифовые постройки, кроме Ширванской зоны, развиты в Ахметовской и, вероятно, в Курганинской. В кимеридже и титоне накопление осадков рифовых и пририфовых фаций происходило исключительно в Ширванской зоне (см. рис. 13). В этой зоне присутствуют береговые рифы Лагонакско-Гуамского нагорья, барьерные рифы Нефтегорско-Побединской полосы, рифы и биогермы Нижегородской, Ширванской, Безводненской и Дагестанской площадей. В южной части распространены рифовые и биогермные массивы небольшого размера фронтальной фации барьерных рифов (массивы Серебрянский, Шупсе, Оплепенский). Рифовые фации Ахметовской фациальной зоны продолжают в восточном направлении подобные отложения Ширванской зоны с тем лишь отличием, что здесь получают развитие органогенные и обломочные литофации береговых рифов.

Рифовые сооружения, помимо соответствующего состава известняков, их массивной текстуры, почти полного отсутствия слоистости, наличия пририфовых фаций, обрамляющих тело рифа в виде шлейфа, характеризуются, как правило, увеличенной мощностью отло-

жений. Из характера изменения мощности известняков и распространения рифовых и биогермных массивов видно, что зонами наиболее интенсивного рифообразования были склоны Адыгейско-Карачаевского массива.

Рифостроящими организмами являлись кораллы, водоросли, мшанки и губки. Слагают рифовые комплексы известняки – органогенные биоморфно-детритовые (кораллово-водорослевые, кораллово-строматолитовые, кораллово-мшанковые) и органогенно-обломочные, в том числе обломочно-комковатые. Среди последних выделяются детрито-комковатые и комковато-шламовые разности, иногда присутствуют линзовидные тела глинисто-алевритового материала (например, на Ширванской и Безводненской площадях).

Органогенные известняки распространены, как правило, в зонах локальных поднятий. В связи с этим наблюдается определенная линейность в распределении рифовых массивов по площади, отвечающая соответствующему расположению отдельных антиклинальных зон и локальных структур. Выделяются следующие цепочки рифовых тел (приуроченных к антиклинальным зонам) с юга на север: Оплепенская, Южно-Самурская, Гуамско-Нефтегорская и Ширванско-Дагестанская.

В Оплепенской зоне небольшие рифогенные массивы в сводовых частях структур почти полностью размыты. Эрозионные останцы кимеридж-титонских рифовых известняков сохранились в верховьях р. Серебрячки; рифовые известняки обнажаются также по р. Пшехе, протягиваясь в направлении горы Оплепен. В расположенных севернее антиклинальных зонах – Измайловской и Гуамско-Нефтегорской – в разной степени размыты рифогенные массивы отмечаются главным образом в области выхода отложений на поверхность. Крупные рифы Лагонакского нагорья – Фиштенский, Чубинский, Нагойчукский, Мессо, Цице, образующие южную полосу рифов, а также рифовые массивы – Гуамский, Матазьянский и Сухобалкинский, входящие в состав северной полосы, представляют собой естественное продолжение к юго-востоку соответственно Измайловской и Гуамско-Нефтегорской зон рифов.

Массивы Лагонакского плато преимущественно этажного строения: титонские рифы расположены выше аналогичных сооружений кимериджа. Нагойчукский, Гуамский, Сухобалкинский и другие рифы и биогермы сложены кораллово-мшанковыми, в меньшей степени строматолито-водорослевыми и онколитовыми известняками, сменяющимися по периферии массивов литофациями склона рифа, обломочно-полидистритовыми, обломочно-комковатыми, обломочно-оолитовыми (в титоне), кристаллическими, микросгустковыми разностями.

Подобная ассоциация карбонатных пород и литофациальные соотношения в титоне установлены также на площадях Самурской и Победа. На Самурской площади известняки состоят из большого количества органических остатков, почти нацело замещенных кристаллическим кальцитом. Среди органических остатков преобладают обломки водорослей, кораллов, мшанок, а также брахиопод и фораминифер.

Западнее Самурского рифового тела расположен Побединский рифовый комплекс, имеющий наибольшую мощность (1500 м) в районе горы Белый Камень. На площади Победа в присводовой части поднятия

отмечается наличие рифового тела сложной конфигурации. Органогенные и органогенно-обломочные образования слагают крупный эрозионный останец с биогермным массивом в ядре. Реликтивно-рифогенные карбонатные отложения титона в западном и восточном направлениях замещаются литофациями склона рифа. Большая мощность рифогенных образований на площади Победа, этажность их строения, отмеченный выше состав и длительность формирования (от оксфорда до титона) подтверждают барьерный тип рифовых фаций.

Самую северную группу структур Ширванской фациальной зоны образуют Соколовгорская, Ширванская, Безводненская и Дагестанская складки, которым соответствуют небольшие образования тыльной фации барьерного рифа. Западнее присутствие рифогенных сооружений следует ожидать на площадях Нефтегорской, Соколовгорской, Северо-Кутаисской и др. Антиклинальные структуры в меловых слоях на западном продолжении Гуамско-Нефтегорской и Ширванско-Дагестанской антиклинальных зон (Нефтянская, Восточно-Хадьженская, Соколовгорская, Северо-Кутаисская и др.), по-видимому, в значительной мере связаны с эрозионной поверхностью известняков.

Оксфордские и кимеридж-титонские рифы и биогермные массивы, приуроченные к зоне Цицинского разлома, образуют Апшеронскую субмеридиональную ветвь, которая прослеживается предположительно несколько западнее г. Апшеронска. Восточнее Дагестанской площади оксфордские рифовые фации наиболее широко распространены в Ахметовской фациальной зоне. Ширина полосы развития рифовых и биогермных тел достигает здесь 20 км. Они группируются в две цепочки, одна из которых расположена в полосе Скалистого хребта, другая севернее, в пределах цельно намечаемой Удобненско-Севастопольской антиклинальной зоны. В южной цепи биогенных массивов развиты рифовые фации берегового типа обычно с небольшими биогермами, в северной — преимущественно островного с крупными биогермами.

В Лабинской фациальной зоне образования карбонатной подформации вскрыты бурением на Кужорской, Лабинской и Чамлыкской площадях. На Кужорской и Лабинской площадях зафиксированы органогенные и органогенно-обломочные известняки, сменяющиеся на погружении пелитоморфными известняками. Общая мощность известняков подформации в зоне изменяется от 80 до 250 м, достигая максимальных значений в центральной части предполагаемых здесь биогермных массивов. Последние связаны, по всей вероятности, с поднятиями Майкопско-Ярославской антиклинальной зоны. В расположенной севернее Курганинской зоне отложения карбонатной подформации имеют, как и в двух предыдущих зонах, оксфордский возраст. Они установлены на Юбилейной, Темиргоевской, Новоалексеевской, Южно-Советской и Бесскорбненской площадях. Мощность осадков изменяется от 30 до 200 м. На Южно-Советской, Бесскорбненской и Новоалексеевской площадях отложения представлены в основном обломочными известняками с прослоями алевролитов, глин и доломитов. Известняки реликтивно-органогенные, органогенно-обломочные, обломочно-комковатые, полидетритовые, пелитоморфные и кристаллические, часто содержащие значительную примесь песчано-алевритового материала. Таким образом, в пределах се-

верного борта Восточно-Кубанской впадины могут существовать небольшие массивы биогенных известняков, связанные с локальными поднятиями. Аналогичный характер имеют карбонатные образования подформации на Юбилейной площади. Ближе к центру впадины (на Темиргоевской площади) в разрезе преобладают более глубоководные литофации – пелитоморфные известняки, мергели и глины.

Изучением карбонатных пород устанавливается тесная связь открытой пористости, степени трещиноватости, кавернозности и раскрытости трещин с литогенетическими типами известняков. Органогенные и органогенно-обломочные известняки вследствие неплотной первичной (реликтовой) структуры и активного воздействия процессов доломитизации, выщелачивания представляют собой потенциальные коллекторы нефти и газа трещинно-кавернозного, микрокавернозного и, реже, микрокарстово-трещинного типов. Напротив, пелитоморфным, кристаллическим и тонкообломочным разновидностям свойствен преимущественно сугуростилолитовый трещинный тип коллектора.

Рифогенные известняки обладают хорошо развитой системой макротрещин и дендритовидных микротрещин открытого типа, отмеченных в известняках на ряде площадей (Самурской, Дугуакской, Победа, Южно-Советской). Хорошо развитой системой трещин обладают также кристаллические, микрозернистые известняки и доломиты. Рост интенсивности трещиноватости и густоты трещин наблюдается в пределах локальных поднятий; 2–3-х кратное увеличение количества трещин фиксируется также в зонах разрывов.

Максимальная величина эффективной пористости органогенных и органогенно-обломочных известняков по площади Самурской равна 2,5–3%. На площади Победа отмечаются несколько меньшие максимальные значения пористости – 1,5–2,3%, на площади Дугуакской – до 7%, а в области выхода известняков на поверхность в бассейне р.Курджипс до 12%.

Соленосная – эвапоритовая (сульфатно-галогидно-доломитовая) подформация

Данная подформация, охватывающая предположительно отложения кимериджского яруса, представлена гипсо-ангидритовыми, глинисто-ангидрито-доломитовыми, гипсо-ангидрито-галитовыми и гипсо-ангидрито-мергельными осадками. Отложения подформации, залегающие на большей части территории согласно на слоях оксфорда, обладают наибольшими мощностями в Ахметовской и Лабинской фациальных зонах. Южнее на междуречье Ходзи – Большой Лабы преобладают гипсы серовато-белые, белые, голубовато-белые, реже розоватые, составляющие в общей сложности до 50% разреза. В средней и нижней частях толщи преобладают ангидриты. Количество карбонатных пород – мергелей, доломитизированных мергелей, доломитов и известняков – составляет не менее 10%. Кроме того, отмечаются редкие прослои алевролитов и темно-серых, часто огипсованных глин. Мощность отложений изменяется от 400 до 650 м.

Западнее, на Шедокском гипсовом руднике, разрез представлен серией галогенных и карбонатных пород. Общая мощность толщи до-

стигает 650 м; суммарная мощность прослоев гипса 300–350 м. В северном направлении сульфатно–карбонатные образования сменяются сульфатно–галоидными, а на отдельных участках (Тульская площадь) – глинисто–ангидрито–доломитовыми.

На реке Белой толща сульфатных и глинисто–сульфатно–карбонатных осадков, расслаиваясь глинами, песчаниками, доломитами и редкими мергельными прослоями, фашиально замещается красноцветными терригенно–сульфатными и терригенно–карбонатными породами. Мощность отложений в бассейне р.Белой уменьшается до 100–140 м. Хотя в красноцветной толще к востоку и западу от р.Белой отмечаются прослой и пачки гипсов, однако самостоятельное значение подформации по преобладающему набору литофаций (глинисто–песчаные, глинисто–доломитовые) несколько утрачивается. Это позволяет говорить о лагунно–красноцветных аналогах эвапоритовой серии.

На востоке Ахметовской зоны на Фроловской и Черкесской площадях подформация представлена в основном красноцветными литофациями: переслаиванием глин, песчаников, гипсов, ангидритов и карбонатных пород. На Урупской площади отложения выражены чередованием гипсов, ангидритов (слои 0,5–15 м), пестроокрашенных глин и доломитов. В кровле оксфорда в известняках присутствуют линзы гипса и ангидрита. Мощность отложений составляет 100–250 м.

В Ширванской зоне осадки кимериджа, вскрытые бурением на Самурской площади и выходящие на поверхности по р. Курджипс, представлены преимущественно обломочными красноцветными образованиями: песчаниками, брекчиевидными конгломератами и известняками с прослоями глин, мергелей, доломитов и гипсов.

В Лабинской фашиальной зоне и в более северной Курганинской мощности сульфатно–галоидных образований возрастает от 300 м на Кужорской площади до 1100–1200 м на Лабинской. На Кужорской и Лабинской площадях разрез, подформации сложен толщей гипсов и ангидритов с прослоями глин и мощными пластами каменной соли. На Лабинской площади мощность соли достигает 500 м; в Курганинской зоне, как показало бурение на Темиргоевской площади, мощность сульфатно–галоидных осадков уменьшается до 200–300 м.

Сульфатно–галоидные образования соленосной подформации практически лишены коллекторов и являются водоупором. Западнее р.Белой удовлетворительные коллекторы отмечаются в синхронных красноцветных терригенно–карбонатных отложениях подформации.

Терригенно–карбонатная (красноцветная) лагунная подформация

Осадки подформации, имеющие кимеридж–нижнетитонский возраст, широко распространены в Западном Предкавказье. Северная граница подформации совпадает с северным бортом Тбилисской мегасинклинали. На западе подобные образования прослеживаются в пределы Западно–Кубанского прогиба (Ширванская площадь). Представлены они глинистыми, песчано–глинистыми, конгломерато–песчаными, конгломерато–доломитовыми и глинисто–доломитовыми литофациями.

В Ширванской зоне подформация охватывает по возрасту кимеридж и титон. Мощность ее, максимальная на Ширванской площади — 550 м, по р. Курджипис уменьшается до 280 м. Разрез подформации неоднороден. Верхняя красноцветная серия мощностью до 120 м содержит в кровле ряд пластов обломочного известняка, чередующихся с глинами, ниже которых в песчано-глинистой толще отмечаются частые прослои доломитов, доломитизированных известняков (оолитовых, кристаллических и пелитоморфных). Нижняя часть разреза красноцветных образований включает прослой гипса, доломита и алевролита. В северном направлении количество песчаников, алевролитов и обломочных известняков резко возрастает, достигая 25–30% на Ширванской площади. Максимальное содержание песчаников фиксируется по р. Белой, где мощность осадков подформации составляет 240 м, а количество обломочных пород в верхней пачке достигает 50%. Мощность отдельных прослоев гравелитов, песчаников и алевролитов изменяется от 0,5 до 10 м; по составу песчаники кварцево-полимиктовые с глинистым, часто каолинитовым цементом. Восточнее р. Белой в пределах Ахметовской фациальной зоны в подошве подформации появляются прослой гипса и ангидрита мощностью до 40 м (р. Тенгинь). Общая мощность отложений увеличивается в северном направлении, составляя на Тульской площади 456 м, на Беноковской — 425 м; мощность отдельных пачек песчаников нередко превышает 20–25 м.

В Лабинской зоне рассматриваемые осадки имеют мощность от 400 до 800 м (площади Ярославская, Лабинская, Чамлыкская). Они представлены конгломерато-песчаными и глинисто-доломитовыми литофациями и характеризуются заметным погрубением по сравнению с Ахметовской зоной. В толще преимущественно буровато-красных и красно-коричневых глин отмечаются частые прослои алевролитов, песчаников, гравелитов кварц-полимиктового состава и редкие прослои доломитов и доломитизированных мергелей. Мощность пачек грубообломочных пород составляет 25–40 м.

В Курганинской зоне наиболее полный разрез подформации установлен на Темиргоевской площади. Отложения представлены чередованием красноцветных пород — глин, алевролитов, песчаников, гравелитов — и имеют мощность до 600 м. На данной площади, а также юго-восточнее (на Новоалексеевской площади) осадки подформации отличаются высоким содержанием псаммитового материала. Мощность отдельных пачек грубообломочных пород достигает 40–50 м и более. Количество карбонатных пород по сравнению с другими зонами уменьшается, они встречены только в виде одиночных прослоев.

В образованиях красноцветной подформации присутствует ряд горизонтов гранулярных и, возможно, трещинно-гранулярных (доломиты и обломочные известняки) коллекторов. Мощность отдельных горизонтов песчаников на Тульской, Ярославской, Кужорской и Темиргоевской площадях достигает 30–40 м и более. Пласты песчаников и алевролитов не отличаются выдержанностью. Физические свойства песчаников характеризуются следующими осредненными данными: эффективная пористость 14–16%, абсолютная проницаемость 160–180 мд.

ТЕРРИГЕННАЯ ФОРМАЦИЯ НИЖНЕГО МЕЛА

Нижнемеловые отложения Краснодарского края развиты на большой территории. Их выходы на дневную поверхность приурочены к складчатой области Северо-Западного Кавказа, где они доступны для детального изучения, в то время как в пределах платформенной области Западного Предкавказья нижнемеловые отложения залегают на больших глубинах и изучены только по кернам скважин.

Основные сведения о стратиграфии нижнемеловых отложений Северо-Западного Кавказа известны по работам Н.Л. Лупшова, Т.А. Мордвилко, В.В. Друщица и др. В последние годы вопросами стратиграфии нижнемеловых отложений Западного Кавказа и Западного Предкавказья занимаются В.Л. Егоян и З.А. Антонова, которыми уточнена местная стратиграфическая схема нижнего мела. Изучению нижнемеловых отложений посвящены работы Ф.К. Байдова, Д.И. Выдрина, А.И. Дьяконова, С.Т. Короткова, Г.И. Малбиева, В.Г. Пасько, А.В. Ульянова, А.Н. Шарданова и других, в которых дан анализ большого фактического материала, по стратиграфии, тектонике и нефтегазоносности. Исследования мезозойских отложений проводились также экспедицией МГУ под руководством Г.Д. Ажгирея и В.Е. Хайна (1955-1959 гг.).

Важным этапом в изучении мезозойских отложений Краснодарского края и главным образом его платформенных областей явилось исследование материалов глубокого бурения, позволившее уточнить и дополнить стратиграфическую схему нижнемеловых отложений для многих районов платформы. Немаловажное значение имели работы В.А. Гроссгейма, П.С. Жабревой, Ю.К. Бурина и других, проведенные с целью изучения литологии и фациальных особенностей нижнемеловых отложений.

Отложения терригенной формации развиты на всей платформенной территории Западного Предкавказья. К ней приурочены основные промышленные залежи газа в Краснодарском крае. Комплекс пород, участвующих в строении платформенной формации, характеризуется большим разнообразием, что обусловлено различными физико-химическими и палеогеографическими условиями осадконакопления. В Западно-Кубанском прогибе формирование осадков нижнемеловой терригенной формации происходило в условиях длительного прогибания, при котором отложились осадки большой мощности (до 2-2,5 км). Здесь отмечаются наиболее полные разрезы формации, начиная от готерива, а в ряде мест - валанжина, и кончая альбом. Отложения валанжина известны на северном склоне Кавказа в междуречье Белой - Хокодзи, где они представлены карбонатно-терригенным комплексом пород, образовавшимся в мелководном

морском бассейне. Кроме того, в юго-восточной части Западно-Кубанского прогиба на Генеральской площади вскрыта пачка аргиллитов, алевролитов и глинистых известняков, содержащих валанжинскую микрофауну. В готериве, барреме и нижнем апте границы бассейна значительно расширяются, охватывая центральные части Западно-Кубанского и Восточно-Кубанского прогибов.

Новый этап в истории осадконакопления наступает со среднеаптского этапа. Осадки этого времени широко развиты на территории Западного Предкавказья и имеют в основном песчано-алеврито-глинистый состав, в котором весьма характерным является обилие глауконита. Присутствие глауконита резко обособило средне-верхнеаптскую толщу от подстилающих неокомских и нижнеаптских отложений, на которые средний-верхний апт местами ложится несогласно. В северном направлении осадки среднего-верхнего апта несколько изменяются. Они характеризуются худшей отсортированностью, обилием обуглившегося растительного материала, отсутствием фауны, каолинизацией пород, что указывает на условия осадконакопления, приближающиеся к прибрежным и континентальным. Другой особенностью пород верхнего апта, развитых в северных (Ейско-Березанский) и восточных (Армавирский) районах, является распространение вулканогенных образований, представленных эффузивами и их туфами.

Начало альбского века знаменуется широкой трансгрессией моря в связи с опусканием почти всей территории Западного Предкавказья. Формируются песчаники и алевролиты с глауконитом (базальный горизонт альба). В отдельных разрезах встречаются эффузивные породы в пластовом залегании (Армавирский район, Медведовская площадь и др.), указывающие на возобновление вулканической деятельности.

Породы формации залегают на различных по составу и возрасту образованиях. В южных областях платформы (площади Ширванская, Безводненская, Победа, Самурская и др.) породы нижнемеловой формации залегают несогласно на отложениях верхней и средней юры, которые в северном направлении постепенно выклиниваются; в пределах Ейско-Березанского района осадки нижнего мела залегают на породах триаса, в Тихорецко-Кропоткинском районе — палеозоя, а на территории Ростовского выступа подстилаются докембрийскими образованиями. Верхняя граница нижнемеловой формации определяется по несогласному залеганию верхнемеловой терригенно-карбонатной формации, а на отдельных участках платформы (Трехсельская, Успенская, Убеженская — Армавирский район) нижнемеловая формация трансгрессивно перекрыта отложениями терригенно-карбонатной формации палеоцен-эоцена.

Песчано-глинистая и терригенно-карбонатная подформации

В южной части платформенной области, в междуречье Пшехи — Хокодзи, в основании формации развит терригенно-карбонатный комплекс валанжина, несогласно залегающий на породах верхней юры. Отложения комплекса представлены известняками с прослоями доломитов, мергелей,

песчаников и глин. Мощность его по р. Белой около 50 м, на Лагонакском нагорье и Самурской площади – 100 м, по р. Хокодзь 35 м. В бассейне р. Белой терригенно-карбонатный комплекс сложен маломощными сильноизвестковистыми песчаниками, переходящими вверх по разрезу в обломочные известняки. Западнее, по р. Хокодзь, нижняя часть сложена известняками, а верхняя – доломитами желтоватой и розовой окраски. Среди известняков выделяются обломочные, псевдоолитовые и органогенные разности. Западнее р. Пшехи по северному склону Северо-Западного Кавказа валанжин начинается горизонтом глыбовых конгломератов, но местами между последним и титонем залегает пачка глин с валанжинской фауной. Мощность глыбовых конгломератов изменяется от 20 до 100 м. Выше расположены пачка песчаников (60–80 м) и толща известковистых глин (до 600 м) с горизонтом светлых мергелей. Эта часть разреза местами глубоко размыта и перекрыта толщей песчаников готерива.

Выше валанжинского карбонатно-терригенного комплекса выделяются две толщи: песчано-глинистая с сидеритами и глауконито-терригенная. Первая охватывает отложения готерива – баррема и нижнего апта, вторая – среднего-верхнего апта и альба. Нижняя граница первой толщи устанавливается повсеместно появлением пород свиты дерби. Верхняя проводится по появлению в разрезе характерных зеленовато-серых песчано-глинистых пород с глауконитом (брахиоподовый горизонт). Свита дерби залегает несогласно на подстилающих образованиях. На востоке вдоль предгорий готеривские отложения прослеживаются до бассейна р. Фарс, где они представлены конгломератами, гравелитами и песчаниками мощностью до 20 м. Западнее р. Белой к готериву отнесена толща серых песчаников с прослоями алевролитов и глин. Мощность этой толщи на Баракаевской и Ярославской площадях не превышает 40 м, а на Тульской, Майкопской и Абадзехской достигает 150–180 м. Западнее р. Белой готерив залегает несогласно на гранитоидах палеозоя (Южно-Дагестанская площадь), аргиллитах средней юры (Дагестанская площадь), известняках верхней юры (площади Ширванская, Безводненская, Самурская). Мощность готерива изменяется здесь от 150 до 500 м. Разрез представлен темно-серыми глинами с редкими прослоями песчано-алевритовых пород. На Самурской площади в глинистой толще выделяются две пачки газоносных песчаников мощностью по 20–25 м.

Вдоль предгорий в междуречье Белой – Пшехи готерив представлен темными глинами с частыми линзовидными прослоями песчаников и алевролитов; мощность этих отложений 400–500 м. Несколько южнее, на Лагонакском хребте, готерив выражен толщей (до 70 м) конгломератов, гравелитов, песчаников и глин, в верхах которой появляются прослой обломочных известняков. Западнее р. Пшехи готерив начинается свитой песчаников, иногда с базальными конгломератами в основании, выше которой залегает мощная толща слабоизвестковистых глин с конкрециями сидеритов; наибольшая мощность готерива 1200 м.

Средняя часть толщи, соответствующая баррему, выделяется западнее р. Белой и представлена глинами с прослоями и конкрециями сидеритов. В глинах местами присутствует маломощный куринский горизонт,

сложенный песчаниками и алевролитами. Наиболее полные разрезы баррема прослеживаются по северному склону Северо-Западного Кавказа в бассейнах рек Пшехи и Пшиша, где мощность отложений достигает 1400 м. К западу она постепенно уменьшается и на р.Убин не превышает 1100–1150 м, а еще западнее, на р.Хабль – 650–700 м.

Барремские отложения вскрыты бурением на площадях Мирной Балке, Восточно-Ходьженской, Нефтянской и Апшеронской, где они сложены темно-серыми глинами с редкими прослоями песчаников. Последние слагают три песчаных горизонта на Дагестанской и Ширванской площадях. Вскрытая мощность баррема на Самурской площади достигает 1300 м, на площади Победа она уменьшается до 800 м. Западнее р.Пшехи барремские отложения обнажаются вдоль северного склона Кавказа. Начинаются они серией конгломератов и песчаников фанарской свиты мощностью от 80 до 200 м. Выше залегает толща (1000–1300 м) темно-серых слабоизвестковистых глин с тонкими прослоями алевролитов и песчаников с сидеритовыми конкрециями.

Верхняя часть рассматриваемой толщи соответствует нижнему апту. Она выражена глинами с сидеритовыми конкрециями и убинским песчаным горизонтом в основании. Песчаники представлены неизвестковистыми разностями, обогащенными растительными остатками, их мощность составляет около 60 м. Глины известковистые, с прослоями и конкрециями сидеритов. В восточном направлении глины обогащаются песчаным материалом. Нижнеаптские отложения прослеживаются вдоль северного склона Кавказа от р. Абин на западе. Аналогичные фации нижнего апта вскрываются скважинами на площадях Мирной Балке, Нефтянской, Самурской, Генеральской, Северо-Кутаисской и площади Победа. Мощность нижнего апта изменяется от 150 до 500 м. Общая мощность песчано-глинистой толщи изменяется от 1000 м на западе до 2700 м на востоке в междуречье Пшиша – Пшехи.

Песчаные горизонты в неокме и нижнем апте, развитые вдоль северного склона Кавказа, в целом обладают относительно невысокими коллекторскими свойствами. Песчаники валанжина известковистые, плотно сцементированные, характеризуются средней величиной пористости (около 10%) и проницаемости (до 5 мд). В бассейнах Пшиша, Пшехи, Белой отдельные линзы и пласты готеривских песчаников сохранили гранулярную пористость (до 14%) и проницаемость (до 50 мд). Основным интерес в качестве коллекторов нефти и газа представляют песчаники фанарской свиты. Пористость насыщения их изменяется от 2 до 20%. Песчаные породы нижнего апта (убинский горизонт) имеют несколько лучшие коллекторские свойства по сравнению с валанжинскими и готеривскими песчаниками. Пористость насыщения в них варьирует от 4 до 2%, а проницаемость изменяется от 18 до 235 мд. Повышенные емкостные и фильтрационные особенности песчаных пород нижнего апта в естественных разрезах обусловлены лучшей отсортированностью обломочной части. В разрезах скважин по площадям Мирной Балке, Нефтянской, Самурской, Генеральской и другим песчаные прослои обладают низкими коллекторскими свойствами. Пористость в них составляет не более 5%, а проницаемость не превышает 5 мд.

Глауконито-терригенная толща, сложенная породами среднего-верхнего апта и альба, характеризуется иными условиями седиментации и границами распространения. Толща широко развита как на Кавказе, так и в платформенной области. В пределах последней отмечается общее погружение и широкая трансгрессия средне-верхнеаптского моря. Происходит расширение аптского бассейна. В связи с тем, что трансгрессия к северу средне-верхнеаптского моря в платформенной области развивалась замедленно, на фоне дифференцированных поднятий в зонах крупных геоструктурных элементов (Шапсуго-Апшеронский, Динской, Армави́ро-Невинномы́сский и другие валы) происходило накопление осадков различного фациального состава.

Начало альбского века характеризуется наиболее крупной трансгрессией; альбское море достигает самых северных районов Предкавказья. В фациальном отношении породы альбской толщи представляют собой морские осадки неглубокого бассейна. Нижняя половина толщи выражена глинами с прослоями песчаников, а верхняя — преимущественно глинами.

В большинстве разрезов Северо-Западного Кавказа отложения среднего-верхнего апта представлены темно-серыми глинами с прослоями серых песчаников и алевролитов с глауконитом. В песчаниках и алевролитах нередко отмечается обуглившийся растительный детрит. Песчаники глауконито-кварцевые, с глинистым и, редко, известковистым цементом. На востоке (р. Пшеха) в основании среднего-верхнего апта залегает толща глауконито-кварцевых песчаников и алевролитов брахиоподового горизонта. Последний перекрывается глинами и слагает вместе с ними разрез верхнего и среднего подъярусов апта мощностью 450–500 м.

Отложения верхнего и среднего апта известны также в разрезах многих южных площадей: Апшеронской, Ширванской, Безводненской и др. Здесь верхне-среднеаптские отложения представлены толщей глин с прослоями кварцевых песчаников и алевролитов, содержащих глауконит. В разрезах глинистой толщи верхнего и среднего апта выделены три песчаных горизонта (II, III и IIIa), мощность которых варьирует от 90 до 120 м. Они, по-видимому, являются аналогами II и III газоносных горизонтов Майкопской площади, а также II и III горизонтов на Тульской, Кужорской, Ярославской, Беноковской, Лабинской и других площадях. В литологическом отношении эта часть разреза представлена песчано-глинистыми образованиями с обилием растительных остатков.

Данные электронно-микроскопического изучения образцов, проведенные в КФ ВНИИнефть Л.Н. Барановой, свидетельствуют о преимущественно гидрослюдистом составе глин. В качестве примеси отмечаются минералы группы каолинита и монтмориллонита. В глинах довольно часты сферосидериты. Песчаники светло-серые ("сахаровидные"), полевошпат-кварцевого состава; обломочный материал угловатый. Цементом служит каолинит, тип цементации в основном поровый и уплотнения. Мощность описываемой части разреза составляет около 100 м. Нижняя часть верхней половины разреза терригенно-глауконитовой

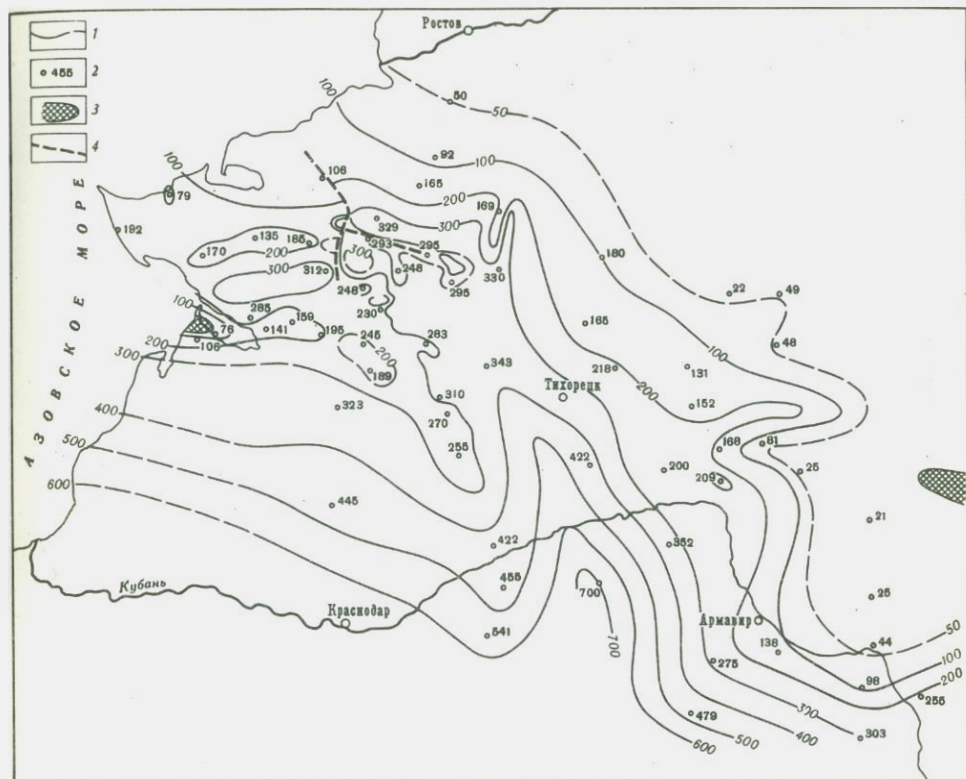


Рис. 11. Схема мощностей нижнемеловых отложений

1 - изопахиты; 2 - скважины с указанием мощностей; 3 - зоны отсутствия нижнемеловых отложений; 4 - разрывы

толщи представлена нижнеальбскими осадками. Выражены они в глинисто-глауконитовой фации с прослоями песчаников, образующих I горизонт на Дагестанской, Курджипской, Майкопской, Ярославской и других площадях. Выше по разрезу нижнеальбские отложения постепенно сменяются неизвестковистыми глинами среднего-верхнего альба; содержание глауконита в них заметно уменьшается. Общая мощность терригенно-глауконитовой толщи, составляющей верхнюю часть разреза нижнемеловой терригенной формации, колеблется от 100 до 500-550 м. Общая мощность нижнемеловой формации в южной части платформы (Хадзькенский и Ширванский районы) варьирует от 1000 до 2000 м (рис. 11).

Севернее широты площади Великой стратиграфический объем нижнемеловой формации на большей части территории платформы (Усть-Лабинский, Ейско-Березанский, Тимашевский, Тихорецко-Кропоткинский и Армавирский районы) включает только апт-альбский комплекс.

Присутствие в последнем вулканогенных образований в разрезах отдельных районов платформы обусловило необходимость выделения вулканогенно-осадочной подформации, развитой в Армавирском, Ейско-Безрезанском и Тихорецко-Кропоткинском районах. Отложения вулканогенно-осадочной подформации относятся к верхнему апту-альбу.

Вулканогенно-осадочная подформация

В строении вулканогенно-осадочной подформации участвуют различные типы пород. В нижней средне-верхнеаптской части разреза развиты крупнозернистые ("сахаровидные") песчаники, местами переходящие в гравелиты. Выше они чередуются с глинами серыми и темно-серыми, среди которых отмечаются обильные скопления обуглившихся растительных остатков. Для верхней, альбской части разреза подформации характерно присутствие в толще глин прослоев зеленовато-серых разнозернистых глауконитовых песчаников. Глины имеют преимущественно гидрослюдистый состав. В качестве примеси отмечаются минералы из группы каолинита и монтмориллонита. Песчаники серые, крупнозернистые, среди которых, как и в прослоях глин, отмечаются обильные скопления обуглившихся растительных остатков, местами образующих прослой углей и лигнита мощностью до 25-30 см. Песчаники и алевролиты имеют кварцевый состав с каолинитовым цементом. Помимо осадочных пород, в разрезе описываемой толщи встречаются вулканогенные (эффузивные и пирокластические) образования, представленные кварцевыми порфирами и их туфами (Сердюковская, Щербиновская, Кушевская, Ленинградская, Медведовская и другие площади). Вулканогенные породы основного состава, представленные базальтовыми порфиритами и фельзитовыми туфами, вскрыты на Темиргоевской и Бесскорбненской площадях. Мощность вулканогенно-осадочной подформации достигает 275 м.

В разрезах Тихорецко-Кропоткинского района вулканогенные породы не установлены. Песчаники и алевролиты здесь характеризуются кварцевым составом, крупнозернистостью, плохой окатанностью кварцевых зерен и включением зерен глауконита. В основании толщи местами отмечаются конгломераты, состоящие из галек палеозойских пород. В разрезе отсутствуют выдержанные по простиранию пласты и горизонты песчаников. На площадях Усть-Лабинского выступа (Некрасовской, Усть-Лабинской, Ладожской, Юбилейной и Великой) в разрезах аптских отложений выделяются два песчаных горизонта (II и III), к которым приурочены промышленные залежи газа и конденсата. В литологическом отношении породы представлены песчаниками светло-серыми, кварцевыми (кварца до 90%), известковистыми, с включениями зерен глауконита; в верхней части разреза появляются тонкие прослой темно-серых глин. Тип цементации песчаников - поровый, реже - базальный. В разрезе толщи отсутствуют вулканогенные породы. Общая мощность отложений среднего-верхнего апта в Усть-Лабинском районе колеблется от 120 до 200 м (рис. 12).

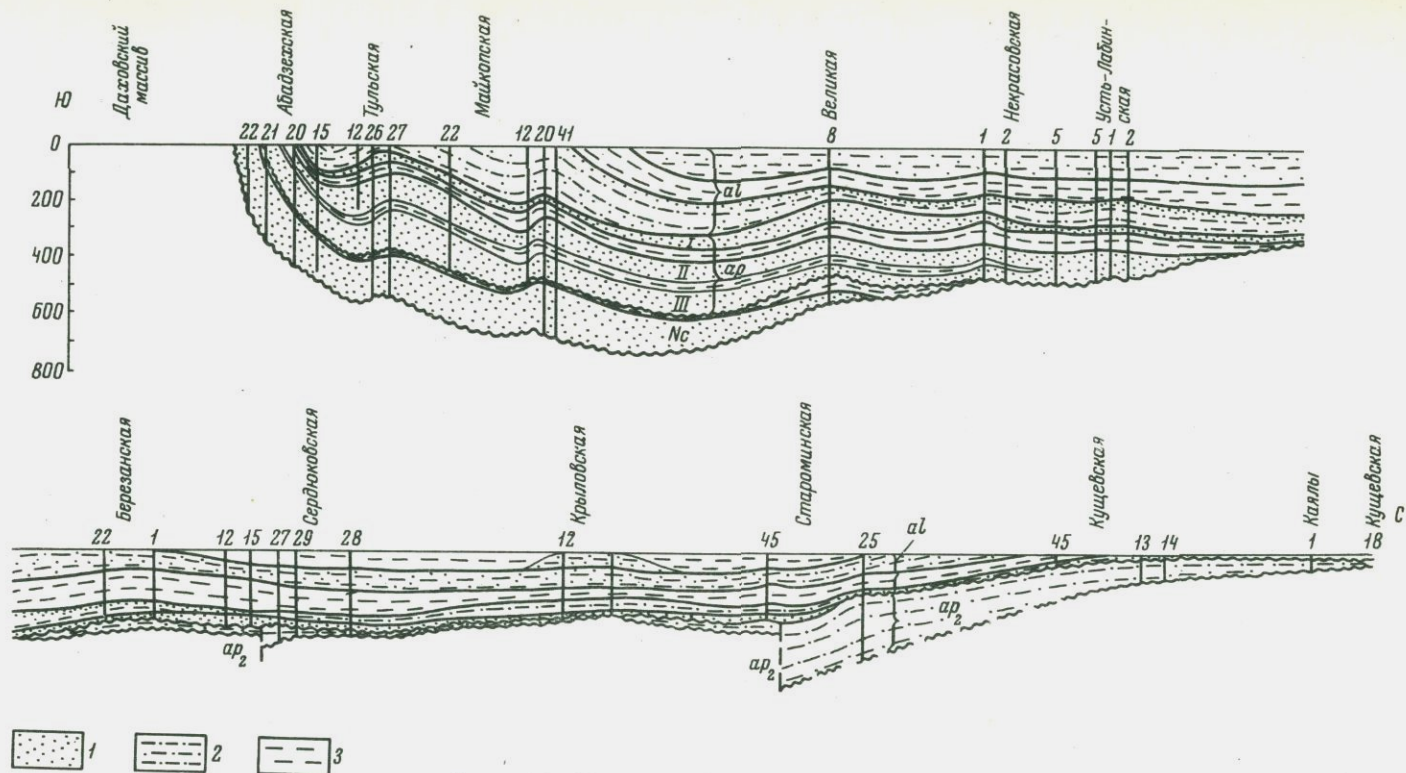


Рис. 12. Литофациальный разрез отложений нижнего мела по линии Абдзехская - Кушевская

1 - конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты; 2 - глинистые песчаники, алевролиты; 3 - глины

В северных районах края средне-верхнеаптские и нижнеальбские отложения представлены чередованием кварцевых и кварц-глаукоцитовых песчаников и глин с прослойками углей и лигнита. В нижней части разреза широко развиты туфогенные породы — туфы и туфопесчаники (Кушевская, Староминская и другие площади), а местами эффузивные образования (Сердюковская площадь). Во всей толще этого комплекса отсутствуют выдержанные по простиранию горизонты даже в пределах одной площади. Характерны частая перемежаемость пластов различного литологического состава, изменение их мощности вплоть до полного выклинивания. Максимальные мощности среднего-верхнего апта в северных районах платформы наблюдаются на Канеловской, Староминской, Ленинградской и Терновской площадях, где она изменяется от 100 до 400 м. В южном направлении, к Каневско-Березанскому валу, отмечается резкое сокращение мощностей среднего и верхнего апта вплоть до полного выклинивания (Бейсугская площадь, на сводах Каневской и Челбасской структур). Резкое изменение мощности отложений наблюдается также в приразломных участках платформы. Так, по данным бурения скважин на Канеловском и Северо-Канеловском поднятиях мощности осадков апта к востоку от разлома увеличиваются (до 350-400 м), а к западу, на сводах упомянутых поднятий, уменьшаются до нуля.

Терригенно-глаукоцитовая подформация

Терригенно-глаукоцитовая подформация широко развита в Армавирском районе. Она выражена осадочными и вулканогенными образованиями. Осадочные породы характеризуются переслаиванием черных неизвестноковистых глин и кварц-глаукоцитовых песчаников (в нижней части разреза). Последние на Армавирской, Южно-Советской, Советской и Бескорбенской площадях являются промышленно-газоносными (II горизонт нижнего мела). Над ними залегают вулканогенные породы (эффузивы и их туфы), образующие покровы мощностью свыше 50-70 м. Площадь распространения вулканогенных пород значительная: она занимает почти всю западную половину Армави́ро-Невинномысского вала. По данным петрографических исследований Г.П. Корнева и П.С. Жабревой (Жабрева, 1964), вулканогенные породы Армавирского района (площади Армавирская, Александровская, Убеженская, Трехсельская, Советская, Южно-Советская и Успенская) представлены эффузивами основного состава: диабазами, диабазовыми и базальтовыми порфиридами. На Убеженской площади наряду с базальтовыми порфиридами были встречены андезитовые порфириды. Помимо эффузивов, образующих мощные покровы, были обнаружены и пирокластические образования, представленные туфами базальтовых порфиритов и хлоритизированными литокластическими туфами. В разрезах Трехсельской, Успенской, Убеженской и Александровской площадей пласты эффузивов чередуются с песчаниками, алевролитами и глинами, образуя с последними единую вулканогенно-осадочную толщу. Мощность ее изменяется от 70-80 м на Успенской площади до 370 м на Трехсельской. На Медведовской

площади в вулканогенно-осадочной толще установлены кварц-порфиры, плагиоклазовые порфириты и тонкие прослои (до 5–8 см) кристаллокластических туфов кварцевого порфирита.

Верхняя часть вулканогенно-осадочной подформации повсеместно представлена глинами, а местами алевритово-глинистыми отложениями с глауконитом (фашии среднего и верхнего альба). Глины темно-серые, местами черные, некарбонатные. Среди глин встречаются линзовидные прослои и линзы песчаников и алевролитов, быстро изменяющиеся как по мощности, так и фашиально. Наиболее выдержанные по простиранию песчано-алевритовые прослои отмечаются в нижней части глинистой толщи. Эта часть разреза обычно относится к нижнему-среднему альбу и хорошо охарактеризована фаунистически. Глинистая часть разреза среднего-верхнего альба венчает верхнюю часть нижнемеловой терригенной формации, на которую трансгрессивно ложатся осадки верхнемеловой терригенно-карбонатной формации.

Основные горизонты коллекторов, к которым приурочены залежи газа, расположены в нижней части нижнемеловой формации. В стратиграфическом отношении они принадлежат в основном к аптским и нижнеальбским отложениям, среди которых выделены I, II и III горизонты.

I нижнеальбский газоносный горизонт прослеживается почти на всей территории Ейско-Березанского района. В его основании обычно залегают гравелиты, состоящие из слабо окатанных зерен кварца, глинистых сланцев размером от 2 до 12 мм. Выше развиты зеленовато-серые разнотельные песчаники и алевролиты с прослоями темно-серых глин. Песчаники и алевролиты по составу глауконито-кварцевые, с глинистым или глауконито-глинистым (гидрослюдистым) цементом. Подстилающие I горизонт песчаные образования среднего-верхнего апта в Ейско-Березанском районе образуют единый газоносный объект, состоящий из нескольких пачек, разделенных глинами. Так, в западной части Старо-Минской площади мощность песчаных образований, условно относимых к апту, превышает 200–250 м. В восточной части площади аптские отложения отсутствуют.

На остальной территории Западного Предкавказья песчаники, подстилающие I горизонт, группируются в два самостоятельных газоносных горизонта – II и III. Наиболее полный разрез II горизонта отмечен на Южно-Советской площади. Здесь он подразделяется на три пачки, разделенные маломощными глинистыми прослоями. Нижняя часть горизонта представлена чередованием прослоев серых кварцевых песчаников, алевролитов и темно-серых глин. Реже встречаются прослои гравелитов. Песчаники и алевролиты по составу кварцевые, местами глауконито-кварцевые, сцементированные глинистым и глинисто-каолинитовым цементом. Горизонт в пределах Южно-Советской и Бескорбененской площадей перекрывается пачкой (от 5 до 30 м) вулканогенных пород (эффузивы и их туфы) основного состава.

В южной части платформы (Майкопская, Кужорская, Ярославская, Лабинская и другие площади) разрез II горизонта характеризуется большим количеством глинистых прослоев и общей глинизацией поровых коллекторов. Мощность горизонта на Беноковской, Ярославской, Лабинской и Новоалексеевской площадях достигает 100–150 м. В северном направ-

лении мощность II горизонта постепенно уменьшается, вплоть до полного выклинивания его по линии Армавир – Мавринская – Кавказская. II горизонт и III горизонт песчаников среднего–верхнего алта известны на Тульской, Кужорской, Ярославской, Беноковской, Баракаевской и Великой площадях. В разрезе Майкопской площади II и III горизонты являются продуктивными. Песчаники и алевролиты, слагающие эти горизонты, имеют глауконито–кварцевый состав, сцементированы глинистым цементом. На Лабинской, Темиргоевской, Усть–Лабинской, Некрасовской и Великой площадях разрез II горизонта выражен кварцевыми песчаниками и алевролитами с каолиновым цементом. Газоносные песчаники II горизонта установлены на Соколовском, Митрофановском, Ловлинском, Кавказском, Алексеевском и Южно–Соколовском поднятиях. Мощности II и III горизонтов изменяются в довольно широких пределах, наибольшие фиксируются в южных районах Восточной Кубани. На Майкопской площади мощность II горизонта определяется в 55–106 м, а III – 80–100 м. В Усть–Лабинском районе (площади Усть–Лабинская, Некрасовская, Ладожская, Двуратская и Великая) мощность II горизонта колеблется от 40 до 70 м. Общая мощность коллекторов среднего и верхнего алта изменяется от нулевых значений до северному борту Восточно–Кубанской впадины до 400–500 м на юге платформы.

Лабораторными исследованиями установлено, что физические свойства песчано–алевритовых коллекторов формации характеризуются различными значениями пористости и проницаемости. Для коллекторов алта в северных районах платформы (Староминская, Ленинградская и другие площади) значения пористости варьируют от 11–12 до 25%, а проницаемости – от 30 до 2000 мд. Наряду с этим отдельные разности коллекторов алта характеризуются низкими значениями пористости (2,5–10%) и проницаемости (до 5 мд).

На площадях Армавирского района (Южно–Советской, Армавирской и др.) среднее значение пористости для II горизонта составляет 12–17%, в большинстве же случаев оно не превышает 10%. Песчано–алевритовые породы на этих площадях слабопроницаемы (2–5 мд), и в редких случаях их значения превышают 18–20 мд. В Ширванском районе II и III горизонты характеризуются различной пористостью и проницаемостью. Средние значения пористости III песчаного горизонта на Ширванской площади составляют 10–15%, проницаемости – 100–300 мд. Приведенные данные о физических свойствах коллекторов дают возможность сделать вывод о том, что фильтрационные свойства и емкостная характеристика коллекторов I горизонта в разрезе северных площадей платформенной области лучше, чем в южных. Для II и III горизонтов физические свойства песчаников несколько улучшаются в пределах Адыгейского и Усть–Лабинского выступов, а также по северо–восточному борту Восточно–Кубанской впадины. Средние значения пористости изменяются здесь от 15 до 23%, проницаемости – от 270 до 600 мд.

ТЕРРИГЕННО-КАРБОНАТНАЯ И ФЛИШЕВАЯ ФОРМАЦИИ ВЕРХНЕГО МЕЛА

Отложения этих формаций распространены почти на всей территории Западного Предкавказья, отсутствуя лишь на локальных участках. Область их развития на юге ограничивается линией выходов на поверхность по северному склону Кавказского хребта. В пределах западного погружения Кавказа развиты флишевые образования, огибающие Кавказ с запада и соединяющиеся с флишевым комплексом его южного склона. На равнинной территории распространена терригенно-карбонатная платформенная формация.

На разных участках Западного Предкавказья рассматриваемый комплекс изучен неравноценно. Наиболее полное изучение его проведено в складчатой области, где породы верхнего мела обнажаются на поверхности. Начало изучению верхнемеловых отложений было положено еще в дореволюционное время, но основы их стратиграфии были разработаны значительно позже — исследованиями О.С. Вялова, Н.Б. Васильевича, Б.М. Келлера и др.

Систематические исследования в пределах Северо-Западного Кавказа начались в послевоенные годы Д.В. Дробышевым, М.М. Москвиным, Кавказской экспедицией МГУ под руководством Г.Д. Аджирея и В.Е. Хаина.

В дальнейшем изучение геологического строения верхнемеловых отложений в складчатой области и на платформенной территории по материалам опорных, разведочных и эксплуатационных скважин проводили в основном геологи "Краснодарнефти" и КФ ВНИИнефть (З.А. Антонова, А.Я. Буданова, А.Г. Гарбузова, А.Г. Гнедина, А.И. Дьяконов, В.Л. Егоян, О.М. Калугина, Л.В. Петренко, А.Д. Сторчевая, Ф.А. Таран, А.Н. Шарданов, А.А. Шиманский, Л.Н. Яковлева, М.А. Ясенева, Е.А. Акулинина, С.А. Афанасьев, Р.Г. Дмитриева и др.).

Терригенно-карбонатная платформенная формация

Породы этой формации распространены почти по всей платформенной территории Западного Предкавказья, включая районы Восточной и Западной Кубани. Отсутствуют они на некоторых участках Армавирского района, на Бейсугской, Майкопской и Ширванско-Безводненской площадях. Здесь верхнемеловые отложения полностью размывы в период предпалеоценовой регрессии (рис. 13).

Положение формации в разрезе мезо-кайнозойских образований определяется довольно четко. Подстилающими отложениями почти везде

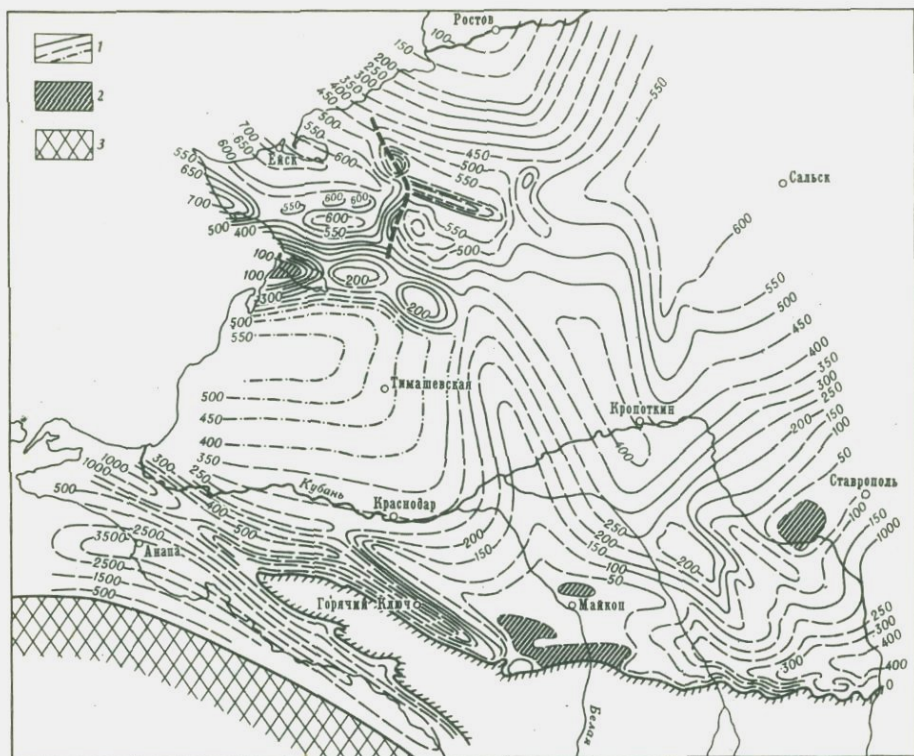


Рис. 13. Схема мощностей осадков верхнего мела

1 — линии равных мощностей; 2 — зоны предполагаемого размыва верхнемеловых отложений; 3 — Черноморская палеосуша

являются породы нижнего мела, в основном альба. На южном склоне Ростовского выступа, где осадки альба выклиниваются, породы верхнего мела контактируют с аптскими, а местами лежат на докембрии. На нижнемеловых отложениях верхнемеловые залегают своими разными частями: в северных районах разрез начинается с сеномана. Южнее, в пределах Восточной Кубани, сеноман местами отсутствует, и на породах нижнего мела лежат известняки турон-коньяка и даже сантона. Одновременно с этим верхняя часть нижнемеловых отложений также представлена в разной степени размывтой поверхностью образований альбского яруса, что отчетливо прослеживается на сводах поднятий. Наиболее полные разрезы альба и сеномана отмечаются в некоторых синклиналиях (Егорлыкская, Иркилевская, Копанская и др.), где вероятен согласный переход между нижне- и верхнемеловыми отложениями. В большинстве районов Западного Предкавказья, особенно на поднятиях, между нижним и верхним мелом наблюдается стратиграфический перерыв.

Конец мелового периода также ознаменовался крупным региональным перерывом, выразившимся почти в полном размыве датских и большей части маастрихтских отложений. С завершением раннемелового этапа развития региона в палеотектонической обстановке Западного Предкавказья произошли существенные изменения. В сеномане, несмотря на общую унаследованность альбского геотектонического режима, уже отмечается начало перестройки отдельных структурных элементов. В это время интенсивно развиваются как отдельные складки, так и более крупные структурные элементы (Ростовский и Адыгейский выступы); параллельно происходит активное погружение наиболее крупных синклиналильных участков Ейско-Березанского и Тихорецко-Кропоткинского районов.

В отличие от раннемеловой и палеоценовой эпох верхний мел характеризуется активным накоплением карбонатных пород. Последние появляются в самом начале сеномана. Со временем роль их повышается, и они приобретают максимальное значение в позднегурон-сантонское время, а затем содержание карбонатного материала сокращается. Терригенно-карбонатная формация может быть расчленена на три основные части, характеризующиеся различными литологическими особенностями. В низах выделяется терригенно-карбонатная толща, сложенная преимущественно мергелями. Выше по разрезу залегает карбонатная или известняковая толща, в которой преобладают известняки. Верхнюю часть формации составляет толща терригенных пород, сложенная главным образом известковистыми глинами. Перечисленными толщами верхний мел представлен почти на всей территории Западного Предкавказья. Лишь в юго-восточной части региона резко сокращается содержание терригенного материала и увеличивается объем карбонатных пород.

Положение верхнемеловых литологически различных толщ по разрезу не всегда соответствует границам стратиграфических подразделений, хотя в целом каждая из выделенных толщ представлена в основном отложениями определенного возраста. Так, например, терригенно-карбонатная толща сложена главным образом породами сеномана. Но в ряде случаев она включает и образования нижнего турона. Известняковая (карбонатная) толща объединяет три яруса: верхний турон, коньяк и сантон. Первые два не расчленяются и рассматриваются совместно. Однако иногда нижняя граница толщи поднимается до подошвы сантона, а верхняя опускается ниже его кровли. Вместе с тем местами в состав карбонатной толщи входят и известняки верхнего сенона (Адыгейский выступ) или маастрихта (Армавирский район). Верхняя терригенная толща состоит из отложений кампанского, маастрихтского и датского ярусов. В северной части Краснодарского края датский ярус почти нигде не выделяется, поэтому верхняя граница толщи совпадает с размытой поверхностью маастрихта.

Распространение верхнемеловых толщ по площади довольно неравномерно. Наибольшей площадью развития обладает известняковая толща, которая может быть прослежена почти на всей территории Западного Предкавказья (рис. 14). Значительно меньше распространены отложения терригенно-карбонатной толщи, которые на отдельных участках полностью выпадают из разреза. Широко развиты и отложения тер-

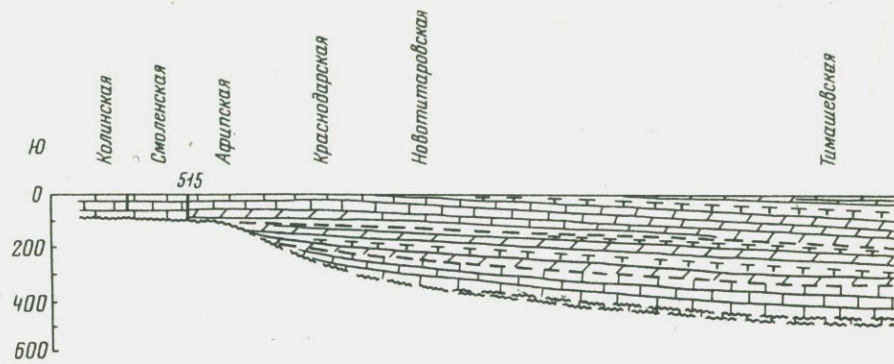


Рис. 14. Литофациальный разрез терригенно-карбонатной формации верхнего мела по линии Колинская - Маргаритовская

1 - глины известковистые; 2 - мергели; 3 - известняки

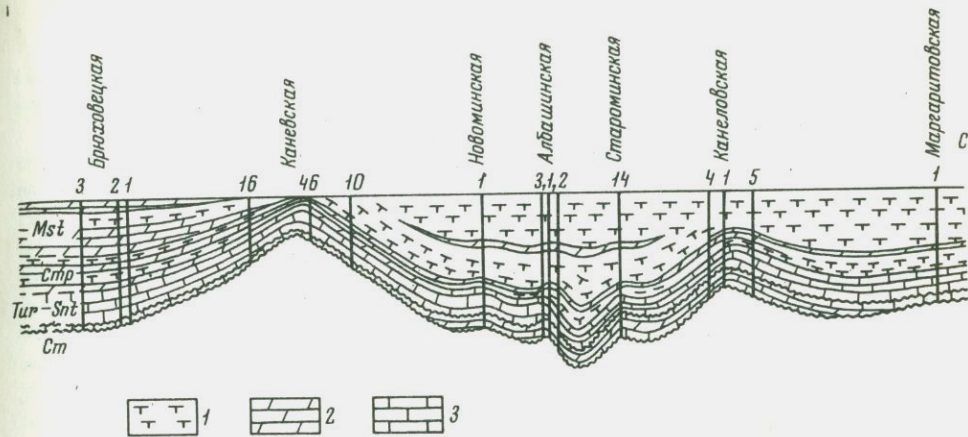
ригенной толщи, однако в южной части региона они сокращаются по мощности и претерпевают фациальные замещения. Благодаря этому кампанские и частично маастрихтские отложения в предгорной области представлены преимущественно известняками и мергелями и составляют уже не терригенную, а верхнюю часть карбонатной толщи.

По объему пород выделенные толщи также неравномерны. Максимальные мощности отложений соответствуют терригенной толще, минимальные - терригенно-карбонатной. Залегающие между ними образования карбонатной (известняковой) толщи имеют средние мощности между указанными выше. На отдельных участках региона, в основном в северной части западного Предкавказья (Кущевская, Новопокровская, Песчаноокопская и другие площади), соотношение нарушается, и мощность известняковой толщи становится меньше подстилающей ее терригенно-карбонатной.

Терригенно-карбонатная толща

Отложения этой толщи прослежены на значительной части Западного Предкавказья и отсутствуют лишь на некоторых структурных поднятиях Ейско-Березанского, Армавирского и Усть-Лабинского районов, а также в южной части региона - на Майкопской, Кужорской, Ярославской, Баракаевской и других площадях. К концу формирования терригенно-карбонатной толщи отдельные участки приподнялись и подверглись денудации, в результате которой нижнетуронские и сеноманские отложения местами оказались частично или полностью размытыми.

В отличие от альбских отложений сеноманские характеризуются наличием значительного количества известковистого материала, содержание которого в разрезе составляет примерно 50%. Однако сеноман-



ский век нельзя еще рассматривать как типично "карбонатную эпоху". Он носит черты переходного характера, когда роль терригенного материала существенно понизилась, а роль карбонатного еще не достигла своего максимума. Завершается предкарбонатный этап в поздне-туронское время, когда отмечается резкое повышение интенсивности карбонатообразования.

Область максимального накопления осадков в сеноманское время на платформенной территории располагалась в виде субширотной полосы, охватывающей Щербиновскую антиклиналь, центральную часть Канеловского поперечного выступа, Ленинградскую антиклиналь, Екатириновский поперечный выступ, вплоть до Новопокровской антиклинали. Для этой полосы характерно наличие в разрезе плотных пелитоморфных органогенных известняков серого цвета, залегающих в виде отдельных прослоев небольшой мощности. В центральной части этой полосы мощность известняков достигает 20 м (Староминская, Ленинградская площади). К югу и северу от полосы максимальных мощностей параллельно с сокращением общей мощности происходит изменение и литологического состава пород. По южному склону Ростовского выступа заметно повышается содержание терригенного материала: отмечаются прослои известковистых песчаников и алевролитов, в основании толщи появляется мощная пачка алевролитов и песчаников, переслаивающихся с карбонатными глинами и маломощными прослоями известняков. В южном направлении в разрезе толщ повышается содержание карбонатного материала, мергели местами переходят в глинистые известняки. В центральной части Восточной Кубани глинистый и песчаный материал почти полностью отсутствует, и разрез сеномана представлен карбонатными породами. По северному склону Большого Кавказа, в зонах выходов пород на поверхность, в разрезе сеномана преобладают мергели и песчано-алевритовые породы.

Породы терригенно-карбонатной толщи благодаря мергельно-глинистому составу почти не имеют коллекторов. Песчаники и алевролиты, составляющие небольшую часть разреза этой толщи, представлены маломощными прослоями, имеющими локальное развитие. Цементирующим веществом песчаников и алевролитов является известковистый материал, ухудшающий коллекторские свойства этих пород. И лишь в пределах отдельных поднятий Ейско-Березанского района, где мощность песчано-алевролитовых пластов возрастает до 10 м, они становятся проницаемыми и приобретают свойства гранулярных коллекторов, но имеют локальное распространение.

Карбонатная толща

На отложениях терригенно-карбонатной толщи залегает толща карбонатных пород, состоящая главным образом из известняков. В Западном Предкавказье известняковая толща развита почти повсеместно: она отсутствует лишь на локальных участках, где полностью размыты отложения верхнего мела. Эти участки приурочены к Армавирскому району, Адыгейскому и Ростовскому выступам.

В конце формирования терригенно-карбонатной толщи фиксируется воздымание ряда крупных участков и денудация нижнетуронских и сенноманских отложений (Усть-Лабинский и Армавирский районы, Адыгейско-Караचाевский массив). К концу сантонского времени ряд площадей также оказался приподнятым над уровнем моря, что привело к частичному размыву сантонских отложений (Армавирский, Усть-Лабинский районы, Адыгейско-Карачаевский массив). Намечается перерыв между коньяком и сантоном, что также привело к размыву коньякских и частично туронских отложений. Однако эти перерывы не привели к разделению карбонатной толщи на литологически различные части.

Разновозрастные известняки рассматриваемой толщи по площади распространены неравномерно. Верхнетуронские - коньякские известняки развиты в основном в центральной части Ейско-Березанского района; нет их, по-видимому, на территории Ейского полуострова и Екатериновского выступа, а также в пределах большей части Армавирского района, где они появляются только на борту Восточно-Кубанской впадины и ее приосевой части. В Тихорецко-Кропоткинском районе предполагается наличие этих отложений очень небольшой мощности (единицы метров).

Значительно шире распространены известняки сантона. Они прослеживаются почти на всей рассматриваемой территории и отсутствуют только на локальных участках, где полностью размыты отложения верхнемелового комплекса (площади Бейсугская, Майкопская, Убеженско-Николаевская, Ширванская и др.). В Армавирском районе в разрезе отдельных скважин пачка верхнемеловых известняков выделяется довольно хорошо. Предполагается, что в ее состав входят не только известняки сантона, но и кампан-маастрихта, которые составляют с сантонскими единую толщу. В южной части региона карбонатная толща

также включает известняки и мергели кампанского и маастрихтского возраста.

Характерным литологическим признаком карбонатной толщи является монолитность слагающих ее пород. Основная их масса представлена известняками органогенного и, реже, хемогенного происхождения. Почти все известняки имеют белый цвет, иногда с кремовым оттенком. Почти всегда они массивные и плотные, в значительной степени пелитоморфные, очень часто со стилолитами и трещиноватостью (площади Каневская, Челбасская, Крыловская и др.). Встречаются разновидности кавернозных, а также зернистых известняков, обладающих определенной гранулярной пористостью, что значительно повышает их коллекторские свойства. Среди известняков с высокой степенью карбонатности залегают прослои глинистых известняков. Многие известняки содержат примеси и более грубого обломочного материала, количество которого непостоянно по площади и разрезу. Такие известняки отмечаются главным образом в нижней части и встречаются чаще в Ейско-Березанском районе (Каневская, Челбасская и другие площади). Мергели и очень редкие глины в этой толще встречаются лишь в виде тонких (до 1 см) подчиненных прослоев. Известняки различных районов имеют большое сходство между собой и отличаются лишь по содержанию прослоев терригенного материала. Пачка известняков хорошо прослеживается и в юго-восточной части региона, где она обнажается на поверхности.

На большей части территории Западного Предкавказья мощность известняков не превышает 100 м. Лишь на юге региона, в пределах наиболее прогнутой части Восточно-Кубанской впадины (районы станции Темиргоевской, Упорной и Отрадной) и Западно-Кубанского прогиба, а также на Тимашевской ступени мощность толщи превышает 150 м.

Исследование коллекторских свойств карбонатной толщи проводилось в ограниченном объеме. Всего было исследовано около двух-трех десятков образцов, отобранных на Каневской, Ленинградской, Майкопской и Кавказской площадях. Исследования показали, что содержание карбонатного материала в известняках на Каневской площади составляет 82-95%, на Ленинградской - 87-89%. Все исследованные образцы обладают той или иной эффективной пористостью. Наиболее пористыми оказались известняки Ленинградской площади - 15-17,4%; на Каневской площади эффективная пористость равна 8-16%. Проницаемость известняков определялась лишь в одном образце Ленинградской площади, где она оказалась равной 4 мд.

Терригенная толща

Отложения этой толщи в пределах Западного Предкавказья также имеют довольно широкое развитие, однако значительно меньшее, чем карбонатная толща. Они хорошо выделяются в северных районах, а в южной части региона местами отложения терригенной толщи отсутствуют полностью. Нет их в Усть-Лабинском и Армавирском районах, а

также на значительной территории Адыгейского выступа. В пределах Восточно-Кубанской впадины эта толща имеет сравнительно небольшую мощность и представлена преимущественно верхами маастрихта; кампан и низы маастрихта в этом районе входят в состав карбонатной толщи. По северному склону Кавказа отложения терригенной толщи отмечаются локальными участками и прослеживаются с перерывами до р. Пшехи, западнее которой верхнемеловые образования переходят во флишевую формацию. В междуречье Кубани — Урупа в разрезе кампана и маастрихта преобладают известняково-мергельные породы, составляющие часть карбонатной толщи.

С кампанского века начинается новый этап в развитии верхнемелового комплекса. Усиливается приток терригенного материала в бассейн. Концентрация карбонатного материала в кампан-маастрихтских отложениях по площади не равномерна. В северных районах количество карбонатных осадков небольшое. Встречаются они в виде прослоев главным образом в основании толщи, а в остальной части разреза занимают подчиненное положение. К югу, по мере увеличения глубин бассейна, возрастает роль пелитовых разностей, местами переходящих в мергели с подчиненными прослоями известняков.

Кампан-маастрихтское время характеризуется продолжением локальных подвижек и общим опусканием всей территории. Но в результате предкампанской регрессии подвергся глубокому размыву ряд крупных участков Адыгейского выступа, Армавиро-Невинномысского вала, южного борта Западно-Кубанского прогиба, Ростовского выступа и других структур. В их пределах эрозией были вскрыты альбские и даже более древние образования. Некоторые из этих участков представляли область денудации в течение всего кампана, и лишь в маастрихте они были перекрыты морем.

В конце мела вся территория Западного Предкавказья оказалась приподнятой над уровнем моря. Денудации подвергались все крупные положительные структурные элементы; на значительной части территории глубоко размывались маастрихтские отложения, местами эрозия захватывает и кампанские. Осадков датского возраста в пределах платформенной территории нигде не отмечено, и только в предгорьях Кавказа выделяются маломощные датские осадки, выраженные в песчаных и мергельно-известняковых фациях. Региональная предпалеоценовая регрессия привела к резким сокращениям мощности терригенной толщи на отдельных участках. Маастрихтские образования, например, полностью отсутствуют на Каневской и Березанской мегантиклиналях (зонах поднятий), в своде Кушевской складки, а на ряде других площадей представлены только своей нижней частью. В связи с этим кровля терригенной толщи сложена разновозрастными породами, а контакт с перекрывающими палеоценовыми и более молодыми осадками несогласный.

По литологической характеристике отложения кампанского и маастрихтского ярусов очень сходны между собой, что в ряде случаев затрудняет их достоверное расчленение. Терригенная толща отличается от двух других верхнемеловых толщ не только литологическими особенностями, но и сильно увеличенными мощностями, превышающими

местами 600–650 м. В ее основании залегает маломощная пачка отложений, хорошо выделяющаяся в разрезах верхнего мела. Она представлена частым чередованием пластов известняков, песчаников и глин. На некоторых площадях (Ясенской, Щербиновской и др.) в подошве этой переходной пачки отмечается перерыв и выпадение части слоев.

Выше этой переходной пачки залегает более однородная толща кампан–маастрихтских терригенных осадков. В северных районах она выражена обломочными породами: глины известковистые и алевропесчанистые, с прослоями и линзами мелкозернистых песчаников и алевролитов; местами глины переходят в мергели.

К югу от Каневской антиклинали содержание мергелей в разрезе толщи резко возрастает. В пределах Тимашевской ступени почти весь разрез, мощность которого достигает 340–350 м, сложен мергелями, местами переходящими в известняки, и только в верхней части разреза залегают еще глины. С дальнейшим погружением пород отмечаются сокращение мощностей верхнего сенона и смена терригенных и терригенно-карбонатных фаций карбонатными. На юге, в районе Новодмитриевской и Калужской площадей, верхнесенонские отложения представлены только маастрихтским ярусом мощностью 90–110 м; они выражены известняками и мергелями и поэтому отнесены к карбонатной толще. Аналогично происходит изменение фациального состава толщи южнее Тихорецко–Кропоткинского района. С погружением пород в Восточно-Кубанскую впадину, с одной стороны, резко сокращается мощность толщи (до 112–124 м на Темиргоевской площади), с другой, появляются мощные пласты известняков, чередующихся с менее мощными пластами мергелей и глин. В пределах центральной части Армавирского района отложения терригенной толщи отсутствуют, но в его восточной части появляются породы кампан–маастрихта в известняковой фации (Невинномысская площадь), которые входят в состав карбонатной толщи.

На большей части Адыгейского выступа верхнесенонские отложения размыты и отмечаются только по северному склону Кавказа. Их разрез в этих районах характеризуется наличием как карбонатных, так и терригенных пород. Причем в разрезах восточной части этой зоны преобладают известняковые и мергельные отложения. Наиболее полно эти отложения изучены в обнажениях по р.Кубани, где они выделяются в карбонатную толщу. К западу примесь терригенного материала возрастает, и на Дагестанской, Хадьженской и других площадях в разрезе уже доминируют обломочные породы: кварц-глауконитовые песчаники кампана, а также песчаники и микроконгломераты маастрихта. Известняки преобладают мягкие, мелоподобные.

В междуречье Лабы – Хакодзи появляются фаунистически охарактеризованные отложения датского яруса. Представлены они маломощной пачкой (до 6 м) зеленоватых и серых кварцевых глауконитовых песчаников (реки Губс, Малая Лаба), среди которых залегают несколько прослоев известняков; по р.Хокодзи развиты мергели.

Флишевая формация

Отложения верхнемеловой флишевой формации протягиваются вдоль северного склона Северо-Западного Кавказа в виде узкой полосы. На востоке, в междуречье Пшехи – Пшиша, обнажается на поверхности флишевая толща известняков, мергелей и песчаников. Восточнее этого участка, на правом берегу р.Пшехи, характер верхнемеловых отложений резко изменяется. Признаков флиша здесь уже нет, а верхний мел представлен маломощной толщей карбонатных и терригенных пород.

Северная граница распространения флиша проходит по южному борту Западно-Кубанского прогиба вдоль Ахтырской шовной зоны.

Флишевый комплекс формировался на протяжении всего позднемелового времени. В результате этого флиш представлен породами всех верхнемеловых ярусов, за исключением датского, осадки которого, вероятно, отлагались, но были затем смыты. Наиболее полные разрезы флишевого комплекса развиты в западной части Семигорского антиклинория по р.Баканке, в районе которого общая мощность всего комплекса превышает 3000 м, а также по р.Абин, где наблюдается полный разрез, но сокращенной мощности (около 1500 м). К востоку разрез продолжает сокращаться не только по мощности, но и по своей полноте. Постепенно из него выпадают отдельные стратиграфические горизонты и даже целые ярусы. В Хадзьженском и Ширванском районах из разреза выпадают сеноман, турон, коньяк, сантон, т.е. флишевый комплекс представлен здесь только кампан-маастрихтскими образованиями. В состав верхнемелового флиша входят известняки, мергели, песчаники и нередко грубообломочные породы. Прослой этих пород составляют в основном трехэлементные ритмы.

Литолого-фациальные особенности флишевого комплекса изменяются по разрезу незначительно. Весь разрез в целом характеризуется терригенно-карбонатным составом слагающих пород, и отложения одного яруса отличаются от отложений другого яруса лишь соотношением терригенных и карбонатных осадков.

В составе сеноманского яруса выделяются кохотская свита и баканский горизонт. Породы этого яруса представлены ритмичным чередованием алевролитов, глин и мергелей. В нижней части сеномана (кохотская свита) в разрезе по р.Абин изредка встречаются прослой известняков, содержание которых в баканском горизонте значительно возрастает.

Алевролиты преимущественно серого цвета с зеленоватым оттенком, в разной степени известковистые, плотные; мощность прослоев 1–50 см. Глины известковистые, слоистые, плотные, серой или темно-серой окраски с зеленоватым или голубоватым оттенком; мощность прослоев достигает 1 м. Мергели обычно серого цвета, иногда с голубоватым оттенком, сильноалевролитистые, плотные; мощность прослоев не превышает 60–70 см. Наибольший объем в сеноманском разрезе занимают глины, которые составляют до 60% всего разреза. На подстилающих отложениях альба в западной части флишевой зоны породы сеномана залегают, по-видимому, согласно. Но к востоку между ними

намечается перерыв. Максимальная мощность сеноманских образований составляет 240–250 м (р.Баканка). В разрезе по р.Абин она не превышает 100 м.

Туронские отложения выделяются в тех же разрезах, где отмечен и сеноман. Они расчленяются на керкетскую свиту (внизу) и нижненатухаевскую подсвиту. Разрез турона представлен ритмичным чередованием различных пород, среди которых наибольший объем занимают пелитоморфные, алевритистые и кремнистые известняки. Примерно такие же известняки и в нижненатухаевской подсвите. Мощность отдельных прослоев достигает 80 см, общее содержание известняков в разрезе турона в среднем равно 50–55%. Мергели занимают значительно меньший объем (15–41%), в верхней части разреза их несколько больше (до 46%). Они обычно светло-серые с голубоватым или зеленоватым оттенком, алевритистые, плотные. Мощность прослоев колеблется от 0,5 до 90 см. Глины имеют такую же окраску, как мергели. Мощность их прослоев изменяется от 0,1 до 75 см. Содержание в разрезе не превышает 26%. Псаммитовые породы известковистые, плотные, полосчатые и волнисто-слоистые; мощность слоев не превышает 18–28 см. Общая мощность турона в пределах Семигорского антиклинария составляет 340–350 м, по р.Абин – 200 м, в районе горы Шизе – около 300 м. Восточнее р.Большой Бугундырь мощность турона не превышает 140 м, сокращаясь до нуля в бассейне р.Пшехи.

Коньяк представлен верхненатухаевской подсвитой. В разрезе по р.Баканке он выражен чередованием известняков, мергелей, алевролитов и глин. При этом известняки в разрезе преобладают над другими породами. Они составляют 50–60% всего разреза, тогда как мергелей не более 15%, глин и алевролитов по 7–8%. Максимальная мощность прослоев, достигающая 60 см, отмечается у известняков; у мергелей и глин она несколько меньше (до 30–50 см), а у алевролитов не превышает 15–20 см. Коньякский флиш отличается от туронского появлением мергелей-трескунов. Остальные породы коньяка почти такие же, как в туроне. В разрезах по р.Абин на долю известняков приходится 80% всей описываемой толщи. Наиболее восточный пункт выделения флишевых отложений коньяка – р.Большой Бугундырь. Общая мощность коньякских отложений колеблется от 100–110 м в западных районах до 50 м на востоке.

Сантонские отложения (гециохская свита) характеризуются наибольшим содержанием известняков, количество которых в отдельных разрезах достигает 95% (р.Абин). Общая мощность сантонских отложений по р.Абин составляет около 300 м, но по р.Псебепс не превышает 60 м, а в районе р.Большой Бугундырь – 210 м.

В кампанское время накапливаются мощные флишевые осадки. По р.Абин разрез кампана представлен терригенно-карбонатным флишем и имеет общую мощность около 450 м. В подошве кампана залегает мощная 25-метровая алевритистая пачка, которая перекрывается флишем, состоящим из алевролитов, известняков и мергелей. Выше по разрезу флишевые образования обогащаются терригенным материалом, появляются довольно мощные слои алевролитов (до 1 м), переходящие

к подошве в песчаники и гравелиты. Флиш приобретает крупноритмичный характер. Восточнее р.Абин разрез кампана обогащается обломочными породами (р.Большой Бугундырь). Содержание песчаников достигает 90%, а мощность отдельных слоев – 1,5 м. Общая мощность кампанских отложений в этом районе составляет 600–700 м.

Маастрихтские отложения выделяются на всей территории распространения верхнемеловых флишевых образований. В западной части весь разрез представлен ритмичным чередованием известняков, мергелей, алевролитов и глин. Преобладающими породами являются мергели-трескуны; они составляют до 70% всего разреза. Известняки занимают меньший объем, их содержание сокращается снизу вверх. Представлены они светло-серыми пелитоморфными, иногда кремнистыми разностями. В верхней части разреза известняки обогащены алевритистым материалом. Мощность прослоев колеблется в больших пределах: от единиц до 30–70 см. Прослой алевролитов, как правило, маломощны (10–15 см), но изредка встречаются и более мощные слои. Глины обычно серых тонов, иногда с голубоватым оттенком, известковистые, маломощные. В разрезе они занимают подчиненное положение. В восточном направлении мощность маастрихтских отложений сокращается, вместе с этим появляются рыхлые алевролиты. Преобладающими породами становятся мергели и глины, разрез приобретает субфлишевый характер.

Датский ярус по северному крылу Северо-Западного Кавказа отсутствует, и маастрихт трансгрессивно перекрывается палеоценом.

ТЕРРИГЕННО-КАРБОНАТНАЯ И ФЛИШЕВАЯ ФОРМАЦИИ ПАЛЕОЦЕН-ЭОЦЕНА

Палеоценовые и эоценовые отложения в пределах Западного Предкавказья развиты очень широко. На юге, вдоль предгорий Кавказа, палеоценовые и эоценовые отложения выходят на поверхность узкой полосой, протягивающейся от р.Кубани на востоке до г.Анапы на западе, а к северу они погружаются на значительные глубины. В пределах территории исследования развиты два основных типа палеоценовых и эоценовых отложений: геосинклинальный – флишевый и платформенный – терригенный, каждый из которых строго приурочен к определенным районам. Геосинклинальная – флишевая формация характерна для южного борта Западно-Кубанского прогиба, а платформенная – терригенная – для северных и восточных районов Западного Предкавказья.

Северные и восточные районы Западного Предкавказья

Терригенно-карбонатная платформенная формация

В полосе выходов на поверхность (восточнее р.Пшехи) породы формации систематически стали изучаться с 30-х годов – сначала К.А. Прокоповым, а затем Н.Н. Субботиной, И.А. Коробковым, Е.К.Щуцкой, Е.А. Шерик, Б.П. Жижченко, В.А. Гроссгеймом, Г.П. Леоновым, В.П. Алимариной и др. В северных районах Западного Предкавказья исследование терригенной формации палеоцена и эоцена проводится с 1947 г., вначале по материалам отдельных структурно-поисковых скважин, а с 1951 г. более детально по кернам опорных скважин (Тимашевская, Новоминская, Выселковская и Песчаноокопская).

Последующие исследования были направлены на уточнение вопросов стратиграфии, распределения литофаций и мощностей, выяснения геологической истории нефтегазоносности. Результаты этих исследований освещены в работах геологов: А.Н. Шарданова, И.А. Воскресенского и Б.М. Никифорова, З.П. Дворкина, С.И. Горлова, К.О. Росговцева и В.Н. Буряка, Е.А. Щерик, В.А. Гроссгейма, В.Т. Мальшек, Ю.А. Сударикова и других, а также палеонтологов: З.А. Антоновой, Г.А. Малышек, Н.Н. Борисенко, Д.А. Таран, А.Я. Будановой, Е.К. Щуцкой. Ю.П.Никитиной, Л.В. Петренко и др. В настоящее время новые материалы, полученные в результате разведочного бурения, дали возможность по литолого-геофизическим данным провести межрайонную детальную корреляцию палеоценовых и эоценовых отложений и получить дополнитель-

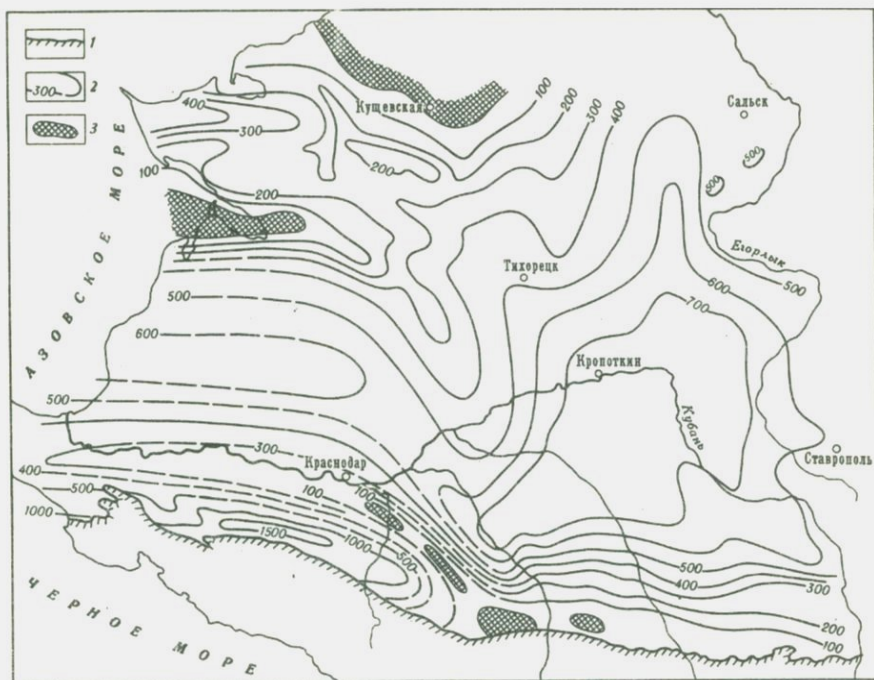


Рис. 15. Схема мощностей палеоценовых отложений

1 - выходы палеоценовых отложений на поверхность; 2 - изопахты; 3 - области отсутствия палеоценовых отложений

ные данные об условиях их залегания, особенностях распределения литофаций и мощностей, геологической истории, нефтегазоносности.

С начала палеогена территория Западного Предкавказья в целом была вовлечена в длительное и устойчивое прогибание, которое продолжалось почти непрерывно в течение палеоценового и эоценового этапов развития. Отложения палеоцена на территории северных и восточных районов Западного Предкавказья распространены очень широко; только сравнительно небольшие участки, приуроченные к сводовой части Ростовского выступа, Каневской и Бейсугской антиклиналям, Апшеронской, Безводненской, Дагестанской, Севастопольско-Баракаевской площадям, а также в разрезе по р. Пшехе и в других местах этих осадков не имеют (рис. 15). Залегают палеоценовые отложения на значительной части региона без видимого несогласия, однако на некоторых участках они трансгрессивно налегают своими разными горизонтами на породы различного возраста. Так, на Николаевской площади палеоценовые накопления перекрывают породы палеозоя, на Убеженской и Успенской площадях - вулканогенные образования нижнего мела, на Майкопском поднятии (южное крыло) и Тульской площади (южная часть)

они залегают на отложениях альба, на Челбасском и Кушевском поднятиях — на мергелях кампана. В большей части разрезов северной части Западного Предкавказья отложения палеоцена залегают на слоях маастрихта.

На северном склоне Кавказа в междуречье Кубани — Пшехи палеоценовые отложения расчленяются на три части. Нижняя часть — эльбурганская свита — соответствует нижнему палеоцену, а вышележащие — свита горячего ключа и абазинская — относятся к верхнему палеоцену. Эльбурганская свита слагается слоистыми серыми и зеленовато-серыми с характерной пятнистостью алевритистыми мергелями. Нижние слои этой свиты (разрез по р. Уруп) имеют прослои плотных известковистых алевролитов. Мощность свиты не превышает 50 м.

Свита горячего ключа — это толща известковистых глин (за исключением нижних нескольких метров, где глины слабоизвестковистые), с прослоями серых глинистых известковистых алевролитов в верхней части; мощность свиты около 100 м. Глинами в основном выражена и абазинская свита. В низах свиты глины темно-серые или зеленовато-серые, кверху иногда коричневатые, с налетами ярозита, уплотненные, известковистые, в некоторых разрезах с характерными прослоями (до 0,3 м) светлых опок и включениями конкреций (от нескольких сантиметров до 1 м в поперечнике) доломитизированных мергелей. Мощность свиты изменяется от 50 м в междуречье: Кубани — Лабы до нуля на отдельных разрезах Адыгейского выступа.

От полосы выходов к северу глинисто-мергельные литофации палеоценовых отложений прослеживаются примерно до линии Чайкинской — Подгорненская — Тульская. Севернее они резко замещаются песчано-алеврито-глинистыми фациями, которые расчленяются на две свиты: нижнюю — ейскую — и верхнюю — коноковскую. Ейская свита соответствует эльбурганской свите и свите горячего ключа, а коноковская сопоставляется с абазинской свитой.

По распространению в разрезе палеоцена песчано-алевролитовых и глинистых пачек территорию Западного Предкавказья можно разделить на три литофациальные зоны: южную, центральную и северную. В южной зоне (Майкопская, Кужорская, Лабинская, Трехсельская и Успенская площади) вся толща палеоцена слагается преимущественно пластами песчаников и алевролитов с редкими маломощными прослоями весьма плотных алевритистых глин. Центральная зона (Усть-Лабинская, Ладожская, Некрасовская, Великая, Темиргоевская, Александровская, Советская, Южно-Советская, Армави́ро-Убеженская и Невинномы́сская площади) характеризуется тем, что нижняя часть палеоцена (примерно 30% мощности) слагается алевритистыми плотными известковистыми глинами с отдельными песчано-алевритовыми прослоями, а верхняя часть в основном песчано-алевролитовая. Северная зона охватывает Ейско-Березанский и Тихорецко-Кропоткинский районы Западного Предкавказья. Палеоцен в ней состоит из пачек песчаников и алевролитов с редкими прослоями глин мощностью не более нескольких метров. В средней части разреза Ейско-Березанского и Армави́рского районов содержится несколько прослоев серых, иногда алевритистых органогенных плотных известняков. Мощность их изменяется от нуля до 40 м.

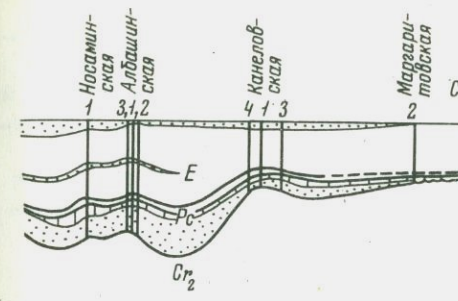
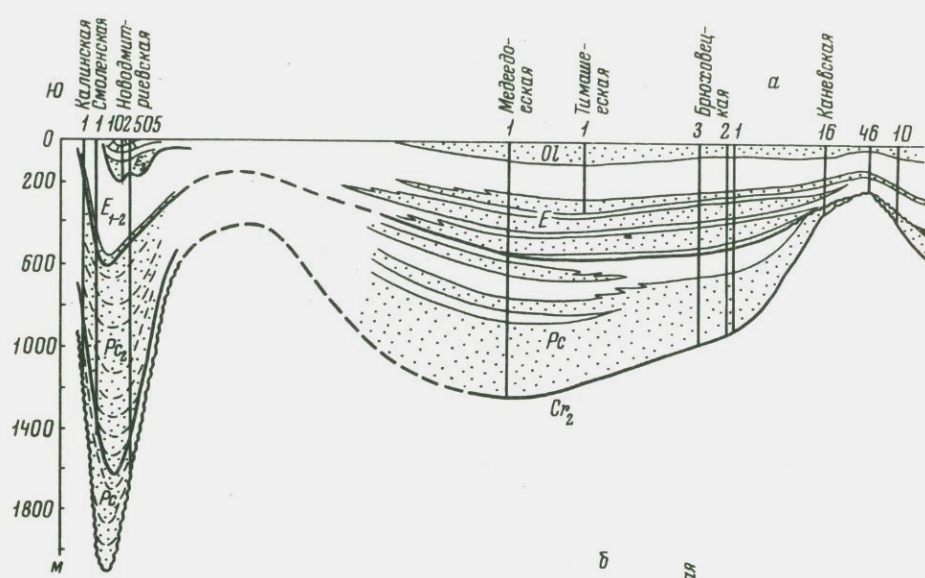
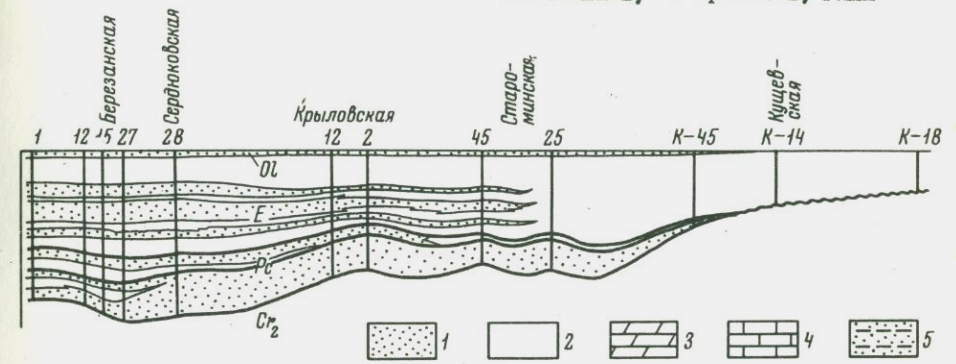
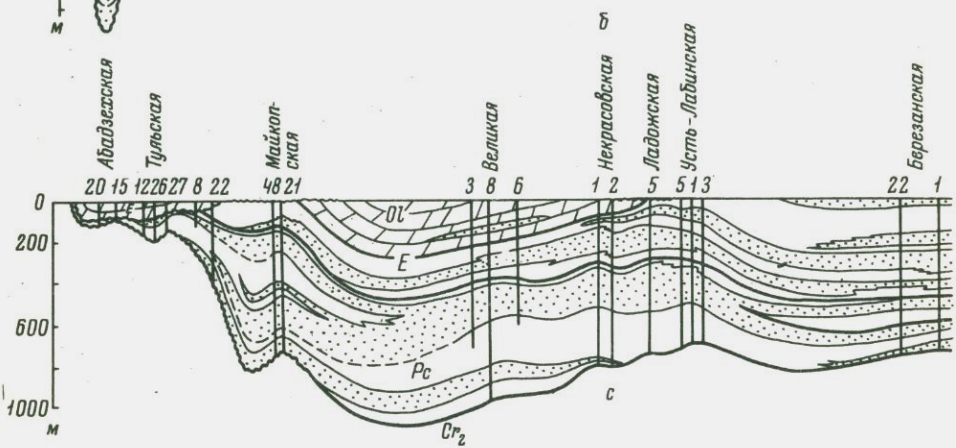


Рис. 16. Литофациальные разрезы палеоценовых и эоценовых отложений по линиям: а - Колинская - Маргаритовская, б - Абадзехская - Кушевская
1 - песчаники; алевролиты; 2 - глины; 3 - мергели; 4 - известняки; 5 - чередование песчаников, алевролитов, глин



Наибольшие мощности палеоцена приурочены к Восточно-Кубанской впадине, где они изменяются от 740 м в центре до 400 м на севере. С запада эта впадина ограничена Каневско-Майкопской зоной поднятий, в пределах которой разрез палеоцена относительно сокращен. На Усть-Лабинском выступе этой зоны мощности составляют 500 м, к северу, на Березанской антиклинали, они уменьшаются до 300 м, а северо-западнее, на сводовых частях Каневского и Бейсугского поднятий, - до нуля.

К югу от оси Восточно-Кубанской впадины разрезы палеоцена сокращаются до 100 м и более. Некоторые довольно крупные поднятия современного структурного плана, такие как Расшеватское, Крыловское, Сердюковское, Майкопское и другие, находятся в зонах повышенных мощностей и на общем фоне не выделяются.

Для отложений палеоцена в распространении песчанности удалось установить пока только общие закономерности. Из многочисленных отдельных песчаных и алевролитовых пластов и прослоев, составляющих значительную часть толщи палеоцена, по особенностям положения в разрезе и контурам распространения по площади можно выделить три основные песчано-алевролитовые пачки (рис. 16).

Первая песчано-алевролитовая пачка залегает в нижней части ейской свиты и распространена в пределах Восточно-Кубанской впадины в виде узкой полосы широтного простирания. Ее наличие устанавливается на Некрасовской, Великой, Темиргоевской, Южно-Советской, Успенской, Трехсельской, Бесскорбнеьской, Лабинской, Ярославской, Кужорской и Майкопской площадях, а в промежутке между Некрасовским и Майкопским поднятиями она прослеживается к западу, в пределы Западно-

Кубанского прогиба. Пачка слагается серыми и зеленовато-серыми глинистыми известковистыми песчаниками и алевролитами, содержащими прослой (от нескольких сантиметров до нескольких десятков метров) черных известковистых, очень плотных глин. Мощность пачки изменяется от нуля до 150 м.

Вторая песчано-алевритовая пачка, как и первая, выделяется также в нижней части ейской свиты, но распространена она в северных районах Западного Предкавказья - в Ейско-Березанском и Тихорецко-Кропоткинском. Южная граница распространения этой пачки проходит с северо-запада на юго-восток, несколько южнее Березанской и Соколовской площадей. Она слагается серыми и темно-серыми, иногда с зеленоватым оттенком, песчаниками и алевролитами, сцементированными глинисто-карбонатным цементом. Мощность ее изменяется от нуля до 280 м.

Контуры распространения первой и второй песчано-алевритовых пачек палеоцена показывают, что они разделены узкой полосой, протягивающейся с запада, от Ладужской площади, к востоку, на Армавирскую, Александровскую, Убеженскую и Николаевскую площади. В этой разделяющей полосе песчано-алевритовые породы замещены темно-серыми алевритистыми, слабоизвестковистыми сильно уплотненными глинами.

Третья песчано-алевритовая пачка по стратиграфическому положению занимает верхнюю часть ейской свиты и нижнюю часть коноковской. Она распространена к северу от линии Майкоп-Лабинск - Невинномысск почти на всей территории Западного Предкавказья. В южных районах на нескольких поднятиях (Кужорское, Лабинское, Трехсельское и Успенское) эта пачка вниз по разрезу соединяется с нижележащими пачками, поэтому здесь вся толща палеоцена имеет главным образом песчано-алевритовый состав. Такое же соединение песчано-алевритовых пачек наблюдается в Ейско-Березанском и Тихорецко-Кропоткинском районах. Третья пачка состоит из песчано-алевритовых пластов мощностью от 20 до 150 м, местами разделенных прослоями темных плотных глин мощностью от единиц до 20 м.

Перейдем к описанию осадков эоценового этапа. На территории северных и восточных районов Западного Предкавказья эоценовые отложения распространены повсеместно и залегают на подстилающих породах без признаков несогласия. Однако в пределах отдельных участков наблюдается их трансгрессивное налегание. Так, на Бейсугском поднятии (сводовая часть) под эоценом встречены триасовые отложения. В разрезах отдельных скважин Севастопольско-Баракаевской площади эоценовые породы залегают на верхнеюрских; в разрезе по р. Пшехе, а также на Ширванской, Безводненской, Дагестанской площадях осадки эоцена подстилаются нижнемеловыми; на Бейсугском (крыльевая часть) и Каневском (сводовая часть) поднятиях и на большей части Севастопольско-Баракаевской площади, в разрезах балок Мешок, Хвабуха и других эоценовые отложения налегают на верхние горизонты верхнего мела; на Челбасском (сводовая часть), Щербиновском, Ясенском, Моревском и Воронцовском поднятиях, в разрезе Глафиrowsкой и Маргаритовской площадей под эоценом вскрыты отложения ейской свиты палеоцена.

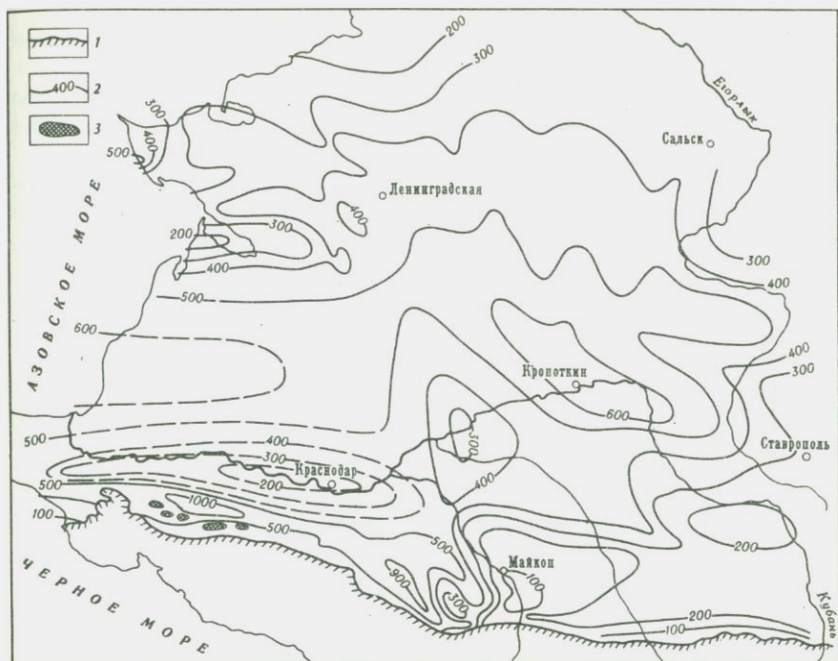


Рис. 17. Схема мощностей эоценовых отложений

1 - выходы эоценовых отложений на поверхность; 2 - изопахты; 3 - области отсутствия эоценовых отложений

Эоценовые отложения региона расчленяются на четыре части (снизу вверх): черкесскую свиту, керестинский горизонт, кумскую и белоглинскую свиты. Последние две свиты в северных районах достоверно не выделяются, и соответствующие им отложения составляют нерасчлененную толщу - тихорецкую свиту. Черкесская свита обычно рассматривается как нижний-средний эоцен, а вышележащие подразделения принято относить к верхнему эоцену.

В разрезе р.Кубани черкесская свита слагается зеленовато-серыми алевритистыми мергелями, которые вдоль полосы выходов к западу сменяются алевритистыми известковистыми глинами. В низах черкесской свиты залегает пачка глинистых известковистых алевролитов, мощность которой не превышает 15 м. Севернее отложения, соответствующие черкесской свите, сложены толщей зеленых, большей частью неизвестковистых глин. В районах, находящихся в непосредственной близости к выходам, эта свита содержит одну песчано-алевролитовую пачку, несколько севернее, выше по разрезу, появляется вторая, а в наиболее удаленных районах развиты три песчано-алевролитовые пачки. Мощность черкесской свиты не превышает 460 м.

Керестинский горизонт (мощность до 20 м) сложен светлыми мергелями (иногда известняками) с голубоватым или зеленоватым оттен-

ком и с темными пятнами, образованными скоплениями мелкокристаллического пирита. Кумская свита (мощность до 60 м) представлена слоистыми коричневато-серыми мергелями, а белоглинская (мощность до 120 м) – светлыми неслоистыми мергелями. Литофации кумской и белоглинской свит северного склона Кавказа развиты примерно до линии Некрасовская – Новокубанская; севернее, вдоль узкой широтной полосы, проходящей через Ладожскую, Соколовскую, Мавринскую и Отрадо-Кубанскую площади, осадки этих свит отсутствуют в связи с размытием. Севернее этой полосы соответствующие осадки появляются вновь, где они образуют тихорецкую свиту, сложенную зеленовато-серыми известковистыми глинами (нижняя половина разреза) и серыми известковистыми алевролитами (верхняя половина разреза). Мощность этой свиты от 40 до 160 м.

Характер изменения мощностей эоценовых отложений можно видеть на рис. 17. Наибольшие мощности (550–625 м) наблюдаются в пределах узкой полосы, протягивающейся в широтном направлении от г.Тимашевска к г.Кропоткину. По периферии этой полосы разрезы эоцена сокращаются; к северу, на Ростовском выступе – до 200 м, к востоку, в сторону Ставропольского свода, – до 200–300 м, а к югу, на выходах – до 220 м (разрезы по рекам Кубани и Белой) и до 100 м (р. Лаба). Относительно сокращенными мощностями эоцена очень четко выделяются крупные зоны поднятий (Армавино-Невинномысский вал, Березанская зона, Адыгейский выступ) и отдельные поднятия (Крыловское, Канеловское, Староминское и др.).

В отложениях эоцена удается выделить четыре обособленные песчано-алевролитовые пачки. Нижние три из них находятся в черкесской свите, а верхняя – в верхней части тихорецкой свиты. Нижняя песчано-алевролитовая пачка черкесской свиты является наиболее распространенной и самой мощной. В разрезе она занимает нижнюю треть, а иногда половину. На левом берегу р.Кубани, близ с.Новогеоргиевского, эта пачка выходит на дневную поверхность. Здесь она сложена зеленовато-серыми глинистыми известковистыми неслоистыми алевролитами. Мощность ее около 15 м. К северу в этой пачке появляются прослойки песчаников, уменьшается содержание глауконита, увеличивается количество кварца, окраска становится серой, а известковистость выражена только прослоями. Наибольшая мощность нижней пачки (около 200 м) приурочена к Восточно-Кубанской впадине, а к северо-западу и югу она постепенно уменьшается в связи с замещением алевролитов глинами.

Средняя песчано-алевролитовая пачка черкесской свиты развита широкой полосой, протягивающейся с северо-востока на юго-запад, а к юго-востоку и северо-западу выклинивается вследствие замещения алевролитов глинами. Представлена она светло-серыми и серыми с зеленоватым оттенком песчаниками и алевролитами, которые иногда глинистые и, как правило, известковистые. Мощность пачки изменяется от нуля до 150 м.

Верхняя песчано-алевролитовая пачка черкесской свиты выделяется в разрезах только северной части Западного Предкавказья. Слага-

ется она в основном зеленовато-серыми глинистыми известковистыми алевролитами. Максимальная мощность ее (150 м) наблюдается в северо-восточных районах. На Каневском поднятии к этой пачке приурочена газовая залежь.

Из приведенных данных о распространении и мощностях песчано-алевролитовых пачек черкесской свиты выявляется основная закономерность, заключающаяся в том, что в предгорьях песчанистость разреза наименьшая, а к северу она постепенно увеличивается и достигает наибольшей величины во впадине, заключенной между Сальским и Калниболотским выступами (Песчаноокопская седловина), а отсюда прослеживается к северо-востоку, в Тузлов-Маньчский прогиб.

Песчано-алевролитовая пачка тихорецкой свиты по сравнению с подобными пачками черкесской свиты имеет совершенно иные контуры распространения. Территория ее развития имеет форму треугольника, лежащего между г. Усть-Лабинском и станицей Кушевской. Наибольшие мощности пачки (90-110 м) приурочены к Тимашевской ступени (Тимашевская и Медведовская скважины). На северо-востоке она отсутствует в связи с трансгрессивным налеганием майкопских отложений на среднюю часть тихорецкой свиты. Слагающие эту пачку песчаники и алевролиты обычно глинистые, зеленовато-серого цвета, слабо сцементированные и известковистые.

К концу времени накопления верхней терригенной формации территория Западного Предкавказья замедлила темп погружения и отдельные участки вышли из-под уровня моря. В связи с этим наряду с согласным, постепенным переходом отмечается трансгрессивное налегание нижних горизонтов олигоцена на различные горизонты эоцена. Вдоль зоны предгорий, а также на Ровненской, Чайкинской, Западно-Отраденской, Подгорненской, Беноковской и других площадях, находящихся в непосредственной близости к выходам на поверхность, майкопская серия залегает согласно на белоглинской свите верхнего эоцена. Севернее этих районов, в узкой полосе, протягивающейся от Невинномысской площади на востоке до Майкопской на западе, отложения олигоцена своими разными горизонтами перекрывают разные части разреза черкесской (Успенская, Ярославская и Майкопская площади) или кумской (Невинномысская площадь) свит. Севернее, на Великой, Новоалексеевской, Армавирской, Александровской, Николаевской и других площадях, разрез становится более полным. Здесь переход от эоцена к олигоцену происходит без заметного перерыва. Еще севернее вновь наблюдается узкая широтная зона, где отложения олигоцена трансгрессивно залегают на разных горизонтах эоцена. Эта зона протягивается от Ладжской площади на западе через Соколовское и Отрадо-Кубанское поднятия до Косякинской площади на востоке и прослеживается далее к северо-востоку, в Центральном Предкавказье.

В пределах северо-западной части Западного Предкавказья (Ейско-Бережанский район) олигоценые отложения залегают без заметного перерыва на тихорецкой свите, а в северо-восточной (Калниболотский выступ и Песчаноокопская седловина), по-видимому, трансгрессивно на разных горизонтах тихорецкой свиты.

В южных районах Западного Предкавказья флишевая формация охватывает породы всего палеоцена и нижнего эоцена; в терригенно-карбонатной формации можно выделить собственно терригенную подформацию, к которой относятся осадки среднего эоцена, флишеидную подформацию низов верхнего эоцена (керестинский горизонт и кумская свита) и карбонатную подформацию, к которой отнесены отложения белоглинской свиты.

Систематическое изучение палеогеновых отложений на Северо-Западном Кавказе было начато работами Геологического комитета, проводившего геологическое картирование нефтеносных районов с начала 90-х годов прошлого столетия. В этих исследованиях принимали участие К.И. Богданович, И.М. Губкин, К.А. Прокопов, С.И. Чарноцкий и др. Ими была создана первая схема стратиграфии палеоцена для районов Западной Кубани. Основываясь на литологических признаках, К.И. Богданович в 1910 г. расчленил палеогеновые отложения на эоценовый флиш, свиту горячего ключа, фораминиферовые слои, майкопскую толщу,

Дальнейшим этапом изучения палеогеновых отложений и уточнения их стратиграфического расчленения явились работы ВНИГРИ, а затем Геологоразведочной конторы треста "Майнефть" (Н.Б. Вассоевич, С.Т. Коротков, К.А. Прокопов, Д.И. Гритчин, и др.). Н.Б. Вассоевич в 1927 г. в Хадьженском районе детализировал и уточнил стратиграфическую схему нижних горизонтов палеогена. В подошве этих отложений им выделялась свита щиге, а фораминиферовые слои были подразделены на шесть горизонтов: горизонт с включениями, балки Глубокой, калужский, хадьженский, кумский и белоглинский. Восемь лет спустя С.Т. Коротков разделил горизонт балки Глубокой на два: абазинский и кутаисский.

В 1950-1956 гг. детальным изучением палеогеновых отложений занималась группа исследователей под руководством В.А. Гроссгейма (В.Т. Мальшек, З.А. Антонова, Н.Н. Борисенко, А.Я. Буданова, Д.А. Таран и др.). В.А. Гроссгеймом были детально расчленены флишевые отложения палеоцена и нижнего эоцена Западной Кубани и уточнена схема стратиграфии этого комплекса. С 1956 г. детальное изучение формации как по обнажениям, так и по разрезам многочисленных скважин проводилось А.Н. Шардановым и В.П. Пекло.

Флишевая формация

В раннем палеоцене вдоль северного крыла растущего Кавказского складчатого сооружения возник узкий Афилийский прогиб, который протягивался от Адыгейского выступа на востоке до Тамани на западе, где он, вероятно, соединялся с аналогичным прогибом южного склона. Этот прогиб был заложен вдоль глубинного разлома или шовной зоны, ограничивавшей с юга эпигерцинскую платформу. В это время Кавказ ортографически был резко выражен, по всей вероятности, лишь к востоку,

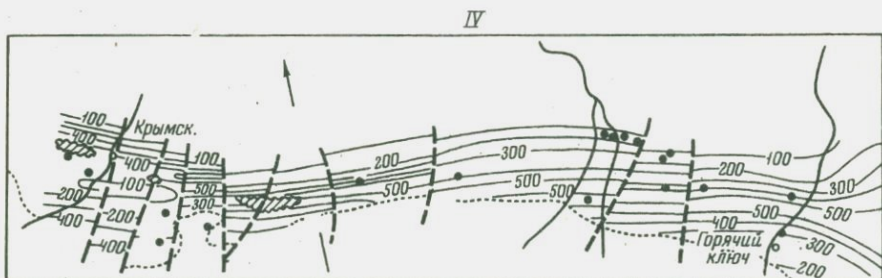
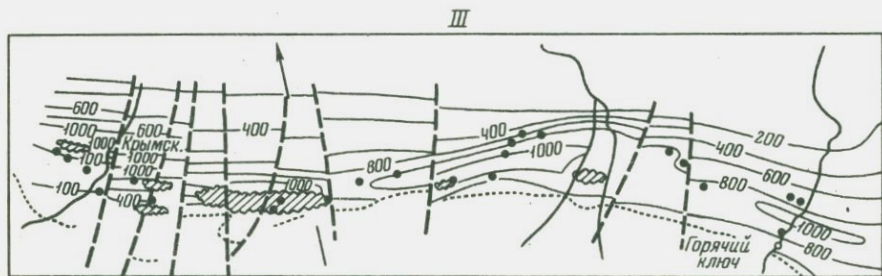
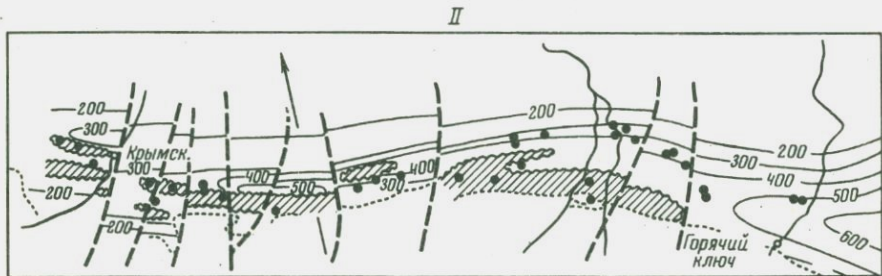
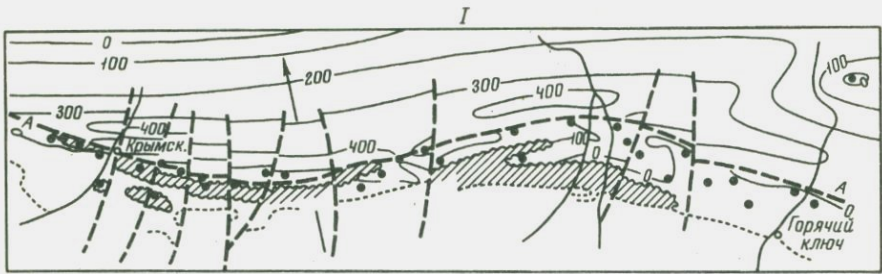
от р.Белой. Поэтому зона Центрального Кавказа и была основным поставщиком терригенного материала во флишевый Афи́пский прогиб, где донными течениями он разносился далеко на запад. В этом прогибе шло формирование терригенного флиша, максимальная мощность которого составила 1100 м.

Терригенно-карбонатный флиш нижнего палеоцена

Вдоль северного склона Северо-Западного Кавказа флишевая формация (свита щиче) залегает трансгрессивно на отложениях различных ярусов верхнего и нижнего мела. Лишь в Анапском районе отмечается постепенный переход от датского яруса к нижнему палеоцену. В восточной части южного борта Западно-Кубанского прогиба, на Апшеронской площади, свита щиче залегает на альбских отложениях, на Нефтянской же площади в одних случаях на апт-альбских, в других — на сохранившихся известняках верхнего мела. Несколько западнее, на Восточно-Хадзьженской площади, осадки палеоцена залегают на песчано-глинистых образованиях апта. В пределах антиклинали Мирной Балки флишевые отложения нижнего палеоцена перекрывают маастрихтские мергели и известняки, на Северо-Кутаисской площади нижний палеоцен вновь залегает, по-видимому, на аптских отложениях, а на Ключевой, Калужской и Новодмитриевской площадях — на альбских. К западу от р. Пшиш вдоль южного борта Западно-Кубанского прогиба нижнепалеоценовые отложения перекрывают маастрихтские. Хотя в этой полосе и отмечается трансгрессивное залегание свиты щиче на верхнемеловых известняках, видимого углового несогласия между этими двумя комплексами не наблюдается.

Распределение фаций тесно связано с существовавшей палеогеографической обстановкой. По периферии постепенно разраставшегося выступа Северо-Западного Кавказа в условиях мелкого моря происходило накопление мергелей, алевролитов и опок. Двигаясь от осевой части Кавказа в сторону открытого моря, эти отложения сменялись тонкоритмичным флишем, но в полосе развития этой фации сохраняется окремнение пород. И уже в самой глубокой части флишевого прогиба накапливались лишь массивные пласты песчаников, чередуясь с тонкоритмичным терригенно-карбонатным флишем. Вдоль северного борта Афи́пского прогиба свита щиче представлена глинами и аргиллитами с тонкими прослоями алевролитов.

Фации южного борта Афи́пского прогиба почти полностью размыты, и их остатки обнаруживаются лишь в отдельных разрезах. Самым южным пунктом, где сохранились эти образования, является вершина горы Собер-Баш. Здесь свита представлена полосчатыми сильноизвестковистыми зеленовато-серыми алевролитами мощностью до 5–10 см, чередующихся с серыми пятнистыми опоковидными мергелями мощностью до 10 см; мощность отложений в целом не превышает 10 м. Нижний палеоцен в мергельно-опоковой фации сохранился между г.Крымском и станицей Анапской. На западной окраине пос. Нижнебаканского в карьере обнажены стальнo- и пепельно-серые пятнистые опоки с прос-



долями опоковидных известковистых алевролитов. Мощность прослоев опок и алевролитов обычно составляет несколько сантиметров и редко превышает 10 см. Аналогичные опоки обнажены у станицы Натухаевской. В обнажении, расположенном к центру станицы Анапской, в разрезе свиты среди опок присутствуют редкие прослои (до 20 см) опоковидных алевролитов, переходящих в подошве в грубозернистые песчаники с включениями галек размером до 0,5 см, представленных верхнемеловыми мергелями. Несколько севернее, на Средне-Куматырской структуре, разрез более обогащен песчаниками. В этих разрезах иногда отмечается постепенный переход опок в чистые кремни. Истинную мощность нижнего палеоцена в указанных районах замерить не представляется возможным, но она, по-видимому, немногим превышает 100 м (рис. 18).

Кроме перечисленных пунктов, свита щиче в этой фации развита в пределах промысловых площадей от г.Крымска, где ее мощность равна 100 м, до станицы Варениковской. Севернее полосы распространения мергельно-опоковой фации отложения свиты представлены тонкоритмичным флишем. Эта фация обнажена на значительном протяжении, начиная от р.Нефтянки на востоке до р.Абин на западе. По р.Нефтянке свита представлена ритмичным чередованием песчаников, алевролитов и мергелей. Видимая мощность отложений по описываемой балке около 80 м. Тонкоритмичным мергельным флишем свита щиче представлена на площадях Мирной Балке, Западно-Кутаисской и в разрезе р.Псекупс, а ее мощность составляет около 200 м. В подошве здесь залегают два прослоя (по 0,6 м) известковистого песчаника. В разрезе свиты по р.Абин в подошве залегают массивные прослои песчаников суммарной мощностью 15 м.

В междуречье Афиц - Иль осевая зона Адагумо-Афипского прогиба выведена на дневную поверхность, и здесь разрезы свиты значительно обогащены песчаниками. Наиболее характерный разрез этих отложений расположен по балке Трекозовой - левому притоку р.Иль. Здесь в подошве свиты залегают монолитный песчаник, мощность которого около 100 м. Выше по разрезу встречено еще два массивных известковистых плотных песчаника мощностью 35 и 25 м. Остальная часть разреза представлена тонкоритмичным терригенно-карбонатным флишем. Общая мощность свиты составляет около 300 м. Аналогичные разрезы нижнего палеоцена вскрыты на площадях: Северо-Кутаисской, Ключевой, Колинской, Азовской, Глубокоярской и Ахтырско-Бугундырской, где мощность свиты колеблется от 400 до 500 м.



Рис. 18. Схемы изменения мощностей осадков эоцена и палеоцена вдоль южного борта Западно-Кубанского прогиба

I - песчаного горизонта кумской свиты, II - отложений нижнего и среднего эоцена, III - отложений верхнего палеоцена, IV - отложений нижнего палеоцена;

1 - точки наблюдений; 2 - границы выхода на поверхность соответствующих отложений; 3 - зоны размывов; 4 - изопохиты; 5 - поперечные сдвиги, 6 - Ахтырский разлом

В северном направлении пласты массивных песчаников резко выклиниваются, а общая мощность свиты значительно сокращается. Так, на Калужской и Новодмитриевской площадях свита еще выражена черными известковистыми, алевроитисто-сланцеватыми плотными аргиллитами с редкими тонкими прослоями плотных алевролитов. Общая мощность этих отложений на Калужской площади составляет всего 100 м, а на Новодмитриевской колеблется от 145 до 220 м. Разрез нижнего палеоцена в районе г. Анапы представлен флишевым чередованием песчаников, алевролитов, мергелей и глин. Песчаники и алевролиты косо- и волнистослоистые, известковистые, с гиероглифами, а их мощность обычно 30–40 см, но иногда достигает 1 м. Мергели темно-серые, кремнеземные, особенно в верхней половине свиты. Глины зеленые (иногда вместо них сильноокремненные аргиллиты), мощность их не превышает 20 см. Общая мощность свиты около 400 м.

На южном борту Западно-Кубанского прогиба в нижнем палеоцене выделяются пять горизонтов песчаников – Ха, X, XI, XII и XIII, которые составляют около 50% мощности всего разреза. В предгорьях северного склона Кавказа в междуречье Шебш–Абин все эти горизонты обнажаются на дневной поверхности. В подошве свиты залегает XIII горизонт, являющийся базальным. Это пачка массивных песчаников (их мощность достигает более 50 м), с подчиненными прослоями глин. Мощность горизонта изменяется от 125 м на Ключевой площади до 35 м на Ахтырско–Бугундырской. Выше, после 10–15 м глинисто-мергельного разделяющего слоя, залегает XII горизонт аналогичных массивных песчаников. На Ключевой и Колинской площадях мощность горизонта достигает максимальной величины – 67–70 м, а на Ахтырско–Бугундырской и Глубокоярской – до 50 м. XI горизонт представлен чередованием песчаников, мергелей и глин, мощность прослоев обычно не превышает 0,5–1,0 м, и только на Ключевой и Колинской площадях в разрезе присутствуют мощные прослои, достигающие иногда 10–20 м. Общая мощность горизонта колеблется от 50 до 150 м. Двама массивными пластами песчаников повсеместно выражен X горизонт, который отделен от XI 30–40-метровой пачкой глин с тонкими прослоями алевролитов. Общая мощность горизонта колеблется от 25 м на Ахтырско–Бугундырской площади до 40–50 м – на Глубокоярской.

Все перечисленные горизонты в северном направлении выклиниваются примерно на одной линии. Граница их распространения на востоке проходит несколько севернее Ключевой площади, далее к западу – по южным крыльям Калужской и Новодмитриевской структур, на широте Черноморской, Левкинской и, по-видимому, Северо–Крымской складок. Ширина сохранившейся полосы распространения этих горизонтов составляет 7–8 км. Наиболее продвинул на север горизонт Ха, расположенный почти в кровле свиты, общей мощностью от 35 м на Колинской площади до 100 м на Ахтырско–Бугундырской структуре. Северный контур выклинивания его проходит южнее Суздальской структуры, по северным крыльям Калужской и Новодмитриевской антиклиналей. Далее эта граница предположительно проходит через Левкинскую, Абино–Украинскую и Северо–Крымскую площади. Ширина полосы распространения этого горизонта около 10 км.

Физические свойства песчаных горизонтов находятся в прямой зависимости от глубины их залегания и значительно лучше на структурах Азовской антиклинальной зоны, где их пористость достигает 27%, а проницаемость — несколько десятков миллидарси. В пределах Ключевой площади хотя и присутствуют все нижнепалеоценовые горизонты, но залегают они на глубине 4000 м, характеризуются низкой пористостью, достигающей 5–10%, и являются практически непроницаемыми. На остальных структурах Калужской антиклинальной зоны алевролиты горизонта Ха также обладают незначительной пористостью (до 7%), характерной для непроницаемых разностей.

Терригенный флиш верхнего палеоцена—нижнего эоцена

Верхний палеоцен

Свита горячего ключа. Повсеместно на Северо-Западном Кавказе эта свита залегает согласно на нижнепалеоценовых отложениях. В пределах южного борта Западно-Кубанского прогиба от бассейна р.Пишиш на востоке до г.Крымска на западе отложения свиты горячего ключа представлены терригенным флишем. К западу от бассейна р.Шибик флишевый прогиб смещается к северу и проходит, по видимому, севернее Крымской и Варениковской площадей. В Крымско-Варениковском районе эти отложения выражены глинами, а их мощность не превышает нескольких десятков метров. Далее к западу, уже в районе г.Анапы, свита опять представлена терригенным флишем.

Начинается разрез верхнего палеоцена с подсвиты шибик, которая является промежуточным звеном между отложениями свиты шце и псекупской подсвиты свиты горячего ключа. Литологически она представлена четко-ритмичным чередованием алевролитов и глин. Часто в подошве подсвиты залегают конгломерат до 0,4 м, в гальках которого преобладают известняки верхнего мела. Мощность подсвиты по балке Соляной и р.Шибик немногим более 50 м, обычно же она колеблется от 70 до 100 м. На своде Новодмитриевской антиклинали мощность подсвиты шибик составляет 70–80 м, а на северном крыле сокращается до 35 м.

Вышележащая псекупская подсвита выражена флишевым чередованием песчаников, алевролитов и глин. Алевролиты кварцевые, светло-серого цвета, довольно рыхлые, хорошо отсортированные, с разнообразной текстурой. В подошве алевролитов иногда отмечаются подводнооползневые зоны. Мощность алевролитов от нескольких сантиметров до 1 м. Вдоль осевой зоны Афицкого трога в низах подсвиты присутствуют массивные пласты песчаников (горизонты VIII и VIIIa), мощность которых достигает 50–70 м. Такие пласты отмечаются в верховьях рек Чибий и Илич, а также по р.Псекупс у пос. Горячий Ключ. Глины темно-серые, почти черные, известковистые, иногда отмечаются многочисленные прослои алевролитов. Мощность глинистых прослоев обычно не превышает нескольких дециметров. Из всей свиты на долю псекуп-

кой подсвиты приходится самая большая мощность. В междуречье Иль-Абин ее мощность составляет 370 м, по балке Соленой - 263 м. Максимальная мощность подсвиты отмечается на Ахтырско-Бугундырской, Глубокоярской и Калужской площадях, где она достигает 400 м.

Подсвита балки Кипячей в нижней половине представлена таким же ритмичным чередованием алевролитов и глин, как и псекупская подсвита. Алевролиты светло-серые, известковистые, мощностью до 20-40 см. Глины зеленовато-серые, слабоизвестковистые, с незначительной примесью алевроитового материала. Мощность прослоев глин не превышает 0,5 м. Верхняя половина подсвиты сложена глинами с редкими прослоями алевролитов; глины зеленые неизвестковистые. Характерным для подсвиты является наличие линз и конкреций сидерита. Максимальная мощность подсвиты наблюдается на Глубокоярской и Ахтырско-Бугундырской площадях, где она достигает 200-230 м. В пределах Новодмитриевской и Калужской площадей мощность уменьшается до 143-153 м, а на Колинской - до 70 м. В восточном направлении мощность этих отложений еще больше сокращается, и на Ключевой площади она составляет 80 м, а на Северо-Кутаисской - 35 м.

Ахтырская подсвита вдоль южного борта Западно-Кубанского прогиба (от Северо-Кутаисской площади на востоке до Украинской на западе) представляет флишевое чередование алевролитов и глин. Алевролиты светло-серые, неизвестковистые, иногда довольно рыхлые, хорошо отсортированные, мощность их колеблется от нескольких сантиметров до 1-2 м, реже до 4-5 м. Глины почти черные, известковистые, с линзочками и миллиметровыми прослойками светло-серых алевролитов. Максимальная мощность подсвиты 160-175 м (площади Северо-Кутаисская, Новодмитриевская, Глубокоярская и др.). На площадях Ключевой и Колинской мощность подсвиты сокращается до 125 м.

Ильская свита. В междуречье Пшиш-Псекупс, в полосе выходов, свита трансгрессивно залегает на различных горизонтах палеоцена и даже верхнего мела. По р.Пшиш ильская свита (горизонт с включениями) залегает непосредственно на известняках верхнего мела, западнее, по балке Глубокой, - на подсвите балки Кипячей, по р.Кура-Цице - на псекупской, а на р.Псекупс - на ахтырской подсвите свиты горячего ключа. Далее к западу и к северу от полосы выходов ильская свита повсеместно согласно залегает на свите горячего ключа.

Свита выражена чередованием алевролитов и глин с прослоями конгломератов. Алевролиты светло-серые, известковистые, ровно- и волнистослойчатые. Глины зеленовато-серые, известковистые. Мощность прослоев обычно не превышает 10 см. В разрезе присутствует до трех горизонтов конгломератов. Представлены они известковистыми алевропелитами с включениями окатанных глыб (до 1,5-2 м в поперечнике) известняков верхнего мела и глыб черных известковистых глин апт-альба. Мощность горизонтов конгломератов колеблется от 15 до 32 м. Общая мощность ильской свиты на востоке составляет 50-55 м (р.Пшиш). В западном направлении мощность разреза увеличивается и на структурах Калужской антиклинальной зоны достигает 125-135 м. Максимальная мощность свиты отмечается на Глубокоярской, Ахтырско-Бугундырской и Северо-Кутаисской структурах, где

она равна 160–200 м. В Крымско–Варениковском районе ильская свита представлена зелеными пятнистыми известковистыми глинами с тонкими прослоями алевролитов (Крымская площадь). Мощность ее в этом районе колеблется от 50 до 100 м. В районе Ширванской, Апшеронской и Кубанской площадей вырисовывается выступ, в пределах которого наблюдается увеличение мощностей в северо–западном направлении от 60–70 до 300 м. К западу от этого выступа происходит дальнейшее нарастание мощности этих образований, достигающих 860 м на Северо–Кутаисской площади. Еще западнее зона максимальных мощностей проходит вдоль Азовской антиклинальной зоны. В этой полосе мощность палеоцена изменяется от 1200 м (Колинская площадь) до 1600 м (Ахтырско–Бугундырская и Глубокоярская площади). К западу от р.Абин располагается зона минимальных мощностей, которая связана с частичным размывом этих пород. Здесь мощность палеоцена сокращается до 250 м. В Анапском районе снова наблюдается увеличение мощности разреза до 1000 м.

Нижний эоцен

Зыбзинская свита. На Ширванско–Безводненской и Дагестанской площадях нижний эоцен трансгрессивно залегает на различных горизонтах нижнего мела. На остальной территории Западной Кубани перерыва в осадконакоплении между палеоценом и эоценом не отмечается. Характер распространения отложений зыбзинской свиты и ее фаций повторяет развитие флишевых пород палеоцена. От Адыгейского выступа на востоке до г.Крымска на западе свита представлена флишевым чередованием алевролитов, мергелей и глин. Алевролиты зеленовато–серые, известковистые, иногда волнистослойчатые, переходящие к подошве в песчаники и, редко, в гравелиты. Глины зеленовато–серые, преимущественно известковистые, слабокремнелые. Иногда в разрезе присутствуют светло–зеленые слабокремнелые мергели. Западнее г.Крымска зыбзинская свита выражена глинами, и в разрезах скважин отделить ее от остальной части эоцена почти невозможно. Мощность свиты обычно составляет 20–50 м, в пределах же Восточно–Северской площади она достигает 100 м. К западу от г.Крымска мощность нижнего эоцена также не превышает нескольких десятков метров.

В пределах Афильского флишевого трога в верхнем палеоцене – нижнем эоцене на долю песчаников и алевролитов приходится около 60% разреза, которые сгруппированы в 10 горизонтов. На всех площадях все эти горизонты имеют единую номенклатуру, и лишь для Ахтырско–Бугундырской площади, где имеются опрокинутые толщи, существует свое подразделение горизонтов.

Подсвита шибик соответствует IX горизонту (I горизонт Ахтырско–Бугундырской площади), имеющему повсеместное распространение. Линия его выклинивания проходит севернее Ключевой и Новодмитриевской структур. В полосе выходов палеоценовых отложений этот горизонт, как и все вышележащие, обнажается на дневной поверхности. Ширина полосы распространения IX горизонта в среднем составляет 5–8 км.

От вышележащих отложений горизонт отделен 15–20-метровой пачкой глин с редкими тонкими прослоями алевролитов.

В псекупской подсвите выделяются горизонты VIIIa, VIII, VII и VI) (III–IV горизонты Ахтырско–Бугундырской площади). Горизонт VIIIa развит в восточной половине южного борта прогиба от Северо–Кутаисской площади до Восточно–Северской. Он представлен массивными алевролитами мощностью от 10–15 м (Новодмитриевская и Северо–Кутаисская площади) до 30 м (Колинская и Ключевская площади). К западу от меридиана Колинская – Восточно–Северская горизонт VIIIa замещается ритмичным чередованием алевролитов и глин и входит в состав VIII горизонта. Характерной особенностью VIII горизонта является его литологическая выдержанность по площади. Представлен он терригенным флишем; мощность алевролитов часто достигает 2–3 м. На Колинской площади в кровле горизонта присутствуют более массивные пласты алевролитов мощностью до 10 м. Северная граница распространения горизонта проходит примерно параллельно линии выклинивания IX горизонта, но смещается к северу на 1–2 км. Ширина полосы распространения этого горизонта 8–11 км. Общая мощность песчаного горизонта, включая и горизонт VIIIa, колеблется от 125 до 190 м.

Выше, в разрезе псекупской подсвиты, расположен VII горизонт, отделяющийся от VIII пачкой глин (10 м). Распространение VII горизонта в общем совпадает с VIII горизонтом, за исключением Северо–Кутаисской площади, где он отсутствует. Мощность VII горизонта изменяется от 10 до 35 м. После 20-метровой пачки тонкоритмичного флиша с преобладанием глинистых прослоев выделяется VI горизонт, верхняя часть которого захватывает нижнюю половину подсвиты балки Кипячей. Линия выклинивания его проходит несколько севернее нижележащих горизонтов. Мощность горизонта увеличивается от 70 м на Северо–Кутаисской площади до 20 м на Глубокоярской и Ахтырско–Бугундырской.

Ахтырской подсвите соответствует V горизонт (V горизонт Ахтырско–Бугундырской площади), отделенный от VI горизонта глинистой пачкой подсвиты балки Кипячей, мощность которой колеблется от 50 до 100 м. Горизонт наиболее выдержан по площади и хорошо коррелируется на больших расстояниях. Линия выклинивания его на севере проходит южнее Суздальской площади и к северу от Новодмитриевской структуры. К западу от бассейна р. Абин она, по-видимому, будет несколько смещаться к северу. Мощность V горизонта обычно изменяется в небольших пределах – от 80 м на Ключевой площади до 125 м на Новодмитриевской. В кровле ахтырской подсвиты над V горизонтом залегает 30–50-метровая пачка глин с редкими небольшими прослоями алевролитов.

В ильской свите выделяются горизонты IV, III и IIb (горизонты VI–VIIa Ахтырско–Бугундырской площади). Горизонт IV залегает в подошве свиты. Его мощность изменяется от 15 до 30 м. Выше, после 10 метров раздела, расположен III горизонт, мощность которого достигает 100 м. Между горизонтами III и IIb раздел не превышает 10 м. Мощность горизонта IIb колеблется от 20 до 40 м. Разделы между продуктивными горизонатами ильской свиты представлены на юге гли-

нистыми конгломератами, переходящими к северу в алевропелиты. Северные контуры распространения песчаных горизонтов ильской свиты проходят, по-видимому, несколько севернее Новодмитриевской структуры.

Зыбзинской свите соответствует горизонт IIa (горизонт VIIb Ахтырско-Бугундырской площади). В пределах Калужской антиклинальной зоны в подошве горизонта выделяется массивный пласт алевролита мощностью 10–20 м. В полосе предгорий горизонт IIa обнажается на дневной поверхности, а северная граница его распространения расположена южнее Бакинской площади.

Физические свойства продуктивных горизонтов находятся в прямой зависимости от глубины их залегания, поэтому на структурах Азовской антиклинальной зоны они лучше, чем на Калужской. Пористость горизонта IIa в этих зонах колеблется в пределах 21–32 и 1,8–28%, а проницаемость изменяется от 0,07 до 96 мд (средняя обычно 30–40 мд).

Для горизонтов ильской свиты величина пористости на Глубокоярской и Ахтырско-Бугундырской площадях варьирует от 8 до 30% (средняя 22–24%), а проницаемость достигает 520 мд. На структурах Калужской зоны пористость алевролитов хотя иногда и составляет 27%, но ее среднее значение всего 10–12%; проницаемость, как правило, очень низкая и редко достигает 70 мд.

Коллекторские свойства песчаных горизонтов свиты горячего кляча изменяются аналогичным образом. Для складок Азовской зоны средняя пористость достигает 21–28%, а проницаемость – до 100 мд. В пределах Калужской зоны в разрезах горизонтов встречаются многочисленные прослои плотных алевролитов, поэтому пористость изменяется в пределах от 1 до 18%, за исключением V горизонта, пористость которого достигает 20%. Проницаемость этих алевролитов редко превышает 20 мд.

Терригенно-карбонатная формация

В среднеэоценовое время на периферии Северо-Западного Кавказа отмечается затухание тектонической активности. В Адагумо-Афипском прогибе происходило накопление глинистых отложений, иногда слабо обогатившихся алевритовым материалом (калужская свита). Осадочное накопление этого времени завершилось формированием известковых глин хадьженской свиты.

Значительная пенеппенизация Кавказской суши к началу позднего эоцена и прекращение поступления терригенного материала в бассейны привели к повсеместному накоплению пачки глинистых известняков керестинского горизонта. Аналогичная палеогеографическая обстановка сохраняется также и в начале кумского времени. Затем происходит активизация тектонической деятельности. Кавказ испытывает очередное воздымание, и одновременно вдоль его северного крыла вновь возникает прогиб субширотного простиранья. Осевая зона этого прогиба проходила севернее Калужской антиклинальной зоны. Конец позднего эоцена вновь характеризовался затуханием тектонической

деятельности. Неглубокое море покрыло периферию западного погружения Кавказа, что привело к накоплению литологически однородной толщи мергелей белоглинской свиты.

Терригенная подформация среднего эоцена

Терригенная подформация на протяжении всего южного борта Западно-Кубанского прогиба выражена главным образом глинами. В низах толща представлена светло-зелеными алевритистыми, сильноизвестковистыми глинами (кутаисская свита). Среди глин наблюдаются тонкие прослой серого известковистого песка, не выдержанные по простиранию и мощности. В подошве глинистой толщи иногда отмечаются включения белых пелитоморфных известняков до 25 см в диаметре и прослой килов мощностью до 20 см.

В средней части подформации (калужская свита) глины грязно-зеленые и серовато-зеленые, сильноизвестковистые, со значительной примесью алевритового материала. В подошве свиты западнее бассейна р.Иль выделяется песчаный горизонт мощностью 30–40 м. Верхняя часть подформации (хадьженская свита) представлена светло-зелеными известковистыми глинами и неслоистыми мергелями со стяжениями пирита. В глинах встречаются прослой, обогащенные алевритовым материалом (Абино-Украинская площадь). По р.Пиш среди глин имеются линзочки бентонита. Максимальные мощности подформации приурочены к оси Адагумо-Афипского прогиба, подчеркивая замыкание в его развитии. На Ключевой площади мощность этих отложений достигает 500–550 м. В западном направлении разрез постепенно сокращается, и на Крымской площади его мощность составляет всего 200–250 м.

Флишеидная подформация

В подошве этой подформации залегает пачка мощностью 5–8 м голубовато-зеленых слоистых глинистых известняков, согласно перекрывающих мергельные глины хадьженской свиты. Эти известняки относятся к керестинскому горизонту, залегающему в основании верхнего эоцена. Хорошая выдержанность по площади и выраженность на электрокаротажных разрезах скважин позволяют использовать их в качестве репера при корреляции. Литофации залегающей выше кумской свиты в описываемом районе различны. В полосе предгорий они выражены однообразной фацией коричневых битуминозных мергелей с тонкими прослоями черных неизвестковистых (в нижней части разреза) и коричневых известковистых глин; мощность их не превышает 30–50 м. К северу в ее разрезе появляются мощные пачки чередования алевритов и глин, имеющих флишеидный характер. В последующем оказалось, что эта фация свиты широко распространена на описываемой территории. В пределах флишевого трога кумская свита разделяется на две

части: нижнюю — песчано-глинистую и верхнюю — глинисто-мергельную. Последняя хорошо выдерживается по площади и имеет мощность 60 — 100 м. В верхах этой пачки наблюдается замещение глин мергелями и постепенный переход к мергелям белоглинской свиты. Нижняя часть свиты выделяется как кумский песчаный горизонт.

Алевриты в кумской свите в виде тонких прослоев появляются на площадях Дьш и Чибий. К западу от Калужской площади количество и мощность алевритовых прослоев, а также общая мощность свиты резко возрастают, достигая максимальных величин на Левкинской площади. В сводовых частях складок Калужской антиклинальной зоны наблюдается уменьшение мощности песчаного горизонта, а на Калужской брахиантиклинали он отсутствует полностью. На южном крыле этой складки мощность песчаного горизонта достигает 30 м, а на северном в скважинах, вскрывающих эоценовые осадки, вновь появляются песчаные прослои, суммарная мощность которых составляет 20 м. В своде Новодмитриевской антиклинали мощность песчаного горизонта колеблется от 30 до 84 м, на южном крыле увеличивается до 125 м, а на северном крыле до 100 м. В пределах Восточно-Северской площади происходит дальнейшее увеличение мощности кумского горизонта до 200 м. Далее к западу, вплоть до Крымской площади, породы южного борта флишевого трога подверглись глубокому размыву. Наибольший размыв отмечается в присводовых частях структур Азовской антиклинальной зоны (Азовская, Глубокоярская, Ахтырско-Бугундырская и др.). На южном крыле Глубокоярской антиклинали песчаный горизонт сохранился от размыва, и здесь также отмечается заливообразное распределение изопахит, свидетельствующее о дополнительном южном источнике сноса. Это предположение подтверждается плохой корреляцией песчаного горизонта южного крыла этой складки с типичным разрезом, а также его трансгрессивным залеганием на различных свитах среднего эоцена. В пределах этого залива мощность горизонта изменяется от 50 до 150 м. Севернее, на Карской площади, мощность увеличивается до 230 м.

На Ахтырско-Бугундырской антиклинали кумский песчаный горизонт сохранился на северном опрокинутом крыле, где его мощность составляет 250—300 м. На расположенной севернее Левкинской структуре песчаный горизонт достигает 600 м. На Абино-Украинской площади мощность горизонта около 300 м. Параллельно с увеличением мощности песчаного горизонта в западном направлении увеличивается и общая мощность свиты — от 200 м на Новодмитриевской площади до 600 м на Абино-Украинской и более 800 м на Левкинской. На южном крыле Крымской складки мощность алевритов не превышает 20 м.

Севернее породы эоцена глубоким бурением пока не вскрыты. Их западное распространение не изучено; по-видимому, песчаный горизонт развит к северу от Ахтырского разлома. Наиболее хорошо он исследован на Новодмитриевской и Абино-Украинской площадях, где разрез представлен флишевым переслаиванием алевритов и глин. Флишевый ритм обычно состоит из алеврита (редко песчаника) и глины. В нижней части горизонта в некоторых ритмах появляются мергели. Алевриты кварц-глауконитовые, реже кварц-полевошпато-

вые и полимиктовые, серые, иногда голубоватые. В кварц-глауконитовых разностях содержится 40–65% кварца и 10–20, реже до 35% – глауконита. Остальной объем занимают полевые шпаты, слюды и обломки пород. Цемент глинистый, карбонатный и смешанный. Мощность алевролитов изменяется от нескольких миллиметров до 1,5–3,0 м, чаще до 20–30 см. Глины слабоизвестковистые и неизвестковистые, алевролитисто-слоистые, зеленовато-серые. Часто присутствуют сильно алевролитистые, слабоизвестковистые и неизвестковистые глины; иногда встречаются голубовато-серые сильноизвестковистые, темно-коричневые и черные жирные глины. Мергели серые и буровато-серые встречаются главным образом в нижней половине горизонта совместно с черными глинами. В подошве кумской свиты залегает 3–4-метровая пачка бурых тонкослоистых мергелей с сантиметровыми прослоями детритового сильноизвестковистого алевролита.

Коллекторские свойства песчаников и алевролитов кумской свиты тесно связаны с глубиной их залегания, которая колеблется от 600 м на структурах Азовской зоны до 5000 м и более на складках Левкинской зоны. Для каждой антиклинальной зоны характерны свои типы коллекторов и закономерности их постседиментационных преобразований. На площадях Калужской зоны распространен гранулярный тип коллекторов, представленный алевролитами с глинистым и карбонатно-глинистым цементом. В присводовых частях складок вторичная минерализация проявляется слабо. Пористость здесь обычно изменяется от 20 до 27%, а проницаемость – от 27 до 350 мд. На крыльях структур вблизи водонефтяных контактов отмечается интенсивное проявление кальцитизации алевролитов, их пористость уменьшается до 7–15%, а проницаемость – до 4–5 мд. В законтурных скважинах наряду с кальцитизацией интенсивно проявляется окварцевание, что обуславливает низкую пористость алевролитов (2–5%) и их полную непроницаемость. Указанные процессы обычно характерны для тонких прослоев, массивные пласты, как правило, сохраняют значительно лучшие коллекторские свойства.

Для структур Азовской антиклинальной зоны характерен гранулярный тип коллектора, который представлен алевролитами с глинистым, опаловым и, реже, карбонатным цементом. На Ахтырско-Бугундёрской площади, где кумский горизонт сохранился у карниза, выделяется порово-трещинный тип коллектора, обусловленный тектоническими процессами, проявившимися в момент интенсивного формирования складки. Пористость алевролитов изменяется от 22 до 35%, проницаемость же их обычно 100–200 мд, а иногда достигает 950 мд. Ухудшение коллекторских свойств в этой зоне обусловлено главным образом высоким содержанием (25–30%) первичного глинистого цемента, который снижает пористость до 13–17%, а проницаемость – до нескольких миллидарси.

На Левкинской антиклинальной зоне в разрезе горизонта большинство алевролитов потеряло свой первоначальный состав и структуру, преобразовавшись в сливные, слабоизвестковистые породы. Цемент в них глинистый, карбонатный, халцедоновый или кварцевой регенерации. Пористость алевролитов колеблется от нескольких до 10%,

редко достигая 15%, а проницаемость лишь в отдельных массивных (6–10 м) прослоях достигает 1,2–2,4 мд. В пределах структур существуют зоны повышенной трещиноватости, приуроченные к продольным и поперечным разрывам. В Левкинской зоне доминирует порово-трещинный тип коллектора, и лишь отдельные прослои являются гранулярными низкопористыми коллекторами.

Карбонатная подформация

Отложения белоглинской свиты, венчающие разрез верхнего эоцена, на всей территории Северо-Западного Кавказа залегают согласно на подстилающих породах и представлены мергельной фашией. Мергели светло-серые, мягкие, иногда с фукоидами и темной пятнистостью. В средней части толщи присутствует пачка бурых мергелей. Мощность свиты колеблется от 40–80 м в южной части до 170–180 м к северу от Ахтырского надвига.

В пределах южного борта Западно-Кубанского прогиба палеоцен-эоценовый комплекс пород входит в нижний, интенсивно дислоцированный структурный этаж. Поэтому на структурах Азовской антиклинальной зоны вышележащие олигоценовые и миоценовые образования с глубоким размывом залегают на описываемых отложениях. В сводовых частях некоторых складок размыв захватывает породы вплоть до верхнего мела (Ахтырско-Бугундырская и Крымская антиклинали). Севернее Ахтырского разлома переход от верхнего эоцена к майкопу постепенный. В Крымско-Варениковском районе перерыва в осадконакоплении между эоценом и майкопом также не наблюдается.

Распределение мощностей всего эоцена на территории Западной Кубани аналогично палеоэоценовому комплексу. От Адыгейского выступа на запад вдоль южного борта прогиба расположена зона максимальных мощностей. Она начинается на Ширванской площади узким желобом. Здесь мощности эоцена от 200–300 м быстро нарастают до 700 м в сторону Южно-Хадзьженской площади. Апшеронская и Кубанская площади входят в зону пониженных мощностей. Далее к западу происходит дальнейшее нарастание мощностей – до 900 м на Саратовской площади. Перед Калужской площадью восточный овал максимальных мощностей, по-видимому, замыкается, так как на Калужской, Новодмитриевской и Восточно-Северской площадях мощность эоцена не превышает 500 м. К западу от Восточно-Северской площади вновь отмечается нарастание мощностей этих отложений – до 1200 м. Западнее бассейна р.Абин мощности эоценовых образований постепенно уменьшаются и в Анапском районе достигают 600–700 м.

НИЖНЕМОЛАССОВАЯ (РАННЕОРОГЕННАЯ) ФОРМАЦИЯ ОЛИГОЦЕНА – НИЖНЕГО МИОЦЕНА

Опоясывающие Большой Кавказ и далеко выходящие за его пределы майкопские отложения представляют большой научный и практический интерес. История изучения майкопской серии на Кубани неразрывно связана с разведочными работами на нефть и газ. После открытия в 1909 г. в районе пос. Нефтегорска рукавообразной залежи нефти И.М. Губкин (1912, 1913) начинает изучение стратиграфии и нефтегазоносности майкопской серии. Предложенное им трехчленное деление майкопской "свиты" использовалось в течение двух десятилетий.

С 1932 г. начинается разное расширение геологических исследований в полосе третичных отложений Западного Предкавказья. Тридцатые годы были периодом комплексного и целеустремленного исследования майкопских отложений, охватывавшего вопросы стратиграфии (Н.Б. Вассоевич, С.Т. Коротков, К.А. Прокопов, Н.Д. Бакланов, П.Я. Шибинский, И.А. Коробков, Н.Н. Субботина, А.К. Богданович, В.В. Меннер и др.), литологии (И.А. Шамрай, М.Ф. Филиппова, В.Т. Мальшек и др.), геохимии (Т.И. Казьмина) и условий залегания нефти (Г.А. Хельквист, С.Т. Коротков, О.В. Садовский и др.).

В разработке стратиграфии майкопа большое значение имели работы С.Т. Короткова (1936). Вслед за И.М. Губкиным майкопская серия делилась им на три части, нижняя из которых, полностью отождествляемая с хадумом, была подразделена на три горизонта – пшехский, полбинский и Морозкиной балки. В среднем майкопе были выделены две свиты – абадзехская и восковогорская. Усилия исследователей в последние годы направлены главным образом на решение вопросов био-стратиграфии и микропалеонтологии, на создание унифицированной схемы расчленения майкопских отложений юга СССР. Широко известны труды А.К. Богдановича, Б.П. Жижченко, И.А. Коробкова, Л.С. Тер-Григорян и др.

Майкопская серия знаменует собой качественно новый этап в развитии Кавказа. Майкопские отложения Предкавказья и Закавказья имеют удивительное сходство; при этом особый "майкоповидный" облик пород характерен для всего разреза майкопа и присущ отложениям, как примыкающим к складчатым областям, так и распространенным в пределах эпигерцинской платформы. В то же время майкопская серия четко обособляется от смежных комплексов пород. Пограничные скачки в одних случаях выражены тектоно-денудационными перерывами, в других проявляются через резкую смену фациального облика пород. Наибольшее несогласие с подстилающим комплексом пород отмечается в центральной части южного борта Западно-Кубанского прогиба,

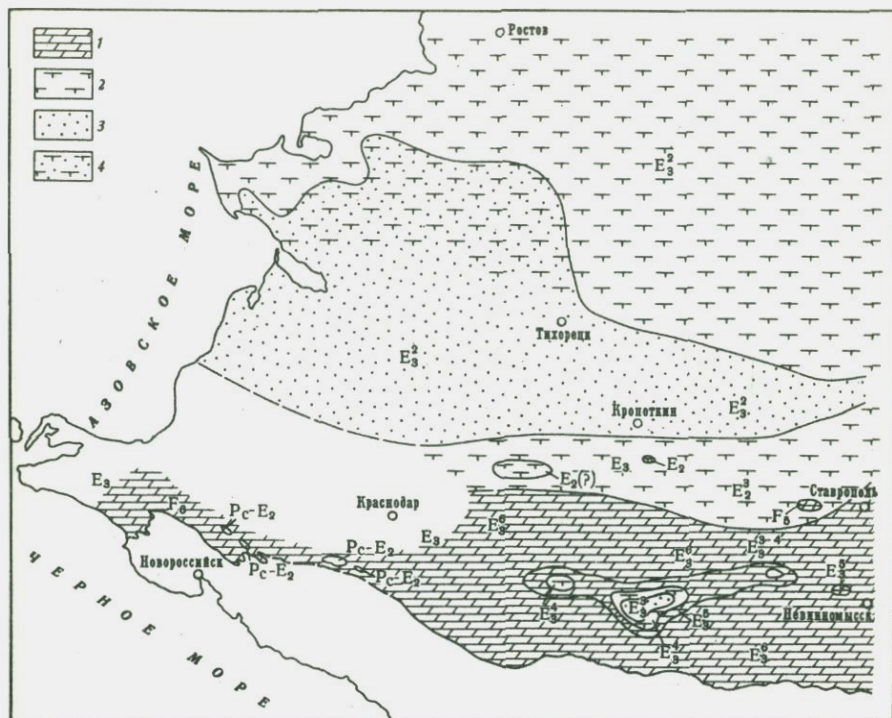


Рис. 19. Предмайкопская палеогеологическая схема

1 - мергели; 2 - глины карбонатные; 3 - пески; 4 - глины песчаные

где майкопские отложения с резким угловым несогласием залегают на различных горизонтах мела и палеогена. Локальные участки размыва имеются также в других районах Западно-Кубанского прогиба и на Адыгейском выступе. В Восточно-Кубанской впадине и на смежной территории Скифской плиты выделяются две зоны, где майкопские отложения трансгрессивно залегают на слоях эоцена. Южная из них включает структуры: Майкопскую, Ярославскую, Лабинскую, Южно-Советскую, Трехсельскую, Первохерсонскую, Успенскую и Невинномысскую. Другая зона проходит севернее первой и включает в себя площади: Ладожскую, Темиргоевскую, Прочноокопскую и Северо-Ставропольскую. На остальной территории Скифской плиты почти повсеместно отмечается слабый размыв кровли верхнеэоценовых отложений (рис. 19).

Верхи майкопа на большей части Западного Предкавказья были размывты в предчокракское время. Лишь в осевой зоне прогиба и местами в полосе выходов сохранился тарханский горизонт, связанный с майкопской серией постепенным переходом. Однако по фашиальному облику пород тарханский горизонт относится уже к следующей формации. Име-

ются постепенные переходы и с подстилающими отложениями. Так, например, в полосе выходов на поверхность в пределах Восточно-Кубанской впадины смена мелководных голубовато-белых мергелей белоглинской свиты на глубоководные темно-серые слабокарбонатные глины хадума происходит непрерывно через переходные слои (0,5–1,0 м). Тем не менее налицо резкая смена фаций, которая в этом случае как раз и отражает пограничный скачок.

Положение в разрезе и характер взаимоотношений со смежными образованиями показывают, что майкопская серия является самостоятельной формацией и что ее следует рассматривать как самый нижний член молассового формационного ряда, характеризующий начальный этап погружения на месте современных краевых прогибов при относительном запаздывании роста горного сооружения.

По условиям развития в майкопское время Западное Предкавказье делится на две области. Южная, прилежавшая к Кавказской геосинклинали, испытывала интенсивные, временами некомпенсированные погружения. Здесь откладывались глубоководные, преимущественно глинистые осадки большой мощности, почти полностью лишенные моллюсковой фауны и с резко обедненным комплексом микрофаунистических остатков. Напротив, в пределах Скифской плиты получили развитие более песчаные мелководные осадки, хорошо охарактеризованные микрофауной. Поэтому расчленение майкопских отложений на юге, в обнаженной части территории, производится по литологическим признакам, главным образом по изменению песчаности и карбонатности (в том числе и в конкрециях). На Скифской плите, помимо литологических признаков, сравнительно хорошие результаты дает выделение микрофаунистических зон. На Тамани и в примыкающей части Западно-Кубанского прогиба майкопские отложения представлены мощной глинистой толщей, лишенной уловимых литологических коррелятивов и характерных комплексов микрофауны, вследствие чего их расчленение с помощью обычных методов не представляется возможным. Сопоставление местных стратиграфических схем приведено в табл. 5.

Распределение мощностей и фаций майкопских отложений Западного Предкавказья подчиняется строгой кавказской зональности (рис. 20). Наибольшая мощность приурочена к Западно-Кубанскому прогибу и Тамани, где она, по-видимому, превышает 3,5 км. На южном борту прогиба фиксируется очень быстрое нарастание мощности майкопа, особенно вдоль Ахтырского разлома. В южном приподнятом блоке мощность составляет десятки и первые сотни метров, а в северном опущенном – 2–2,5 км. В Восточно-Кубанской впадине мощность майкопских отложений нигде не превышает 1200 м, что характеризует ее как внутриплатформенную депрессию. Здесь оконтуриваются Майкопско-Ярославская и Армави́ро-Невинномы́сская зоны малых мощностей (400 м и менее). Севернее, на Скифской плите, происходит постепенное и в общем равномерное сокращение мощностей от 800 м в районе Тимашевской площади до 150–200 м на Кушевской. На локальных поднятиях Ейско-Березанского района сокращение мощности незначительное – не более 10–15 м.

Сопоставление местных стратиграфических схем майкопской серии.
Составил Б.С. Коротков (1966 г.)

Система	Отдел	Подотдел	Серия	Подсерия	Солевой режим (по Б.П. Жижченко)	Глинистый разрез		Песчано-глинистый разрез		Глинистый и песчано-глинистый разрезы
						Р.Кубань (г.Черкесск); по К.А. Прокопову (1938), А.К. Богдановичу (1965)	Хадьженский район (бухта Паротникова, гора Восковая); по С.Т.Короткову (1935)	Пос. Нефтегорск (р.Чехокх); по И.М.Губкину (1912), С.Т. Короткову (1936) с изменениями автора	Нефтепромысловые площади (юго-восточная часть Западнo-Кубанского прогиба, от пос.Нефтегорска до станицы Северной), сопоставление автора	
Неогеновая	Миоцен	Средний	Гарханский горизонт	Полносолонный	Полносолонный	Тарханский горизонт Мергель с <i>Amussium denudatum</i>			Тарханский горизонт	Перерыв
						Верхний майкоп	Опресненный	Ритцевская свита; глины некарбонатные с сидеритами; руководящие формы: <i>Saccamina zuramakensis</i> , <i>Opicophora socialis</i> . Ольгинская свита; глины некарбонатные с <i>Neobulimina elongata</i>	Глинисто-сидеритовая свита	Горизонт листоватых глин
				Полносолонный						Слой с <i>Neobulimina elongata</i> и <i>Cibicides stavropolensis</i> ;

		Глинистый разрез		Песчано-глинистый разрез		Глинистый и песчано-глинистый разрезы					
Неогеновая	Мiocен	Нижний	Майкопская	Средний майкоп	Полносолёный	<p>Караджалгинская свита; глины некарбонатные с сидеритовыми конкрециями, содержат обедненный комплекс микрофауны. Зеленчукская свита; глины некарбонатные с тонкими прослоями алевритов (до 0,5 м)</p>	<p>Воскогурская свита; глины некарбонатные с прослоями песчаников</p>	<p>Горизонт нефтяных колодцев. Горизонт мощных песков и глины с включениями. Горизонт ширванских колодцев</p>	<p>Спонголитовый горизонт</p>	<p>I } Горизонты II } промысловой III } номенклатуры IV }</p>	<p>глины некарбонатные, в северных районах Скифской плиты, с пластами песчаников, концентрирующимися в нижней части, отвечающей, по видимому, аналогам караджалгинской свиты</p>
						<p>Глинистый конгломерат - пласт "В" (рукавообразная залежь)</p>		<p>Слой с <i>Bolivina goudkoffi caucasica</i>; глины некарбонатные, в северных районах Скифской плиты песчанники и глины</p>			
	Палеогеновая	Оligоцен	Верхний	Нижний Майкоп	Резкое опреснение	<p>Септариевая свита; алкунский горизонт Баталпашинская свита; глины некарбонатные, вверху с септариевыми конкрециями</p>	<p>Алкунский горизонт Абадзехская свита; глины некарбонатные, в кровле мергельные конкреции и прослой карбонатных глины</p>	<p>Перерыв</p>	<p>V } Горизонты VI } промысловой VIa } номенклатуры</p>	<p>Глины некарбонатные с обедненной фауной песчаных фораминифер или без фауны</p>	

Таблица 5 (окончание)

Палеогеновая		Олигоцен		Верхнее опреснение	Глинистый разрез		Песчано-глинистый разрез		Глинистый и песчано-глинистый разрезы
		Верхний	Нижний		Нижний майкоп		Хаду́м	Перерыв	
Эоцен	Верхний			Полносолёный	Пшехский горизонт; Глины темные, карбонатные и некарбонатные, с <i>Planorbella</i> и <i>Globigerina officinalis</i>				VII горизонт
					Белоглинская свита (фораминиферовые слои); мергели светлые, с обилием фораминифер; в кровле слои с <i>Variamussium fallax</i> (Korob.)		Фораминиферовые слои		Зона <i>Bolivina</i> , слои с <i>Variamussium fallax</i>

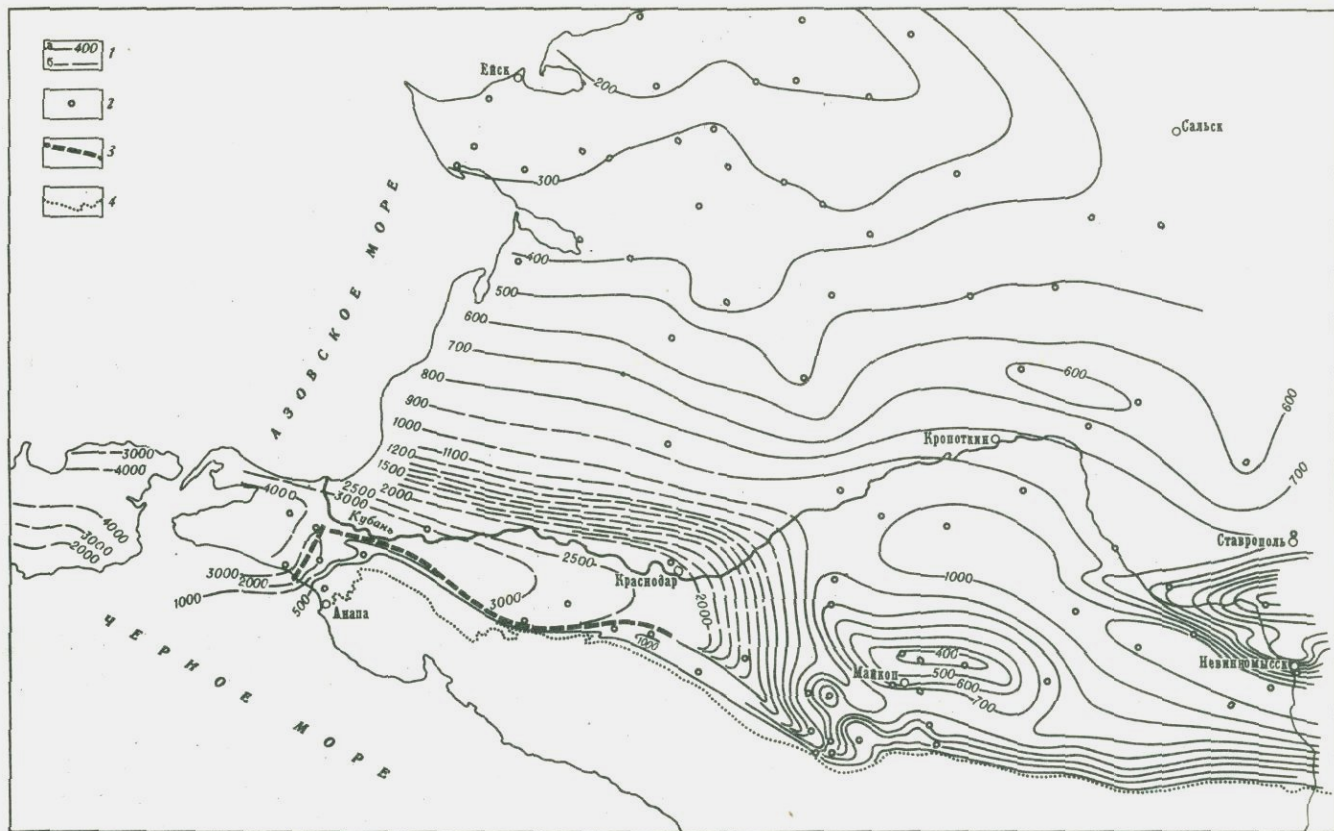


Рис. 20. Схема мощностей майкопской серии

1 - изопахиты: а - по данным бурения, б - по геофизическим данным; 2 - скважины, вскрывшие майкопские отложения; 3 - крупные разрывы; 4 - южная граница распространения майкопских отложений

Фациальные зоны майкопской серии

Формация	Подформация	Основные фациальные зоны (с юга на север)
Майкопская нижнемолассо- вая	Терригенная геосинкли- нальная (краевого про- гиба)	Прибрежная Подводносклоновая Подводноравнинная Центральноотстойная
	Терригенная плат- форменная	Циркулярных и донных течений Прибрежно-мелковод- ная Краевая лагунно-дель- товая

Майкопские отложения Азово-Кубанской впадины обладают широтной фациальной зональностью. Все имеющиеся фациальные зоны можно достаточно уверенно объединить в две подформации - терригенную геосинклиналичную (краевого прогиба) и терригенную платформенную. Геосинклиналичная подформация формировалась в условиях большой амплитуды разнонаправленных тектонических движений, иногда некомпенсированного прогибания и высокой сейсмичности. Основным поставщиком обломочного материала служила Кавказская суша, которая, начиная, по-видимому, со среднемайкопского времени, испытывала восходящие движения. Поставщиком обломочного материала для платформенной подформации были в основном Русская платформа и Донбасс.

Как платформенная, так и особенно геосинклиналичная подформации отчетливо разделяются на ряд фациальных зон, последовательно сменяющих одна другую по направлению от древней береговой линии к центру бассейна. Выше приводится схема выделения фациальных зон майкопской серии Азово-Кубанской впадины (табл. 6), составленная по методике В.И. Попова (Попов и др., 1963) и Н.М. Страхова (1962).

Терригенная геосинклиналичная подформация

Подформация краевого прогиба характеризуется наибольшей пестротой фаций, имеющих обычно ограниченное площадное распространение и ярко выраженные линейные формы, вытянутые параллельно Кавказу.

В прибрежной фациальной зоне выделяется несколько типов фаций: лагунно-заливные, подводнодельтовые и прибрежно-мелководные. В районе пос. Нефтегорска сохранилось также небольшое "пятно" кремневой пляжной гальки майкопского моря. Лагунно-заливные и прибрежно-морские фации обнажаются в Хадзьженском и

Анапском районах. Это среднемайкопские песчано-спонголитовые породы, представленные переслаиванием спикуловых песчаников и глин. Мощности пластов песчаников колеблются от нескольких сантиметров до 15-20 см, глин - обычно до 5-10 см. Средняя часть почти каждого песчаного пласта состоит из сплошной перекристаллизованной массы губок, образующей прослой крепких сливных силицитов. В современных морях массовые скопления губок наблюдаются в условиях нормальной солености на глубинах, не превышающих 40-60 м.

На р.Абин и западнее в разрезе среднего майкопа отмечается другой тип кремнистых пород. Это менилитовые сланцы и прослой диатомитов, образование которых связано с массовым развитием диатомовых водорослей. Лучше всего менилитовые сланцы и диатомиты обнажены южнее г.Крымска, где близ слияния рек Мокрый Шибик и Сухой Шибик среди некарбонатных глин среднего майкопа залегает 3-метровая пачка тонко чередующихся крепких темных силицитов и тонких светло-серых "книжных" сланцев, распадающихся на множество тончайших пластинок. Прослой диатомитов наблюдаются также в ряде скважин на Кеслеровской и Благовещенской площадях.

На южном борту Восточно-Кубанской впадины в междуречье Белой-Кубани получают развитие фации другого типа - подводнодельтовые и донные течения. Подводнодельтовые пески обнажаются на р.Лабе у станицы Каладжинской. Здесь отмечаются наиболее грубые разности, прослой гравелитов и конгломератов, косослойчатые пачки; максимальная мощность песчаной толщи достигает 400 м. Возраст толщи определяется как средний майкоп - низы верхнего майкопа. Большая часть песков представлена мелкозернистыми разностями, с плохой сортировкой и слабой окатанностью частиц, а также с большой примесью глинистого материала. В песчаниках довольно часто встречаются отпечатки листьев и иногда кости животных, спикулы губок и раковины моллюсков. В легкой фракции преобладают кварц (обычно до 60-70%), полевые шпаты (до 20%) и обломочный глауконит. Тяжелые минералы присутствуют в повышенном количестве (до 1-2%), преобладает пирит (до 40%). Происхождение отмеченных песков обычно связывается с авандельтой р.Палео-Лабы. Волнением и прибрежными донными течениями пески разносились к западу и востоку от р.Лабы, что выражается постепенным сокращением мощности песчаной толщи и уменьшением размера обломочного материала. На р.Фарс наблюдается местное погребение и появляются прослой конгломератов, указывающие на дополнительный источник сноса. В северном направлении повсеместно происходит быстрое замещение песков сначала глинистыми алевролитами, а затем чистыми глинами, причем дальше всего прослеживаются среднемайкопские песчаные горизонты (рис. 21). Интересно, что в междуречье Лабы - Фарса на Подгорненской площади имеется 16-метровая пачка песков хадумского возраста, залегающая ниже остракодового пласта. В целом песчаная толща вытянута в виде узкой полосы, ширина которой обычно не превышает 15-20 км. Уже на Ярославской площади и в северной части Урупской весь разрез майкопа представлен глинами.

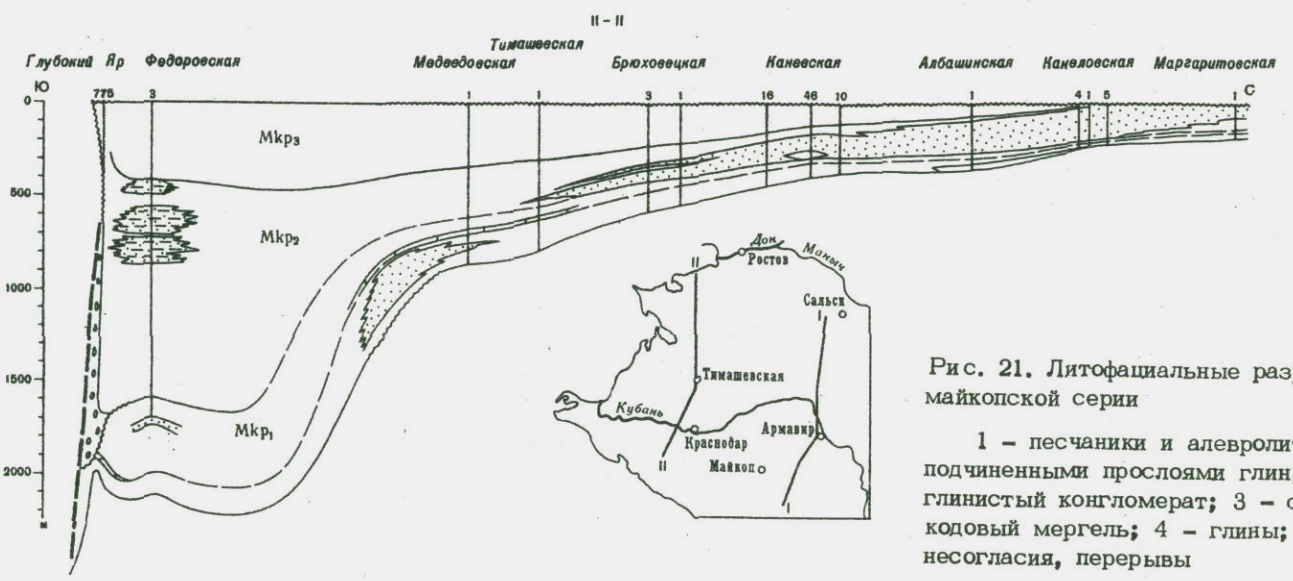
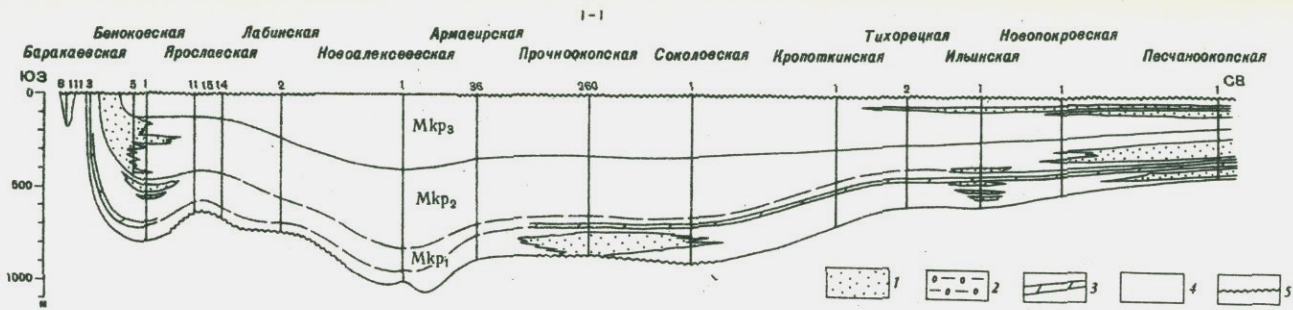


Рис. 21. Литофациальные разрезы майкопской серии

1 - песчаники и алевролиты с подчиненными прослоями глин; 2 - глинистый конгломерат; 3 - остракодový мергель; 4 - глины; 5 - несогласия, перерывы

В районе станицы Хамкетинской к верхней части песчаной толщи приурочена марганцевая руда в виде стяжений среди песчаников и цементирующей массы последних. Породообразующими минералами являются в основном псиломелан и родохрозит. В меньшем количестве руды марганца встречаются несколько севернее станицы Каладжинской. Как отмечает Н.М. Страхов (1962), марганец является очень тонким индикатором гумидного климата. Скопления окислов и карбонатов марганца указывают также на мелководность данной части бассейна. О близости береговой линии свидетельствуют часто встречающиеся обуглившиеся остатки древесины, лигнит, отпечатки листьев в песчаниках. Шельфовая область, по-видимому, имела достаточно большую ширину, а море на месте Восточно-Кубанской впадины нигде не было таким глубоководным, как западнее Адыгейского выступа.

Подводносклоновая фаціальная зона характерна главным образом для южного борта Западно-Кубанского прогиба. Определяющими факторами для ее возникновения служили крутой континентальный склон майкопского моря, высокая сейсмичность, сопровождавшая складкообразовательные движения среднемайкопского времени, и контрастные разнонаправленные подвижки вдоль Ахтырского разлома. В результате предсреднемайкопской фазы складчатости на Северо-Западном Кавказе были сформированы складки Азовской антиклинальной зоны, которые выступали в виде подводных возвышенностей и островов вдоль континентального уступа. Не успевшие консолидироваться глинисто-мергельные осадки верхнего эоцена и нижнего майкопа периодически срывались и сползали вниз к подошве континентального склона, где в настоящее время фиксируются мощные накопления подводнооползневой фации.

Отложения подводнооползневой фации обнажаются на р.Пиши (г.Хадзыженск) и р.Полбе (станция Нефтяная). Западнее подводнооползневые массы вскрыты скважинами в районе станицы Ключевой, на Ахтырско-Бугундырской, Глубокоярской, Абино-Украинской и других площадях. К западу от г.Крымска вплоть до г.Анапы подводнооползневые фации не обнаружены. Во всех случаях подводнооползневые массы представлены главным образом обломками и целыми глыбами мергелей белоглинской свиты, и в меньшей степени, породами верхнего мела, палеоцена, эоцена и хадума. Характерны текстуры смятия и полное отсутствие сортировки и окатанности обломков.

При достаточно большом перемещении подводные оползни могли сильно дробиться, терять текстурный облик первоначальных пород и, перемешиваясь с водой, переходить в поперечные мутьевые потоки. Последние могли также частично формироваться еще на суше в период катастрофических ливней (селевые потоки, бурные паводки и т.п.) и затем продолжаться в море по подводным каньонам к подножию континентального склона, где образовывали конусы выноса. Представлены они "мусорными" конгломератами, состоящими из обломков пород палеоцена, эоцена и нижнего майкопа. Наибольшее развитие конгломераты имеют там же, где и подводные оползни, смещаясь несколько к северу. Среди конгломератов иногда имеются линзы песков, заключающие в себе скопления нефти и газа (Ахтырско-Бугундырская, Глубокоярская и другие площади).

С этой же точки зрения можно рассматривать и Нефтяно-Ширванскую рукавообразную залежь, детально исследованную И.М. Губкиным, а затем М.И. Максимовым и приуроченную к отдельным линзам песка в глинах «d». Сами глины «d» залегают в каньонообразном углублении в мергелях белоглинской свиты, причем глубина вреза достигает 35 м. Как И.М. Губкин, так и М.И. Максимов интерпретировали геологическое строение "рукавообразной залежи" как русло древней реки, а "вторичные" фораминиферовые глины, перекрывающие глины «d», как аналоги современных делювиальных отложений. Н.Б. Вассоевич и С.Т. Коротков (1935) связывали происхождение "вторичных" глин с подводным оползанием осадков, которые в начале пути проявляли эродирующую деятельность, "выпахивая" глины пласта «d». Затем, по их мнению, оползающие массы постепенно раздроблялись и разжижались (т.е. превращались в мутьевой поток) и устремлялись вдоль углубления, оставляя на своем пути след в виде пласта своеобразного глинистого конгломерата. Такая трактовка более удачно объясняет особенности геологического строения "рукавообразной залежи". Следует лишь добавить, что к отложениям мутьевых потоков нужно отнести также и глины «d» с заключенными в них линзами песков.

Подводноравнинная фациальная зона также характерна только для Западно-Кубанского прогиба, особенно для его юго-восточной части, где в ранне- и среднемайкопское время существовал глубокий узкий прогиб с общим наклоном на северо-запад. Вытекающие по подводным каньонам поперечные мутьевые потоки соединялись в единое суспензионное течение, которое продолжало двигаться по подводной равнине в сторону регионального наклона. По мере разжижения и потери скорости это течение могло нести все более мелкий терригенный материал. Так, если в Нефтегорском районе среди песчаных горизонтов прослой конгломератов не являются редкостью, то в средней части — на Саратовской площади — присутствуют лишь небольшие включения этих пород, а на Федоровской площади (150 км. от пос. Нефтегорска) преобладают алевриты и мелкозернистые песчаники.

Факторы, способствующие возникновению мутьевых потоков — сейсмические толчки, катастрофические ливни и другие, проявлялись синхронно на значительной территории, в связи с чем поперечные и продольные мутьевые потоки одновременно возникали на большом протяжении. Следствием этого является ритмичность песчано-глинистой толщи и хорошая корреляция песчаных горизонтов. В период прохождения мутьевых потоков осаждались полимиктовые пески и алевриты, иногда более грубый материал. В спокойные периоды откладывались илы. Нередко даже маломощные глинистые прослой почти полностью лишены примеси песчано-алевритового материала.

По промысловой номенклатуре выделяются семь основных песчаных горизонтов и несколько дополнительных. В свою очередь, сами горизонты расслаиваются на множество элементарных песчано-алевритовых и глинистых пластов и пропластков, которые трудно сопоставить даже в близко расположенных скважинах. Во флишевых отложениях палеоцена и эоцена хорошо прослеживаются и единичные пласты. Следова-

тельно, ритмичность песчано-глинистой толщи майкопа более высокого порядка; она отражает длительные промежутки преобладающей деятельности мутьевых потоков и еще более долгие спокойные периоды. На отрезке между пос. Нефтегорском и станцией Саратовской прогиб был наиболее узким и крутым. Здесь фиксируется наибольшая мощность песчаного тела, достигающая 1150 м при суммарной мощности песчаных горизонтов 700 м (рис. 22). Ширина полосы в своем начале составляет 10 км, а в районе станции Саратовской достигает 30 км. Далее на запад ширина ее резко сужается, мощность толщи и отдельных горизонтов сокращается, а пески замещаются сначала алевролитами, затем алевролитистыми глинами. На Федоровской площади суммарная мощность песков составляет около 200 м, а эффективная не превышает 40–50 м.

Самый нижний VII горизонт залегает обычно с размывом на мергелях белоглинской свиты и содержит включения последних. Он соответствует шпехскому горизонту глинистой фации, находясь стратиграфически ниже остракодового пласта. Горизонт представлен тонким переслаиванием алевролитов, реже песчаников и темно-серых некарбонатных глин. Часто наблюдается внутриформационное смятие слоев, текстуры захоронения и другие следы подднооползневых явлений и мутьевых потоков. В восточных районах VII горизонт содержит промышленные залежи нефти, связанные с литологическим выклиниванием песков (площади Павлова гора, Центральное поле и Северо-Хадьженская). Ширина горизонта здесь составляет 3–4 км, западнее она несколько расширяется. Мощность горизонта колеблется от 20 до 50 м, эффективная не превышает 10–15 м.

Залегающие выше VI и V горизонты параллелизуются с верхним хадумом глинистой фации. В осевой зоне прогиба, особенно в Саратовско-Бакинском районе, ниже VI горизонта отмечается еще несколько дополнительных, из которых наиболее выражен горизонт VIa. Общая мощность нижнего майкопа на Бакинской площади достигает 500 м, из них около 400 м приходится только на верхнюю часть нижнего майкопа, лежащую выше остракодового пласта. Суммарная мощность горизонтов V, VI и VIa составляет около 250 м. В отличие от VII горизонта рассматриваемые песчаные пачки содержат более мощные пласты песчаников (до 6–8 м), а сами песчаники являются более крупнозернистыми. В восточной части встречаются прослои глинистых микроконгломератов и оползневые образования. Обычными являются косы и волнистослойчатость, текстуры завихрения и следы местного перемыва осадка. К V горизонту приурочена залежь нефти на площади Хопры, к VI – на площадях Центральное поле, Соколова гора и Восковая гора.

Средний майкоп начинается пластом глинистого конгломерата "В", прослеженного скважинами на протяжении 60 км, от пос. Нефтегорска до станции Саратовской. Мощность его обычно колеблется от 40 до 60 м.

На р. Чекох, где конгломерат обнажается на поверхности, отмечаются наиболее крупные обломки пород, относящиеся по возрасту к интервалу от верхнего мела до нижнего майкопа включительно. Размер

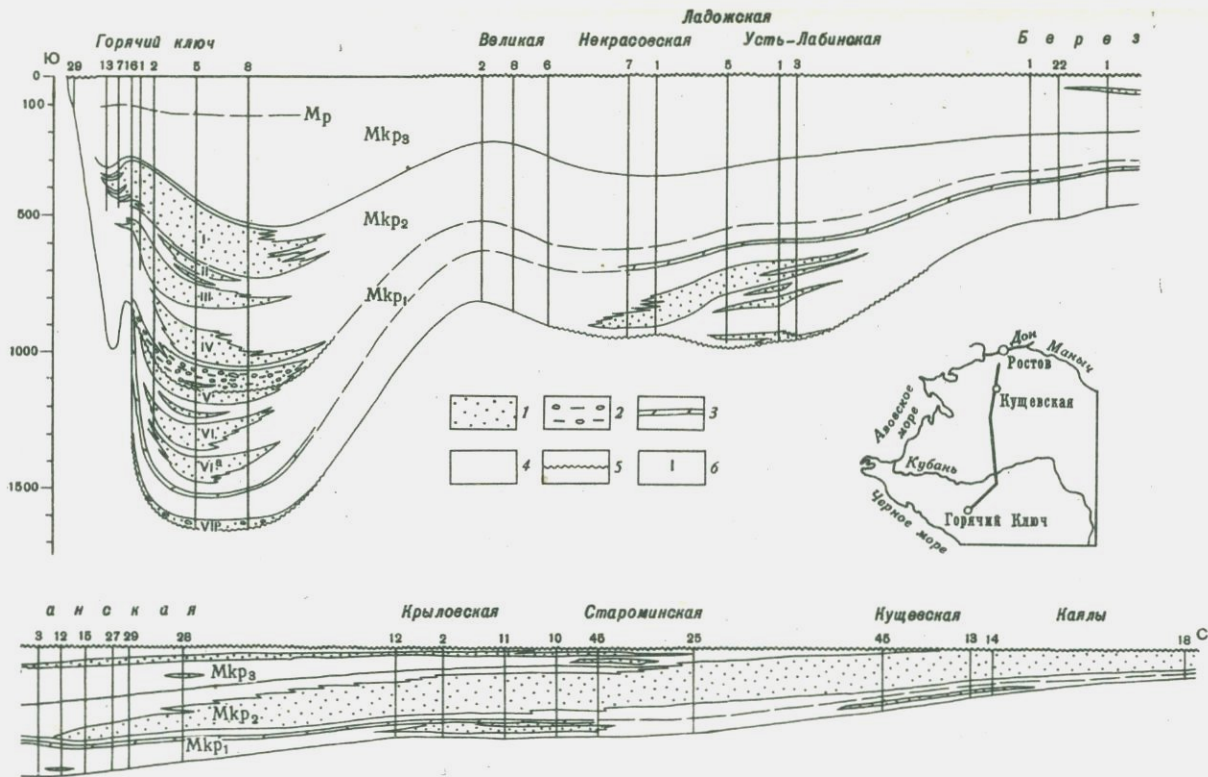


Рис. 22. Литофациальный разрез майкопской серии

1 - песчаники и алевролиты с подчиненными прослоями глин; 2 - глинистый конгломерат; 3 - остракодовый мергель; 4 - глины; 5 - несогласия, перерывы; 6 - номера продуктивных горизонтов

обломков достигает 1 м и более, иногда встречаются целые "утесы" верхнемеловых известняков. В северо-западном направлении происходит постепенное уменьшение размера и количества обломков, начинает преобладать бесструктурная глинистая масса с включениями, главным образом пород эоцена и нижнего майкопа.

Образование конгломерата "В", вероятно, следует связывать с наиболее мощными мутьевыми потоками, которые возникали вдоль южного борта в период максимального смещения блоков по Ахтырскому разлому, в последовавшей вслед за этим фазы складчатости. Грандиозные землетрясения, сопровождавшие эти процессы, явились факторами синхронного возникновения мутьевых потоков вдоль всего южного борта прогиба. Корреляция базального конгломерата среднего майкопа на Ахтырско-Бугундырской, Глубокоярской, Восточно-Северской и Ключевой и конгломерата "В" на Саратовской, Бакинской, Восточно-Афипской и Северской площадях показывает, что они залегают на одном стратиграфическом уровне.

Вышележащие IV, III, II и I горизонты среднего майкопа характеризуются теми же особенностями, что и ранее описанные. Среднемайкопские песчаные горизонты в настоящее время прослежены на расстоянии около 150 км - от пос. Нефтегорска на востоке до станции Федоровской на западе. В Нефтегорском районе I, II и III горизонты, а местами и IV сливаются в один; западнее между ними появляются глинистые разделы. На Бакинской площади суммарная мощность I, II и III горизонтов достигает 380-400 м, IV - 100 м. IV горизонт содержит промышленные залежи на площадях Центральное поле, Восковая гора, 4-я компрессорная, Павлова гора, II - на месторождениях Хадьженская площадка, Нефтянское, Хадьженское и Кабардинское. Основные запасы нефти в майкопских отложениях связаны с I и III горизонтами, являющимися продуктивными почти во всех разведанных "заливах" (месторождения Ключевое, Дыш, Калужское, Новодмитриевское, Восточно-Северское и др.).

Петрографо-минералогический состав песчаных образований во всех горизонтах близок между собой. Пески полимиктовые и мезомиктовые, с глинистым и глинисто-сидеритовым цементом. В легкой фракции преобладают кварц (в среднем 75-85%) и полевые шпаты (15-20%), а также в небольшом количестве содержатся мусковит, хлорит, глинисто-кремнистые и слюдиристо-кремнистые обломки пород (иногда до 15-20%).

Глауконит присутствует обычно в небольшом количестве, редко превышающем 5-7%. В тяжелой фракции много рудных минералов, а также граната и циркона, довольно часто встречаются рутил, эпидот, ставролит, реже апатит, ильменит и др. Интересно, что при относительно большом количестве ставролита (до 2%) очень мало дистена. Зерна кварца округло-угловатые, другие минералы окатаны еще меньше. Характерна также плохая сортировка материала, особенно в юго-восточной части песчаной полосы, что в совокупности с другими особенностями структуры и текстуры пород свидетельствует о близости источников сноса.

На южном борту прогиба все горизонты выклиниваются, причем линия выклинивания каждого из них имеет в плане резко извилистую форму, образующую цепочку следующих друг за другом "заливов". Отсюда приуроченные к ним литологические залежи нефти получили название заливообразных. Каждый такой "залив" как бы повторяет все особенности, присущие песчаной зоне в целом. В поперечном сечении они имеют форму линзы, плоской сверху и выпуклой в нижней части. Таким образом, максимальное количество песчаных пластов приурочено к осевой зоне "заливов", что также характерно для общей полосы песков. В осевой зоне отмечаются наиболее грубые фракции, а также наибольший врез в подстилающие отложения.

Западнее меридиана г.Краснодара дополнительное подпитывание песчано-алевритовым материалом резко ограничивалось, а начиная примерно с района станицы Ильской сводилось к минимуму. Как уже отмечалось выше, здесь поперечные потоки выносили главным образом глинистые осадки, а также продукты разрушения островов. На этом отрезке из основного течения, лишенного дополнительных источников терригенного материала, происходило дифференцированное выпадение сначала песков, затем алевритов и, наконец, на значительном удалении глин. Так, на Федоровской площади уже не встречается грубых разновидностей, улучшается сортировка зерен, а сама песчано-алевритовая фракция состоит в основном из алевритов и в меньшей степени из мелкозернистых песчаников. Западнее пос. Ильского эта полоса песков распространяется вдоль осевой зоны Адагумо-Афипской впадины (мегаинклинали), несколько отступая к северу от Ахтырского разлома; огибая западное окончание Северо-Западного Кавказа, она заворачивает к югу, проходя через Вышестеблиевскую и Благовещенскую площади.

Отдельные пачки песков, обнаруженные в среднемайкопских отложениях на Ахтырско-Бугундырской, Глубокоярской, Кеслеровской, Кудак-Киевской, Варениковской и других площадях, имеют, по-видимому, ограниченное распространение. Иногда они приурочены к горизонтам глинистых конгломератов (Абино-Украинская и другие площади) и, таким образом, также являются продуктами выноса поперечных потоков.

Центральноотстойная фациальная зона занимает центральную часть Азово-Кубанской впадины. Осадки ее представлены почти исключительно темно-серыми некарбонатными глинами, часто тонкодисперсными, с резко обедненными фаунистическими остатками. Узкая для раннемайкопского времени, эта зона значительно расширяется и смещается к северу в среднем майкопе, протягиваясь через центральную и северную части Таманского полуострова, Анастасиевско-Троицкую антиклиналь, Усть-Лабинский выступ и большую часть Восточно-Кубанской впадины. В позднемайкопское время центральноотстойная зона имела максимальные размеры, захватывая почти всю Азово-Кубанскую впадину.

Распределение глинистых минералов подчиняется общей фациальной зональности. На Скифской плите преобладает монтмориллонит-гидрослюдистый состав глин с примесью каолинита. Южный борт Вос-

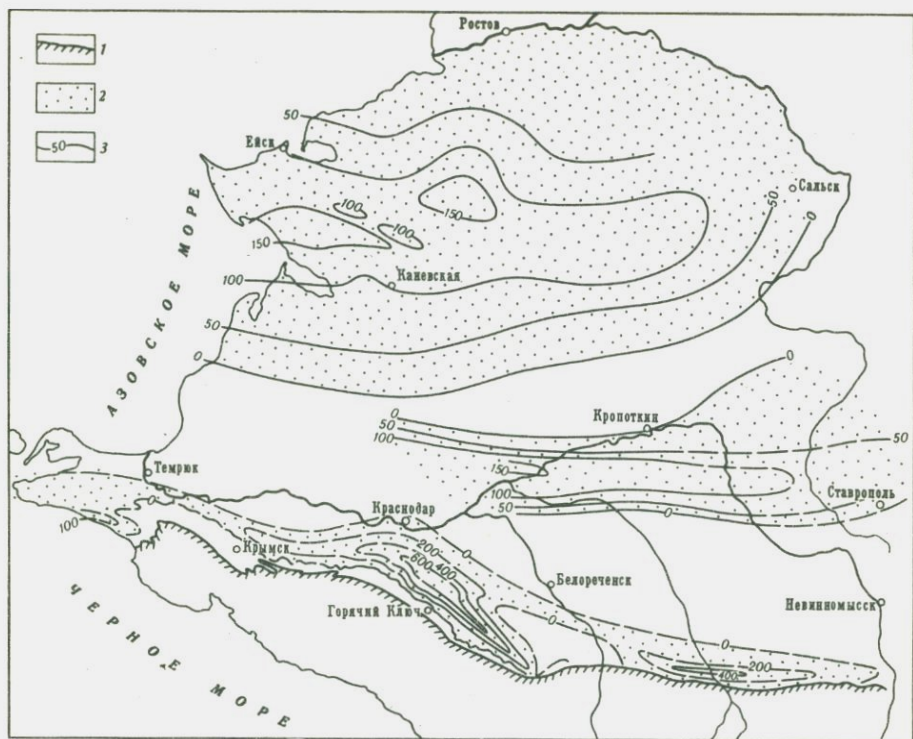


Рис. 23. Схема распространения песчаных коллекторов в майкопских отложениях

1 — южная граница распространения майкопских отложений; 2 — песчаники и алевролиты; 3 — линии равных мощностей песчаных пачек

точно-Кубанской впадины и примыкающие районы Западно-Кубанского прогиба также характеризуются монтмориллонит-гидрослюдистым составом глин со значительной примесью каолинита. Западная половина южного борта и центральная часть Западно-Кубанского прогиба, а также Тамань имеют уже другой тип глин, в котором обычно резко преобладает монтмориллонит. Гидрослюды в значительном количестве появляются лишь южнее зоны Ахтырского разлома, там же фиксируется примесь каолинита. Наиболее резко фациальная зона глинистых пород выражается в нижнемайкопских отложениях, образовавшихся в условиях более расчлененного палеорельефа дна бассейна. Для позднего майкопа, напротив, характерно общее выравнивание условий осадконакопления, в связи с чем почти повсеместно накапливались глины гидрослюдисто-монтмориллонитового состава с повышенным по отношению к нижележащим частям майкопского разреза содержанием каолинита и эпизодическими примесями вермикулита, хлорита и некоторых других минералов.

Терригенная платформенная подформация

Данная подформация охватывает майкопские отложения Скифской плиты. Здесь можно выделить следующие фациальные зоны: краевую лагунно-дельтовую, прибрежно-мелководную, циркулярных и донных течений. Крайние северные фациальные зоны майкопского бассейна и смежные континентальные фации частично были полностью размыты, местами же сохранились к северу от описываемой территории.

Дельтовые и прибрежно-мелководные шельфовые песчано-алевритовые осадки широко распространены в северной части Азово-Кубанской впадины, будучи приуроченными главным образом к среднему майкопу; но местами они частично захватывают верхний и нижний его отделы. Песчаный горизонт хорошо выдержан по площади, максимальная мощность его (до 150 м) отмечается в южной части Ейского полуострова и на северных крыльях Староминской и Ленинградской структур. На восток, по направлению к Песчаноокопской седловине, происходит постепенное, а на Сальском выступе быстрое уменьшение его мощности. На юге пески протягиваются до широт станицы Тимашевской, где они полностью выклиниваются. К северу от зоны максимальных мощностей пески, наряду с постепенным замещением глинами, срезаются различными горизонтами среднего миоцена. В плане песчаный горизонт имеет неправильно-округлые, типично платформенные очертания. Основная масса обломочного материала, слагающая песчаный горизонт, состоит из мелкозернистых рыхлых песчаников и глинистых рыхлых алевролитов. Основным породообразующим минералом является кварц, иногда со значительной примесью глауконита (до 15-20%), придающего породе зеленоватый оттенок. Количество полевых шпатов не превышает нескольких процентов, практически отсутствуют слюды.

Южнее линии выклинивания среднемайкопских песков протягивается полоса песков хадумского горизонта шириной 30-35 км (рис. 23). От известных газовых месторождений Ставрополя пески проходят через площади Прочноокопскую, Темиргоевскую, Ладожскую и далее вдоль Тимашевской ступени, ограничиваясь на севере скв. 1 Медведовской, а на юге широтой скв. 1 Южно-Андреевской и скв. 1 Северо-Петровской. Мощность песчано-глинистой пачки на Ладожской площади достигает 150 м, постепенно уменьшаясь в западном направлении. Горизонт слагается тонко чередующимися мелкозернистыми рыхлыми песчаниками или слабо цементированными алевролитами и темно-серыми с коричневатым оттенком некарбонатными глинами. Пески и алевролиты преимущественно кварцевые, с примесью глауконита и иногда слюд. В южном направлении выклинивание песков резкое, в то время как на север происходит сравнительно постепенное замещение песков и алевролитов глинами. По-видимому, хадумские пески следует отнести к фациальной зоне циркулярных или донных течений. Коллекторские свойства песчаников майкопской серии колеблются в больших пределах. В Западно-Кубанском прогибе I горизонт характеризуется значениями пористости от 10 до 35% и проницаемости от нескольких до 2000 мд. По данным исследования скважин, средняя проницаемость

составляет 40–100 мд. Пески II и III горизонтов имеют пористость 25–30% и проницаемость до 1000 мд. Несколько хуже коллекторские свойства IV горизонта. В нижнем майкопе хорошими коллекторами обладает VI горизонт – пористость 12–32%, проницаемость до 2000 мд. VII горизонт литологически изменчив, проницаемость песчаников обычно низкая, средняя пористость равна 20%.

В законтурной области промысловых площадей южного борта прогиба коллекторские свойства ухудшаются. Анализы образцов из скважин Генеральской, Саратовско–Имеретинской, Бакинской, Федоровской и других площадей, расположенных вблизи осевой зоны песчаной полосы или к северу от нее, показывают, что пористость песчаников составляет 2–15%, а проницаемость обычно не превышает первых десятков миллидарси. Кроме первичных факторов, резкое ухудшение коллекторских свойств объясняется вторичной цементацией и большим гравитационным уплотнением пород. Однако возможность обнаружения хороших коллекторов в этой зоне не исключена.

ВЕРХНЕМОЛАССОВАЯ (ПОЗДНЕОРОГЕННАЯ) ФОРМАЦИЯ СРЕДНЕГО МИОЦЕНА-АНТРОПОГЕНА

Комплекс неогеновых и антропогеновых отложений, слагающий верхнемолассовую формацию, является одним из наиболее изученных в разрезе осадочных образований Западного Предкавказья. Полоса выходов их на поверхность покрыта крупномасштабной геологической съемкой, а в закрытых районах территории они пройдены на полную мощность многочисленными скважинами.

Первые сведения о неогене Западного Предкавказья мы находим в работах С.В. Гурова, Ф.Г. Кошкуля, Г.В. Абиха и др. Большой фактический материал был накоплен в период 1906–1916 гг., когда К.И. Богдановичем, С.И. Черношким, К.А. Прокоповым и И.М. Губкиным по заданию Геологического комитета была закартирована вся полоса третичных отложений в предгорных районах Кубанской нефтеносной области.

Новый этап в изучении неогеновых отложений начинается в послевоенные годы, когда разведочные работы на нефть и газ, сосредоточенные ранее в предгорных районах, охватили всю территорию Западного Предкавказья. Полученные при этом фактические данные во многом изменили прежние представления о распространении, мощности, литологическом составе, характере фауны и фациальных особенностях осадков неогена. Наиболее крупные публикации сводного характера по неогену принадлежат В.П. Колесникову, Б.П. Жижченко, А.Г. Эберзину, В.А. Гроссгейму, А.К. Богдановичу, В.Н. Буряку, Е.М. Великовской и др. В изучении четвертичных отложений большую роль сыграли исследования А.Л. Рейнгарда, М.Ф. Мирчинка, В.И. Громова, Н.А. Лебедевой и др.

На южном борту Восточно-Кубанской впадины и Адыгейском выступе неогеновые осадки слагают пологую моноклираль северо-западного простирания. В центральной части впадины они погружены на глубину 1200–1300 м и перекрыты сплошным чехлом четвертичных пород. К юго-востоку неогеновые отложения постепенно воздымаются, и уже по р. Уруп на поверхность выходит сармат, а по р. Кубани кровля майкопа достигает отметок 200 м.

К западу от р. Белой происходит значительное увеличение мощности неогена. В междуречье Пшехи – Псекупса и западнее, вплоть до р. Абин, распространение неогеновых отложений на юге ограничено складками Азовской антиклинальной зоны. На северных крыльях последних разрез неогена сокращен, причем контакты между отдельными ярусами и горизоннтами обычно несогласные, а отложения среднего миоцена с конгломератом в основании залегают на глубоко размытой поверхности майкопа. В свою очередь, миоцен трансгрессивно перекрыт плиоценом. К

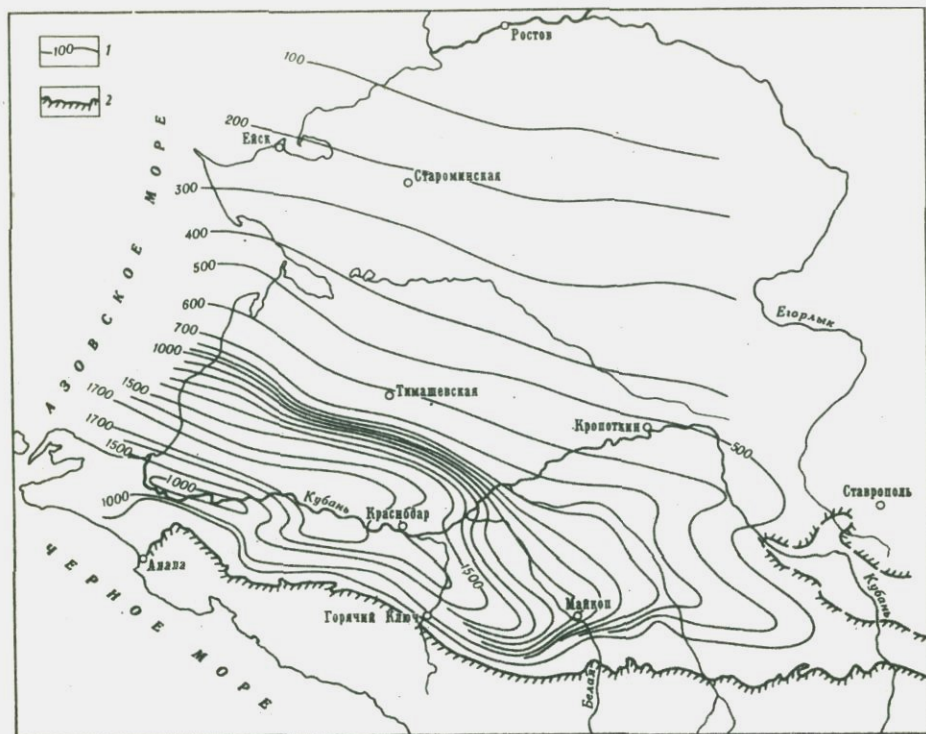


Рис. 24. Схема мощностей миоценовых отложений

1 — линии равных мощностей; 2 — южная граница распространения миоцена

югу многие горизонты миоцена выклиниваются, мощность его быстро сокращается, в присводовых частях складок он залегает на различных свитах палеогена.

При движении с востока на запад степень трансгрессивного срезания миоценовых осадков плиоценовыми нарастает, поэтому на западе не наблюдается сколько-нибудь значительных выходов миоцена на поверхность, плиоценовые отложения местами залегают непосредственно на палеогеновых, а на крайнем юге даже на верхнемеловых породах. Западнее р.Абин, в Крымско-Варениковском районе, неогеновые отложения развиты и южнее Азовской антиклинальной зоны, причем в пределах Гастогаевской ступени они заходят даже на южный склон Кавказа. На Таманском полуострове выходы осадков неогена приурочены к сводам диапировых складок; в синклиналиях они погружены на глубину более 3000 м.

¹ Восточная часть Керченско-Таманского прогиба

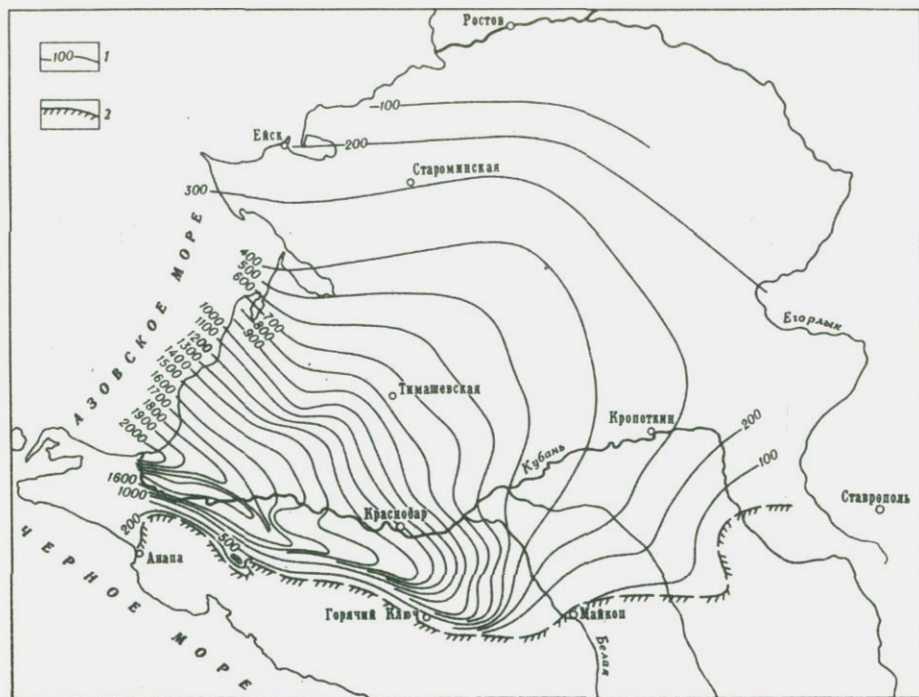


Рис. 25. Схема мощностей плиоценовых отложений

1 - линии равных мощностей; 2 - южная граница распространения плиоцена

Внутренняя зона Западно-Кубанского прогиба характеризуется максимальными мощностями неогеновых осадков, достигающих 3500 - 4000 м (рис. 24, 25). Каких-либо стратиграфических перерывов в разрезе неогена не отмечается, за исключением некоторых складок Анастасиевско-Краснодарской антиклинальной зоны. На северном борту прогиба в неогене наблюдается четкий уступ, который сопровождается значительным уменьшением мощности пород и некоторыми фациальными изменениями (Тимашевская ступень). На севере края неогеновые отложения испытывают непрерывный моноклинальный подъем к северу с постепенным сокращением мощности и выклиниванием ряда горизонтов. На крайних северных площадях мощность их не превышает 150-200 м.

На границе между нижнемолассовой и верхнемолассовой формациями во многих районах Западного Предкавказья фиксируется перерыв. Так, в центральной части Восточно-Кубанской впадины на отложениях майкопа непосредственно залегает чокракский, а вдоль южного борта Западно-Кубанского прогиба - чокракский или более молодые горизонты неогена. На Скифской плите интервал перерыва между майкопом и средним миоценом увеличивается в северном направлении: в южной

части из разреза выпадают верхи майкопа, тархан и низы чокрака, севернее широты станицы Каневской отсутствует также верхний чокрак, а к северу от р.Кагальник караганские отложения залегают прямо на среднемайкопских.

В составе верхнемолассовой формации по территории Западного Предкавказья выделяются три существенно различные толщи, которые могут рассматриваться в качестве подформаций: нижняя – терригенная морская (сероцветная), средняя – терригенная лагунно-континентальная (пестроцветная) и верхняя – лёссовая континентальная (палевая).

Терригенная морская (сероцветная) подформация

Начало формирования сероцветной подформации верхних моласс связано с резкими изменениями условий седиментации на границе нижнего и среднего миоцена, когда бескарбонатные породы майкопской серии сменяются карбонатными осадками тарханского горизонта, содержащими разнообразную фауну. Стратиграфический диапазон ее изменяется по площади: в восточных районах Кубани разрез морских сероцветных отложений заканчивается сарматом, в платформенной области – понтом, а в Западно-Кубанском прогибе морское осадконакопление продолжалось вплоть до верхнего плиоцена.

Тортонский ярус

Тарханский горизонт. Во всех известных пунктах выходов на поверхность (реки Кубань, Уруп, Белая и другие, мыс Каменный) горизонт представлен в нижней части серыми известковистыми глинами с характерным прослоем мергеля (до 0,2–0,3 м) и обильной фауной стеногалинных моллюсков (терские слои); верхняя часть горизонта (аргунские слои) сложена песчано-глинистыми отложениями с заметно обедненным комплексом фауны. Мощности тарханских пород на выходах не превышает 10–12 м.

На южном борту Западно-Кубанского прогиба глины тархана вниз по падению теряют известковистость и песчаность, мергели выклиниваются, и в центральной части прогиба тархан полностью представлен темно-серыми неизвестковистыми глинами без фауны, очень сходными с глинами майкопской серии. Мощности горизонта здесь возрастает до 20–25 м. В осевой зоне Восточно-Кубанской впадины, на ее северном борту и повсеместно в пределах Скифской плиты тарханские отложения отсутствуют.

Чокракский горизонт. В полосе выходов на поверхность широко развиты мелководные и прибрежные отложения, представленные песчано-алевритовыми осадками и различными известняками – мшанковыми, оолитовыми, раковинно-детритусовыми, с богатой фауной моллюсков. В подошве горизонта нередко наблюдаются пласты гравелитов и конгломератов. Мощные пачки (до 40–50 м) косослойчатых ракушечных песков и песчаников обнажаются по рекам Кубани, Малому и

Большому Зеленчуку, Урупу и др. В междуречье Урупа — Лабы песчано-известняковые породы чокрака образуют невысокие холмы (Желтмесские высоты). Западнее, вплоть до станицы Калужской в рельефе хорошо прослеживается прерывистая гряда рифогенных мшанковых известняков: В Ильском районе среди глин залегают крупные глыбы плотных, брекчиевидных, кавернозных доломитов, отдельные массивы которых достигают 50 м в поперечнике. Трещины и каверны в доломитах насыщены нефтью. В Крымско-Варениковском районе в крайних южных разрезах чокрака обычно преобладают известняки, представленные оолитовыми и детритусовыми разностями. Общая мощность горизонта в описанной полосе колеблется от нескольких десятков метров до 100–120 м.

Вниз по падению грубообломочные и известняково-доломитовые породы выклиниваются, а мощность чокракских отложений значительно возрастает (до 200–250 м). Вдоль внутренней зоны южного борта прогиба в чокракском горизонте преобладают глины с редкими прослоями доломитизированных мергелей. В верхней, небольшой по мощности (30–50 м) части горизонта глины чередуются с алевролитами, рыхлыми детритусовыми ("спиралисовыми") ракушечниками и мергелями. Ведущую роль среди коллекторов данного горизонта играют органогенно-обломочные породы, состоящие из обломков раковин моллюсков, фораминифер, известняков и мергелей. Карбонатность их колеблется в пределах 50–80%, кластический (силикатный) материал содержится лишь в виде примеси.

В осевой зоне Западно-Кубанского прогиба чокракские отложения без следов перерыва залегают на тарханских и согласно перекрыты караганскими. В разрезе преобладают глины темно-серые, неяснослоистые, в различной степени известковистые, с редкими прослоями (до 0,1–0,2 м) мергелей, обычно доломитизированных. В верхней части горизонта, кроме мергелей, встречаются незначительные прослои алевролитов и песчаников. На некоторых площадях (Федоровской, Марьянской и др.) прослой терригенных пород среди глин отмечаются и в самых низах чокрака. Мощность чокракских отложений в прогибе колеблется в широких пределах: от 500–550 м на Новотитаровской площади до 150–200 м в присводовой части Анастасиевско-Троицкой антиклинали.

В восточных районах Кубани максимальные мощности чокракского горизонта (до 250–300 м) отмечаются на Адыгейском выступе, где он выражен толщей глин с прослоями мергелей; в верхней части разреза содержатся маломощные пропластки песков и песчаников, иногда известняков; для низов горизонта характерны прослой черных известковистых глин. В южной полосе широко развиты более мелководные песчано-известняковые отложения. Они преобладают в разрезах чокрака на выходах по рекам Большому Зеленчуку, Урупу, Кубани. Мощность горизонта в восточном направлении сокращается с 200 м по р. Белой до 80 м по р. Кубани. В центральной части Восточно-Кубанской впадины большая часть чокракского горизонта отсутствует. Здесь на неравномерно размывтой поверхности майкопских глин, иногда с угловым несогласием, залегает маломощная пачка (20–25 м) верхнего

чокрака, сложенная ярко-зелеными неслоистыми глинами и серыми алевролитами с включениями мелкого гравия, примесью грубозернистого песка и большим или меньшим количеством раковинного детрита; на контакте с верхним майкопом отмечаются прослои пестроокрашенных глин континентального типа. На Скифской плите чокрацкие отложения развиты только до линии г.Приморско-Ахтарск - станица Каневская - г.Тихорецк. Они представлены здесь зелеными и темно-серыми песчанистыми, обычно сильноизвестковистыми глинами с прослоями мелкозернистых песков; мощность их не превышает 15-20 м.

Караганский горизонт. В Западно-Кубанском прогибе этот горизонт представлен глинами с подчиненными прослоями доломитизированных мергелей и песчано-алевролитовых пород. Последние обычно приурочены к верхней и нижней частям горизонта и отсутствуют в его средней части. В основании карагана залегает пачка (до 15-20 м) темно-серых известковистых глин с большим количеством обуглившегося растительного детрита. В северо-восточной части прогиба (Новотитаровская площадь) встречаются прослои оолитовых известняков с массой раковин спаниодонтелл, а в подошве горизонта - пропластки мелкой глинистой гальки. В Саратовско-Бакинском районе отмечены две пачки песков мощностью 25 и 50 м; за пределами этого района они быстро замещаются глинами. Общая мощность осадков караганского горизонта в прогибе достигает 300 м.

На южном борту прогиба разрез карагана обогащается грубообломочными породами, местами отмечаются прослои печанистых ракушечников, детритусовых песчаников. По р.Псебепс наблюдаются выходы мшанковых и оолитовых известняков, а в районе станицы Молдаванской прослеживается пласт (до 5 м) гипса. В Анапском районе караган почти полностью выражен известняками. На Абино-Украинской площади в караганской толще чередуются глины и мощные (до 25-30 м) пачки алевролитов, детритусовых алевролитов и песчаников, встречаются прослои брекчий и конгломератов с включениями обломков более древних пород. В бассейне р.Иль и восточнее широко развиты брекчиевидные доломиты и конгломераты. Местами (Азовская площадь) между сарматом и чокраком скважинами пройдена сплошная толща (до 60 м) конгломератов, состоящих из окатанных обломков известковистых глин, доломитизированных мергелей и известняков. Общая мощность отложений караганского горизонта на выходах не превышает 80-100 м, на погружении южного борта мощность увеличивается до 180-200 м. В пределах антиклинальных складок караганский разрез, как правило, сокращен, а в сводах их нередко полностью отсутствует.

В пределах Восточно-Кубанской впадины и на Адыгейском выступе караган представлен темно-серыми, в различной степени известковистыми глинами, с тонкими присыпками песчано-алевролитового материала по плоскостям наслонения. По всему разрезу встречаются тонкие пропластки плитчатых мергелей, реже - песков. Мощность караганского горизонта в осевой части впадины не превышает 100-150 м, на Адыгейском выступе увеличивается до 250 м.

Пески и песчаники значительно развиты только на выходах в междуречье Лабы - Белой, где мощность их достигает 100 м при общей мощ-

ности караганской толщи 200–250 м. Здесь и восточнее, вплоть до р. Кубани, в разрезе наблюдаются крупные конкреции (до 1,5 м в диаметре) мшанково-пелелиподовых известняков, образующих четковидные прослои. На контакте карагана и чокрака обычно залегают мелкогалечные конгломераты или плохо отсортированные пески с наземной фауной моллюсков.

В северных районах Западного Предкавказья караганский горизонт выражен чередованием глин, песков и алевролитов с преобладанием первых. На некоторых площадях (Сердюковской, Челбасской и др.) прослой песков группируются в довольно значительные (до 10–15 м) пачки, на Ейском полуострове встречаются тонкие пропластки известняково-ракушечников. Мощность горизонта сокращается в северном направлении: с 80–100 м на Березанской площади до 10–15 м в Кушевском районе. В последнем караганские отложения залегают с размывом на низах верхнего майкопа или непосредственно на среднемайкопских осадках.

Состав терригенных минералов песчано-алевритовых осадков карагана в платформенной области характеризуется преобладанием кварца, большим количеством метаморфических минералов и особенно эпидота.

Конкский горизонт. В Западном Предкавказье этот горизонт почти повсеместно представлен глинами с большей или меньшей примесью песчано-алевритового материала и редкими прослоями мергелей, реже песчаников; мощность их колеблется от нескольких метров до 20–25 м. В полосе выходов на поверхность местами (Анапский и Тульский районы) в разрезе конки преобладают пески, детритусовые песчаники и известняки-ракушечники. На складках южного борта Западно-Кубанского прогиба осадки конкского горизонта обычно трансгрессивно залегают на караганских и содержат прослои конгломератов. Перерыв между конкой и караганом установлен и в северных районах Скифской плиты.

Сарматский ярус

В Западном Предкавказье сарматские отложения подразделяются на три подъяруса: нижний, средний и верхний.

Нижний сармат. На Таманском полуострове нижнесарматские отложения представлены серыми известковистыми глинами с присылками алевролитов по плоскостям наслоения и тонкими пропластками (от 2–3 см до 0,2 м) доломитизированных мергелей; мощность подъяруса достигает 200 м. К югу его мощность сокращается, в разрезе появляются прослой песков и песчаников, линзы раковинного детрита. Нижний сармат в южной части Анапско-Гастогаетовского района полностью сложен известняками-ракушечниками, в Западно-Кубанском прогибе выражен однообразной глинистой толщей мощностью до 250 м. В Анастасиевско-Троицком районе в верхней половине подъяруса довольно часто встречаются прослой (0,1–0,1 м) мергелей и алевролитов (рис. 26, 27). На южном борту прогиба глины частично замещаются известняками и песчаниками, местами (площадь Зыбза и др.) нижний сармат почти полностью представ-

лен конгломератами и глинистой брекчией с большим количеством раковинного детрита; мощность подъяруса не превышает 50–100 м. На погружении южного борта в северных скважинах Кудак-Киевской, Калужской, Новодмитриевской, Ключевой и других площадей отмечаются более или менее значительные линзовидные песчаные пачки (от 3–5 м до 20 м).

В восточных районах Кубани в полосе выходов нижнего сармата на поверхность развиты глины, обычно песчанистые, местами переходящие в глинистые пески, с редкими прослоями мергелей, песчаников, иногда известняков; в бассейне р.Кужоры преобладают детритусовые пески и песчаники, песчанистые известняки-ракушечники; общая мощность подъяруса не превышает 80–100 м (реки Белая, Уруп). В осевой зоне Восточно-Кубанской впадины нижний сармат сложен преимущественно глинистыми осадками общей мощностью 150–180 м. В 40–50 м ниже его кровли почти повсеместно наблюдается 10–15-метровая пачка песков, которая хорошо прослеживается на том же уровне и севернее. На Сердюковской и Челбасской площадях пески появляются и ниже по разрезу, мощность подъяруса здесь равна 70–80 м. На более северных площадях нижний сармат выражен чередованием глин, нередко сильнопесчанистых, и песков; минимальные мощности нижнего сармата (около 20–30 м) отмечены на Кушевской площади.

Средний сармат. В предгорных районах Западного Предкавказья средний сармат четко подразделяется на две части: нижнюю - глинистую ("криптомактровые слои") и верхнюю - песчано-известняковую ("слой с типичной среднесарматской фауной"). К северу, с удалением от береговой линии сарматского бассейна, наблюдается замещение мелководных песчано-известняковых отложений с обильной фауной моллюсков более глубоководными глинами, содержащими только раковины криптомактр. В центральной части Западно-Кубанского прогиба и на Тамани средний сармат полностью выражен криптомактровыми глинами. Общая мощность подъяруса достигает 400 м, в своде Анастасиевско-Троицкой антиклинали она местами не превышает 80–100 м. Сокращение мощности происходит за счет выпадения из разреза верхних пачек, трансгрессивно срезаемых верхнесарматскими отложениями. Почти повсеместно в подошве среднего сармата в интервале 20–30 м наблюдается частое чередование глин, алевролитов, мергелей и тонких пропластков мучнистого карбонатного материала. Эта пачка хорошо выражена на каротажных диаграммах и сопоставляется с мамыйским горизонтом восточных районов Кубани.

В юго-восточной части прогиба в накоплениях среднего сармата развита мощная песчаная толща с включениями галек различных пород, скоплениями раковинного и растительного детрита и подчиненными пропластками гравелитов. Общая мощность песчаных пород в Шенджийской скв. 1 достигает 200 м. Они прослеживаются неширокой полосой вдоль южного борта прогиба от Афипской площади на западе до станицы Тверской на востоке, причем вниз по падению замещаются глинами, а вверх по восстанию выклиниваются на северных крыльях складок Калужской антиклинальной зоны. В слоях с типичной среднесарматской фауной, раз-

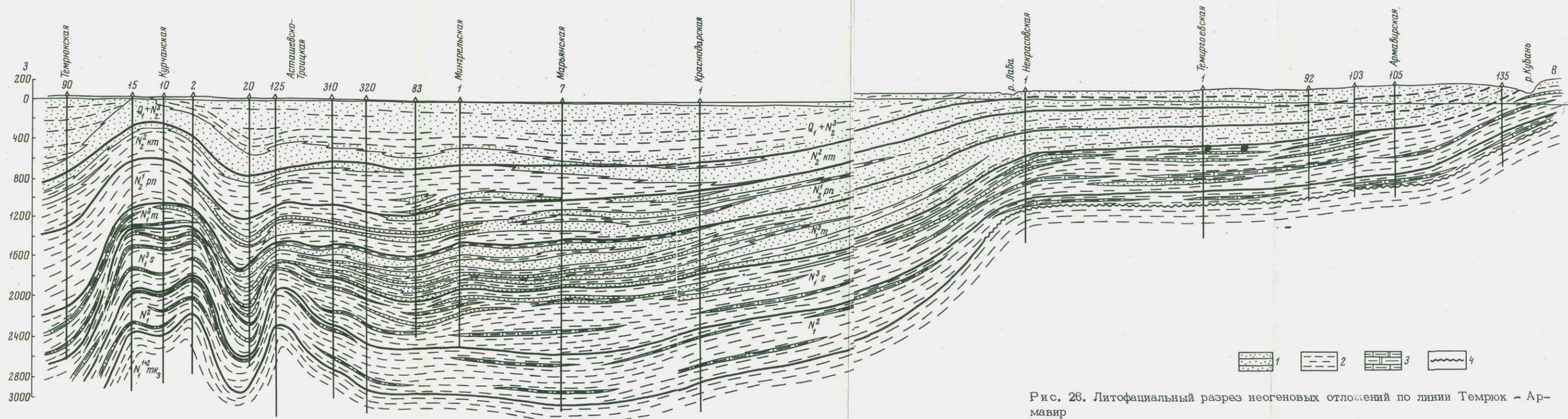


Рис. 26. Литофациальный разрез неогеновых отложений по линии Темрюк - Армавир

1 - песчаники; 2 - глины; 3 - мергели; 4 - несогласия

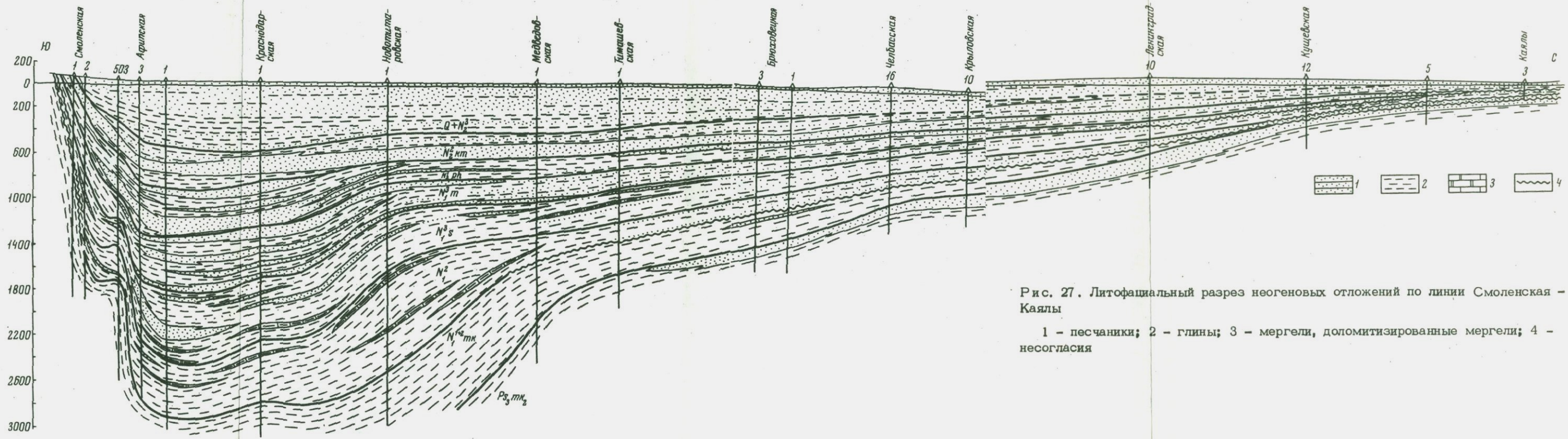


Рис. 27. Литофациальный разрез неогеновых отложений по линии Смоленская - Каялы

1 - песчаники; 2 - глины; 3 - мергели, доломитизированные мергели; 4 - несогласия

витых в полосе выходов среднего сармата на поверхность, преобладают пески и песчаники с прослоями известняков-ракушечников; местами встречаются рифовые массивы мшанковых известняков, мощность их достигает 70-80 м.

В пределах южного борта Восточно-Кубанской впадины и нижней части среднего сармата также обособляется пачка (до 10 м) чередования мергелей, глин и известняков-ракушечников мамыйского горизонта. Криптомактровые слои представлены серыми известковистыми глинами мощностью до 150-170 м (реки Белая, Лаба), которые в верхней части переходят в глинистые пески. Песчаные отложения слоев с типичной среднесарматской фауной, особенно в крайней южной полосе, отличаются грубозернистостью, содержат линзы мелкого гравия, частые прослои рыхлых известняков-ракушечников. Широко развиты рифогенные известняки. Непрерывная полоса мшанковых известняков наблюдается между станцией Убеженской и г. Армавиром; здесь высота отдельных рифовых массивов достигает 10-12 м. В осевой части впадины средний сармат выражен однообразной глинистой толщей; в самых верхах его в интервале 30-40 м развиты сильнопесчанистые глины, местами переходящие в пески. Максимальная мощность подъяруса (около 20 м) установлена на Советской площади.

На севере региона отложения среднего сармата имеют мощность 60-70 м. Они представлены серыми известковистыми глинами с подчиненными прослоями мергелей и песчано-алевритовых пород. В подошве подъяруса, в интервале около 10 м, глины чередуются с мергелями. Эта пачка сопоставляется с "мамыйским горизонтом" и хорошо прослеживается на многих площадях описываемого региона. На Ейском полуострове разрез среднего сармата венчают оолитовые и раковинные известняки мощностью до 20 м, при общей мощности подъяруса около 50 м. На крайних северных площадях (Кушевская, Канеловская и др.) переслаиваются глины, алевриты и раковинные известняки. Здесь среднесарматские отложения трансгрессивно перекрыты мезотическими или понтическими и не превышают 15-20 м, а к северу от р. Кагальник они полностью размыты.

Верхний сармат. На Таманском полуострове выше криптомактровых глин залегает "червячковая свита", возраст которой определяется находками верхнесарматских мактр. Она представлена чередованием глин и желтовато-серых пористых травертиноподобных известняков. Мощность червячковой свиты около 100 м. Верхнюю половину верхнего сармата слагают глины; встречаются тонкие пропластки вулканического пепла и желтых мягких мергелей. Общая мощность подъяруса достигает 200-250 м. К югу мощность сокращается, а глины замещаются известняками; в Анапском районе верхний сармат почти полностью представлен ракушечниками и оолитовыми известняками.

В Западно-Кубанском прогибе нижняя часть верхнего сармата выражена чередованием глин и коричневатых мягких пелитоморфных известняков, пропитанных нефтью; последние местами сохраняют "червячковую" текстуру. Выше залегают глины с прослоями алевритов и песчаников, которые обычно группируются в два хорошо выраженных

горизонта - VIII и IX - мощностью от 5-10 до 30-40 м. На Фрунзенской площади пески горизонтов VIII и IX сливаются в одну песчаную толщу (до 100 м), расслоенную глинами. Общая мощность подъяруса здесь достигает 250-280 м. К северу пески выклиниваются, и на Петровской площади верхний сармат представлен исключительно глинами мощностью 180-200 м. В восточной части прогиба (площади Марьянская, Краснодарская, Афилская и др.) более или менее значительные песчаные пачки встречаются по всему разрезу верхнего сармата.

Вдоль южного борта прогиба отложения верхнего сармата обнажаются в нескольких пунктах. В Крымско-Варениковском районе они представлены преимущественно песчаниками и известняками, которые вниз по падению выклиниваются, отчего разрез становится существенно глинистым. В северных скважинах Варениковской, Кудако-Киевской, Северо-Крымской и других площадей среди глин отмечаются только незначительные пропластки мергелей и алевролитов, а в нижней части - "червячковых" известняков. Мощность подъяруса здесь достигает 200 м. В сводах складок разрез верхнего сармата значительно сокращен (до 40-50 м), а местами полностью отсутствует. На большом участке между реками Абин и Афилис он также трансгрессивно срезан отложениями местиса и появляется лишь в Калужском районе, где наблюдаются выходы глины с прослоями рыхлых мергелей. Восточнее среди глин отмечаются прослойки песков и галечников, роль которых в этом направлении постепенно возрастает. По р. Пшехе обнажается толща чередования глин, песков и галечников видимой мощностью около 60 м.

В Восточно-Кубанской впадине верхний сармат представлен песчано-глинистыми отложениями, максимальная мощность которых 200-230 м (Темиргоевская и Курганинская площадь). В южных разрезах по рекам Фарс, Кужора и другим наблюдаются прослойки грубозернистых песчаников, конгломератов и известняков-ракушечников прибрежного типа; мощность их не превышает 30-40 м. В юго-восточном направлении вдоль осевой зоны Восточно-Кубанской впадины происходит постепенное замещение морских осадков верхнего сармата (в его верхней части) континентальными. Последние появляются уже на Курганинской площади, а на Трехсельской площади они залегают непосредственно на средне-сарматских породах.

В северных районах Западного Предкавказья - на Тимашевской, Березанской и соседних площадях - нижнюю половину верхнего сармата слагают глины с частыми прослоями доломитизированных мергелей и "червячковых" известняков; верхняя половина подъяруса представлена чередованием глин и алевролитов. Общая мощность образований верхнего сармата около 150 м. В северном направлении глины замещаются песками, которые преобладают в разрезах Сердюковской, Каневской, Бейсугской и других площадей, а также на Ейском полуострове; мощность сокращается до 30-60 м. К северу от линии г. Ейск - станция Ленинградская - станция Новопокровская отложения верхнего сармата отсутствуют, и осадки местиса трансгрессивно залегают на средне-сарматских. Как и в среднем миоцене, минералогический состав тер -

ригенных осадков сармата Скифской плиты характеризуется преобладанием окатанного кварца и постоянным присутствием дистена, ставролита, силлиманита и эпидота, указывающих на северное происхождение обломочного материала.

Мэотический ярус

В Западном Предкавказье этот ярус представлен разнообразным комплексом пород морского и континентального генезиса. На Тамани мэотис сложен преимущественно глинами, в нижней части которых залегают крупные глыбы мшанковых известняков; встречаются пачки (до 4 м) диатомитов и глин. На крыльях диапировых складок значительные интервалы (до нескольких десятков метров) разреза мэотиса сложены сопочной брекчией. В сводах антиклиналей отложения мэотиса нередко залегают с угловым несогласием на нижнесарматских или караганских (Джигинская, Благовещенская и другие площади). Максимальная мощность пород мэотического яруса (около 450 м) установлена на Фонталовской площади. В Анапском районе данные отложения представлены известняками-ракушечниками с подчиненными прослоями песчаников и глин.

Органогенные известняки, детритусовые пески и песчаники широко развиты также вдоль южного борта Западно-Кубанского прогиба, в Крымско-Варениковском районе, где осадки мэотиса обычно трансгрессивно залегают на различных горизонтах миоцена или палеогена. Мощность их на выходах не превышает 50 м. На Южно-Крымской площади преобладают конгломераты, имеющие в крайних южных скважинах глыбовый характер. Сплошные толщи конгломератовидных пород и брекчий пройдены некоторыми скважинами на Варениковской площади. К северу разрез становится глинистым, причем вдоль Ахтырского разлома на коротком расстоянии происходит резкое нарастание мощности (с 20-50 до 280-320 м), среди глин появляются значительные пачки песков. Наиболее четко выражены пески в кровле и подошве мэотиса, сопоставляемые с IV и VIII горизонтами центральной части прогиба. Мэотические отложения восточнее р.Абин вплоть до р.Пиши в полосе их выходов на поверхность, как правило, залегают с размывом на сарматских или более древних образованиях и содержат в подошве конгломераты. Выше преобладают мелкозернистые детритусовые пески и песчанистые глины с прослоями известняков-ракушечников. По всему разрезу встречаются линзовидные пропластки гравелитов, крупные (до 5 м) глыбы ноздреватых мшанковых известняков. По р. Пшехе верхнесарматские пески перекрыты толщей континентальных песчано-глинистых отложений, в которых встречаются только раковины пресноводных моллюсков.

В центральной части прогиба мэотические отложения наиболее полно изучены на Анастасиевско-Троицкой площади, где к ним приурочены крупные залежи нефти и газа. Здесь в разрезе чередуются глины и мощные пачки песчано-алевритовых пород, получивших в промысловой номенклатуре следующие индексы: IV, V, VI, VIa, VII и VIII. В

основании мэотиса залегает VIII горизонт, выраженный светло-серыми рыхлыми кварцевыми алевролитами и уплотненными мелкозернистыми песками с тонкими пропластками глин; мощность горизонта достигает 40 м. Выше, в интервалах горизонтов VII, VIa, VI и V, наблюдается чередование алевроитов, алевролитов и глин.

Между горизонтами залегают глины темно-серые, слоистые, известковистые. Мощность отдельных горизонтов колеблется по площади от 10–20 до 50–60 м; местами песчаные породы почти полностью замещаются глинами. Эффективная мощность горизонта VI изменяется от 5,0 до 23 м, пористость равна 23–35%, проницаемость – 17 мд. IV горизонт представлен монолитной толщей мелкозернистых песков, песчаников и алевролитов, нередко косослойчатых, мощностью до 130 м. Эффективная мощность горизонта на некоторых участках площади достигает 120 м, пористость колеблется от 13 до 35%, проницаемость – от нескольких десятков до 2600 мд.

Разрез местами венчается пачкой (до 25 м) темно-серых известковистых глин, прослеживающихся почти по всему прогибу ("мэотический репер"). Общая мощность яруса на Анастасиевско-Троицкой площади изменяется от 220 до 420 м. Максимальная мощность его (около 500 м) установлена на Федоровской площади. Помимо Анастасиевско-Троицкой антиклинали, IV горизонт является продуктивным на Курчанской, Славянской, Фрунзенской и других площадях. Основные параметры коллекторов колеблются в широких пределах: эффективная мощность от единиц метров до 57 м, пористость от 0,2 до 35%, проницаемость от 20 до 2370 мд. В западном направлении и по бортам прогиба песчано-алевролитовые породы выклиниваются, причем линии выклинивания отдельных горизонтов в плане не совпадают и носят извилистый характер. Наибольшим распространением пользуются пески в подошве и кровле яруса (VIII и IV горизонты).

В пределах Восточно-Кубанской впадины морские мэотические отложения отмечены только в западной части (Усть-Лабинский и Белореченский районы), где они представлены песчано-глинистыми породами с прослоями (5–10 м) детритусовых и оолитовых известняков, скоплениями лигнита; мощность их 200–220 м. Юго-восточнее морские осадки переслаиваются с континентальными и постепенно замещаются последними. Юго-восточная граница распространения морских мэотических отложений проходит от г. Майкопа к станции Петропавловской и г. Кропоткину.

В северных районах края мэотический ярус почти повсеместно представлен песчано-глинистыми отложениями с подчиненными прослоями известняков. Максимальная мощность мэотических отложений (156 м) установлена в Тимашевской скважине. К северу она сокращается. Уже на Крыловской, Ленинградской и соседних площадях разрез не превышает 60–80 м. На Кушевской площади мэотические отложения отмечаются только в южных скважинах. В бассейне р. Кагальник они полностью размыты.

Область сноса терригенного материала от Анастасиевско-Троицкого района на юге до р. Кагальник на севере, где развиты мэотические пески с окатанным кварцем, дистеном, ставролитом и другими мине-

ралами платформенного происхождения, располагалась на севере. Для предгорной полосы характерны быстрая изменчивость минералогических ассоциаций по площади, кварц-граувакковый состав легких фракций и повышенное содержание устойчивых и титановых минералов при плохой отсортированности и слабой окатанности терригенного материала. Эти признаки сближают мэотические осадки с породами, слагающими Кавказский остров.

Понтический ярус

В осевой зоне Западно-Кубанского прогиба и на Тамани этот ярус почти полностью сложен так называемыми "валенциеннезийскими глинами". Это однообразная толща серых известковистых, обычно неяснослоистых глин с многочисленными раковинами дрейссенсий, парадакм и валенциеннезий; мощность ее достигает 500-600 м, а в районе горы Темрюк - 800 м (см. рис. 26, 27). В средней части разреза в прогибе присутствуют две пачки песчано-алевритовых пород (II и III промысловые горизонты), содержащие на многих площадях промышленные залежи газа. В подошве яруса прослеживается очень выдержанный пласт (до 20 м) черных известковистых глин ("понтический репер"). Мощность песков II и III горизонтов сильно колеблется по площади; так, на Анастасиевско-Троицком месторождении эффективная мощность II горизонта изменяется от 0 до 58 м (пористость 24-35%), III горизонта - от 0 до 124 м (пористость 32%); на Фрунзенской площади эффективная мощность II горизонта колеблется от 18 до 97 м (пористость около 20%). Местами (Краснооктябрьская и Фрунзенская площади) эти горизонты сливаются в одну мощную (до 120 м) песчаную толщу. На северном борту прогиба между станциями Петровской и Гривенской устанавливается широтная полоса повышенных мощностей II горизонта (до 70-110 м). К северу горизонт сокращается до 10-40 м, а к югу полностью выклинивается в скв. 3 Петровской. Пески III горизонта в северном направлении сначала полностью выклиниваются (Приморско-Петровская площадь), а затем нарастают до 100 м (хут. Забойский). В крайней северо-западной части прогиба, судя по скважинам, пробуренным на берегу Азовского моря между лиманом Восточным и г.Ачуевом, количество песчаных пачек в нижней половине возрастает до четырех-пяти; у мыса Ачуевского общая мощность их достигает 300 м. Таким образом, на северном борту прогиба песчаные горизонты в понте, как и в мэотисе, отделены от песков платформенного склона полосой развития глин, причем линии выклинивания различных горизонтов в плане не совпадают.

К востоку от Анастасиевско-Троицкого района песчаность разреза увеличивается; в Краснодарской скв. 1 он выражен чередованием глинистых и песчано-алевритовых пачек мощностью 10-30 м. Одновременно с сокращением мощности происходит замещение морских отложений понта континентальными. В полосе выходов на поверхность понтический ярус залегает, как правило, трансгрессивно на более древних

отложениях, вплоть до меловых, и представлен детритусовыми песками, ракушечниками и песчанистыми глинами с обильной фауной моллюсков; в подошве яруса встречаются конгломераты. В Анапско-Гастогаевском районе широко развиты детритусовые известняки с включениями хорошо окатанных галек палеогеновых пород. На южном борту прогиба вниз по падению грубообломочные породы и известняки выклиниваются, мощность возрастает с 50-100 до 300-400 м.

Крайние восточные выходы морских понтических отложений наблюдаются по р. Пищу у станицы Тверской. Здесь обнажаются песчанистые глины с линзовидными пропластками рыхлого ракушечного детрита и известняков-ракушечников. Восточнее осадки с морской фауной понтического яруса отмечаются только по скважинам в Усть-Лабинском районе.

На севере региона в разрезе понта чередуются глины, пески и песчаники; мощность их здесь 100-130 м (Березанская, Каневская и другие площади). К северу мощность сокращается: до 60-80 м на Староминской и Ленинградской площадях и до 20-30 м - на Ейской и Кушевской; разрез обогащается песчаными породами, появляются прослои (0,1-0,5 м) известняков-ракушечников. Минералогический состав терригенных пород понтического яруса в платформенных районах характеризуется преобладанием окатанного кварца и повышенными концентрациями дистена, ставролита, сидлиманита и эпидота, что указывает на их северное происхождение.

Киммерийский ярус

Морские киммерийские отложения развиты только в пределах Западно-Кубанского прогиба и на Таманском полуострове. Большая часть киммерия на Тамани представлена темно-серыми неизвестковистыми глинами мощностью до 250 м. На крыльях антиклиналей глины чередуются с пластами бурых железняков и железистых песчаников ("рудные слои"). Киммерийский возраст имеет и некоторая часть (до 100 м) "надрудных слоев", залегающих выше песчаной толщи.

В прогибе мощность "рудных" глин достигает 300-350 м. На Анастасиевско-Троицкой площади в верхней части глинистой толщи наблюдается (20-30 м) пачка переслаивания песков, алевролитов и глин (I горизонт). Эффективная мощность коллекторов этого горизонта не превышает 10 м, пористость равна 20-25%. Верхний комплекс в прогибе представлен серыми мелкозернистыми песками, часто переходящими в алевроиты. Мощность верхнего киммерия 100-150 м. Переход от "рудных" глин к "надрудным" пескам постепенный; по простиранию на этом уровне наблюдаются взаимные замещения, поэтому стратиграфический объем этих "слоев" не выдерживается по площади. К востоку от Анастасиевско-Троицкого района подошва "надрудных" песков опускается вниз по разрезу, в интервале "рудных" слоев появляются известковистые разности глин и значительные (10-20 м) песчаные пачки.

На южном борту прогиба, к западу от р.Абин киммерий также подразделяется на две части: нижнюю, представленную неизвестковистыми глинами, которые на выходах содержат прослой ожелезненных ракушечников и песчаников, и верхнюю, сложенную песками. Вниз по падению железные руды быстро выклиниваются, и на погружении южного борта среди глин отмечаются только редкие прослой сидеритов. К востоку от р.Абин в разрезе киммерия преобладают мелкозернистые пески. Отличительными чертами минералогического состава киммерийских осадков являются кварцевый состав легких фракций, преобладание устойчивых минералов, эпидота и амфиболов в тяжелой фракции.

Куяльницкий ярус

В западных районах Кубани разрез плиоцена венчает мощная толща песчано-глинистых пород, известная под названием "надрудных" слоев; мощность их в прогибе достигает 600-700 м. По литологическому составу они подразделяются на три части: нижнюю - песчаную (так называемые "надрудные" пески), среднюю - глинистую и верхнюю - песчаную (верхняя песчаная пачка). В средней, глинистой части "надрудных" слоев преобладают голубовато-серые слоистые известковистые глины с тонкими пропластками ракушечников и лигнитов.

Верхняя песчаная пачка накапливалась в континентальных условиях, о чем свидетельствуют находки пресноводных и наземных моллюсков. Только в отдельных прослоях, обычно в низах этой пачки, встречаются единичные куяльницкие дрейссенсии. В самых верхах "надрудных" песков на Тамани обнаружена морская фауна акчагыльского яруса, что указывает на кратковременное восстановление здесь морского режима в конце плиоцена.

Терригенная лагунно-континентальная (пестроцветная) подформация

Начиная со второй половины сарматского века, морской бассейн в Западном Предкавказье постепенно сокращается и к середине верхнего плиоцена полностью покидает эту территорию. На участках, освобождавшихся от морских вод, накапливались разнообразные континентальные осадки (лиманские, дельтовые, озерные, речные и др.), слагающие пестроцветную подформацию верхних моласс.

Стратиграфический объем пестроцветной толщи увеличивается с запада на восток. В этом направлении наблюдается замещение более древних морских отложений неогена континентальными. В Западно-Кубанском прогибе к последним относятся в западных районах самые верхи плиоцена, в восточных - весь верхний плиоцен; на участке между Краснодаром и Усть-Лабинском выклиниваются морские киммерийские отложения. В Восточно-Кубанской впадине, юго-восточнее станицы Темиргоевской, замещаются морские понтические осадки, у станицы

Петропавловской – мэотические и, наконец, на Трехсельской площади разрез морских сероцветных отложений заканчивается средним сарматом. Здесь он с размывом перекрывается континентальной толщей, нижняя часть которой, вероятно, соответствует верхнему сармату. Переход от морских образований к континентальным, за исключением периферических участков описываемой территории, постепенный, причем на этом уровне в более или менее значительном интервале наблюдается чередование прослоев с морской и пресноводной фауной.

В Западно-Кубанском прогибе подформации соответствует толща "надкуяльника" (верхняя песчаная пачка "надрудных" слоев), охватывающая верхнюю часть куяльника и апшеронский ярус. Она состоит из чередующихся слоев серых песков и пестроокрашенных глин. Среди глин встречаются бурые и зеленовато-серые разности с охристыми пятнами и прожилками. Пески мелкозернистые, кварцевые, неслоистые; большую роль играют также глинистые алевриты. Максимальная мощность пестроцветной подформации в прогибе около 400–500 м. Выходы пестроцветных образований можно наблюдать в восточной части южного борта прогиба (бассейны Псекупса, Пшиша, Пшехи и других рек), где в доколях верхнеплиоценовых террас обнажаются голубовато-серые с бурыми пятнами глины и разнозернистые пески с линзами и пропластками гравелитов.

В Восточно-Кубанской впадине общая мощность континентальных осадков верхнего миоцена – плиоцена достигает 400–450 м. В разрезе преобладают пестрые, обычно неизвестковистые глины, чередующиеся с мощными (до 20–25 м) пачками песков; для верхней части толщи характерны прослойки кирпично-красных глин. На поверхности эти отложения прослеживаются в междуречье Белой – Лабы. Континентальные аналоги верхнего миоцена – нижнего плиоцена в этом районе выделяются под названием "песчано-охристой толщи" (С.И. Черноцкий), по р. Кубани им соответствует "армавирская свита" В.П. Колесникова. Последняя сложена разнозернистыми песками, песчаниками, пятнистыми и красно-бурыми неслоистыми глинами.

В полосе предгорий широко развиты верхнеплиоценовые галечники, которые мощным (до 10–15 м) плащом покрывают водоразделы левобережных притоков Кубани. К северу мощность их возрастает, и они замещаются сначала мелким гравием и грубозернистыми песками; а затем хорошо отсортированными песчано-алевритовыми отложениями, среди них появляются прослойки пестроокрашенных глин. Видимая мощность отложений в обнажениях не превышает 30–40 м.

На севере края к пестроцветной подформации относится континентальная "надпонтическая серия", в нижней части которой преобладают пески, а в верхней – пестроцветные бесструктурные глины. Мощность ее в Тимашевской опорной скважине около 500 м. К северу мощность сокращается, одновременно в разрезе увеличивается количество песков. Верхняя часть описываемой серии местами обнажается в песчаных карьерах по рекам Бейсуг, Челбас и др. На крайних северных площадях "надпонтическая серия" залегает с размывом на отложениях мэотиса или среднего сармата и не превышает 50–100 м.

Резкие изменения климата на рубеже неогена и антропогена в сторону похолодания отразились на характере континентального литогенеза: пестроцветные осадки верхнего плиоцена сменяются светло-бурыми и палевыми лёссовидными суглинками и супесями антропогена. Лёссовидные породы сплошным чехлом покрывают территорию Западного Предкавказья. Мощность их местами достигает 20-30 м.

Наиболее полные разрезы лёссовидных пород наблюдаются в обрывах правого берега р.Кубани выше г.Усть-Лабинска. По данным Н.А.Лебедевой (1963), здесь на красно-бурых глинах апшеронского возраста залегает толща пористых лёссовидных суглинков, разделенных горизонтом погребенных почв, общей мощностью около 10 м. Выше следуют светло-палевые пористые лёссы мощностью до 13 м.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Образование описанных выше формаций фундамента и в целом мезокайнозойского платформенного чехла происходило в мобильных условиях территории, входящей в Средиземноморский подвижной пояс. Палеозойская, а тем более докембрийская история Западного Предкавказья изучена пока весьма схематично.

Характер формаций кристаллических и метаморфических сланцев и контактово-измененных вулканогенно-осадочных пород нижнего-среднего палеозоя, развитых на Адыгейско-Карачаевском массиве и вскрытых в ряде скважин на территории Скифской плиты, свидетельствует о геосинклинальных условиях их образования. Терригенная и карбонатная формации каменноугольного времени накопились также в условиях геосинклинального режима, охватившего всю территорию Предкавказья. Степень метаморфизма формаций карбона значительно меньше, чем подстилающих их более древних формаций. Это позволяет предположить, что перед каменноугольной системой произошла интенсивная складчатость, которая привела к перерыву в осадконакоплении, причем в северных районах Предкавказья последний был более длительным, чем в южных.

Преимущественно сланцевый состав пород карбона на всей территории Предкавказья и в Степном Крыму свидетельствует об аналогичных условиях осадконакопления в широком, но неглубоком и слабо дифференцированном бассейне. Примерно одинаковая по всему Предкавказью степень метаморфизма терригенной формации карбона позволяет считать, что последующие процессы складкообразования были также идентичны. Основная фаза герцинской складчатости, вызвавшая метаморфизацию и дислокацию пород карбона, произошла в раннее пермское время, о чем свидетельствует значительно меньшая степень метаморфизма и дислоцированности пород перми. Лишь в южных районах плиты и на Адыгейско-Карачаевском массиве местами пермские осадки по степени метаморфизма почти не отличимы от карбоновых, что связано с самыми поздними фазами герцинской складчатости, имевшими место между ранней и поздней пермью и перед триасом.

После накопления гумидных формаций карбона в пермское время устанавливается аридная обстановка, а интенсивная складчатость и поднятия, охватившие территорию Предкавказья и Степного Крыма, коренным образом изменили ландшафтно-палеогеографическую обстановку всей описываемой территории. На месте широкого бассейна на рубеже карбона и перми образовалась горная страна, расчленившаяся уже в ранней перми на систему хребтов, межгорных впадин и аллювиальных равнин. Пока еще трудно восстановить палеогеографическую об-

становку пермского времени, но можно считать, что тектоническая и орографическая зональность имели в общем широтную ориентировку. Во впадинах шло накопление терригенных, в основном красноцветных пород орогенной формации герцинид. Эта пермская молассовая формация сохранилась от последующего размыва преимущественно в грабенообразных впадинах. Общее поднятие Предкавказья в конце карбона-перми сопровождалось внедрением крупных гранитоидных интрузий. Характерно, что интрузии приурочены главным образом к зонам крупных разломов. Вдоль приподнятых блоков этих разломов интрузии в раннем мезозое были выведены на дневную поверхность.

К началу мезозоя территория Предкавказья была в общем пенепленизирована, небольшие горы сохранились, вероятно, лишь на Кавказе. С триаса происходит смена климатических, тектонических и палеогеографических условий. Аридная обстановка постепенно сменяется гумидной, активизируются тектонические движения, вдоль крупных разломов закладываются грабенообразные впадины, континентальные бассейны сменяются морскими.

Изучение формаций и складчатой структуры Западного Предкавказья позволяет расчленить мезо-кайнозойскую историю на три основных этапа: триасово-юрский, мел-палеоцен-эоценовый и олигоцен-неогеновый. В начале первого этапа, т.е. в триасе, молодая эпигерцинская платформа вовлекается в значительные погружения вдоль южного и северного краев. Уже в триасе закладывается крупное поперечное поднятие, проходящее через Ставропольский свод и Центральный Кавказ. Это обстоятельство обусловило развитие триасовой трансгрессии на Западном Кавказе и Западном Предкавказье, в то время как на Транскавказском поперечном поднятии триасовые отложения, по-видимому, отсутствуют.

Южный пригеосинклинальный край платформы испытывал большую подвижность и большую дифференцированность тектонических движений; здесь параллельно с узкими прогибами протягивались приразломные поднятия, выступавшие местами в виде островов. Ввиду этого терригенно-карбонатная формация триаса на Адыгейско-Карачаевском массиве отличается значительной изменчивостью литофаций и мощностей. На севере эпигерцинской платформы вдоль Украинского шита заложился Ейско-Ладовский триасовый прогиб, в котором накопилась терригенная формация, отличающаяся выдержанностью и однообразием литофаций. От этого широтного прогиба вдоль поперечных разломов на юг ответвлялся субмеридиональный прогиб, протягивавшийся до Усть-Лабинского района. В области Тимашевской ступени обособилось крупное устойчивое поднятие, отделявшее южный пригеосинклинальный прогиб от северного. Связи между северным и южным прогибами, вероятно, не существовало.

На рубеже триаса и юры произошли поднятия и локальная складчатость, особенно интенсивная на северном краю платформы — в грабенообразных прогибах. В результате этого северный прогиб и его южное (Березанское) ответвление почти полностью замкнулись; прогибы испытали частную инверсию, и на их месте в дальнейшем развивались зоны поднятий. В ранней — средней юре возобновляется и даже

активизируется погружение южного края платформы – образуется перикратонный прогиб. Опускания постепенно развиваются к северу, и в средней юре морской бассейн покрывает значительную часть Западного Предкавказья, вероятно, вплоть до Украинского щита. В широком, но относительно мелководном морском бассейне отлагались песчано-глинистые осадки терригенной формации. В перикратонном прогибе вдоль продольных и поперечных разломов проявился вулканизм.

В позднеюрское время активизируются движения по поперечному субмеридиональному направлению. Сегмент Центрального Кавказа отчленяется от Северо-Западного Кавказа, причем в Центрально-Кавказском сегменте южный подвижной край платформы интенсивно подымается, и на месте перикратонного прогиба формируется Адыгейско-Карачаевский краевой массив. Поднятие в начале поздней юры сопровождалось складчатостью, особенно интенсивной вдоль южного края платформы. В западной части южного края платформы (западнее Курджипского и Цицинского разломов) погружения в поздней юре продолжались в краевом пригеосинклинальном прогибе, а в восточной зона прогибаний смещается севернее краевого массива – образуется Восточно-Кубанская внутриплатформенная впадина. Севернее такие участки платформы, как Ставропольский свод, Тимашевская ступень, Ейско-Березанский и Тихорецко-Кропоткинский районы, в поздней юре образовали большой массив суши, которая вместе с кавказским островом обеспечила формирование терригенных осадков полифазальной формации поздней юры.

Западное Предкавказье и Центральный Кавказ в начале поздней юры обладали плоским рельефом; сохранившийся морской бассейн был мелководным и слабо дифференцированным. Это обстоятельство, а также установившийся в поздней юре аридный климат способствовали формированию терригенно-карбонатной подформации келловей; дальнейшая пенеplanationизация окружающей суши и усиление аридного климата обеспечили накопление карбонатной подформации оксфорда. В кимеридже значительно активизируются тектонические движения, возрастает амплитуда рельефа как на суше, так и в областях прогибания. Восточно-Кубанская впадина отчленяется от открытого моря, превращается в лагунный бассейн, в котором шло интенсивное накопление пород соленосной (эвапоритовой) и терригенной красноцветной лагунных подформаций кимериджа и титона. Вдоль южного края позднеюрского платформенного бассейна происходило образование рифогенных фаций. Относительно небольшие размеры и мелководность бассейна, аридный климат и разнохарактерная орографическая обстановка окаймляющих массивов суши обусловили чрезвычайное разнообразие литофаций как по площади, так и по разрезу формации поздней юры.

В начале второго этапа мезо-кайнозойской истории, т.е. в начале раннего мела, вся территория Западного Предкавказья испытала общее поднятие, сопровождавшееся ростом локальных структур, заложенных ранее. В неоме трансгрессия распространилась из смежной области геосинклинали лишь на самую южную полосу платформы; узкий неглубокий пролив существовал севернее Адыгейско-Карачаевского массива, соединяя Западно-Кубанский и Терско-Каспийский прогибы.

В начале валажжина интенсивные поднятия вдоль ядра Западного Кавказа обеспечили формирование глыбовых конгломератов, сменившихся горизонтом песчаников. Но по северной и восточной периферии Адыгейско-Карачаевского массива обстановка была более спокойной, что способствовало накоплению значительной доли карбонатного материала. Новая волна поднятий на Кавказе в готериве привела к повсеместному развитию терригенной седиментации. Однако вплоть до раннего алта большая часть платформы выступала над уровнем моря, и только с позднего алта территория Западного Предкавказья начинает интенсивно погружаться. В алте морской бассейн охватил только южную подвижную часть платформы, в то время как в северных районах существовали частично изолированные континентальные водоемы. В альбе вся территория Предкавказья превратилась в мелководный морской бассейн, в котором сначала шло образование широко развитого базального горизонта глауконит-кварцевых песчаников и алевролитов, а затем толщи глин с локальными прослоями песчаников и алевролитов.

Интенсивное погружение в позднем алте и раннем альбе вызвало активизацию разломов, которые послужили проводниками вулканизма, особенно интенсивного в Армавирском районе. Вулканическая деятельность в алт-альбе проявилась также и в ряде других районов (Ейско-Березанском, Тимашевском и др.). В зонах проявления вулканизма формировалась вулканогенно-осадочная подформация.

В начале позднего мела в Предкавказье прошла очередная волна воздыманий, а затем развилась трансгрессия, особенно широкая в позднем сеноне. Более жаркий климат по сравнению с ранним мелом и удаленность источников грубообломочного материала обусловили накопление терригенно-карбонатной формации. Вдоль северного склона Северо-Западного Кавказа тектоническая и палеогеографическая обстановка обеспечили формирование флиша. На рубеже мела и палеоцена почти все Западное Предкавказье испытывало неоднократные поднятия, что привело к частичному размыву подстилающих отложений. В палеоцене на большей части территории шло накопление терригенных и терригенно-карбонатных пород платформенной формации, причем тектонический режим по сравнению с меловым несколько перестроился: интенсивное погружение на платформе наблюдается в зонах некоторых предшествующих поднятий (юго-западная часть Ставропольского свода и др.). В связи с интенсивным воздыманием Северо-Западного Кавказа вдоль Ахтырской шовной зоны, разделявшей платформу и геосинклиналь, закладывается Афипский флишевый трог, в котором накопились мощные толщи палеоцен-эоценовых осадков, содержащих значительное количество горизонтов песчано-алевролитовых пород. Горизонты песчаников и алевролитов развиты и в платформенной формации, причем если для Афипского трога основным источником обломочного материала служила Кавказская суша, то для платформенной формации терригенный материал поступал главным образом с севера, с древней платформы.

В третьем этапе мезо-кайнозойской истории (с олигоцена-раннего миоцена) в орогенную стадию развития Кавказской геосинклинали последняя замыкается, и зона седиментации ограничивается главным об-

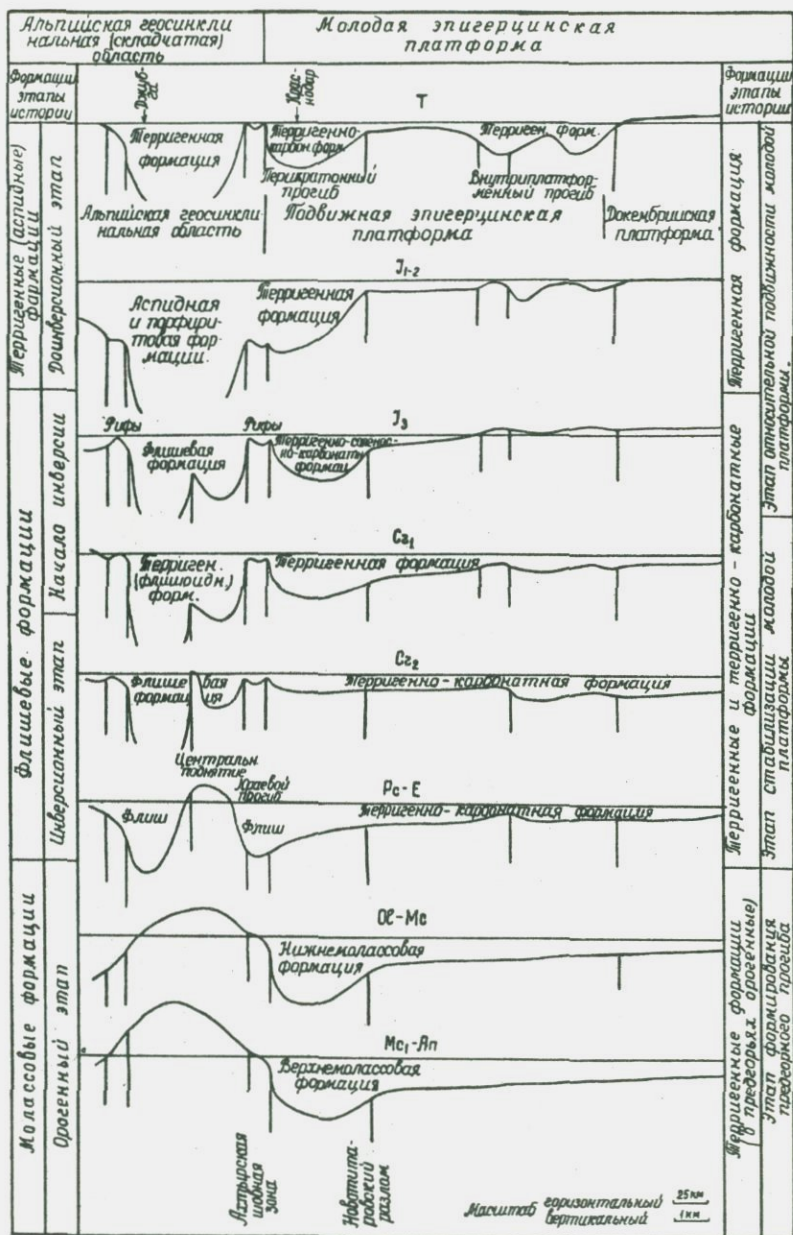


Рис. 28. Схема размещения формаций и изменения их мощностей по этапам геологической истории Западного Кавказа и Западного Предкавказья по линии Джубга - Ростов

разом областями платформы и Закавказского межгорного прогиба. Лишь в Керченско-Таманской поперечной депрессии погружение продолжается и на месте мезозойского геосинклинального трога. Афи́пский прогиб смещается севернее, вытянувшись вдоль южного подвижного края платформы; здесь формируется краевой (передовой) прогиб, интенсивно заполняющийся мощными толщами орогенных формаций. В раннеорогенную фазу (олигоцен-ранний миоцен) на всей территории Предкавказья и в Крыму установилась однообразная тектоническая и палеогеографическая обстановка. Широкий глубоководный бассейн, гумидный климат, обилие терригенного материала, поступавшего с интенсивно воздымавшейся суши Кавказа, а также со стороны платформы, обеспечили формирование мощной майкопской серии глин с пачками песчаников и алевролитов. В краевом Афи́пском прогибе литофации имеют кавказскую ориентировку, характер осадков сохраняет некоторые геосинклинальные черты. Севернее, хотя общий тип майкопской серии сохраняется, но распределение песчаных фаций и тип разреза имеют платформенный характер. Майкопская серия в ряде районов, особенно вдоль северного крыла Северо-Западного Кавказа, залегает с глубоким размывом и угловым несогласием на породах подстилающих формаций, что свидетельствует о крупной фазе складчатости перед третьим этапом мезокайнозойской истории.

В позднеорогенную фазу (средний миоцен-антропоген) происходит постепенное осушение Западного Предкавказья. В вязи с воздыманием Ставропольского свода в конце миоцена-начале плиоцена по его периферии терригенные морские своды сменяются лагунно-континентальными (пестроцветными), морской бассейн отступает к западу, постепенно сокращаясь в объеме. Миграция континентального режима осадконакопления с востока на запад обусловила полифациальный характер верхнемолассовой формации Западного Предкавказья. В третьем этапе мезокайнозойской истории складчатость на севере Западного Предкавказья почти не проявилась; на юге (Западно-Кубанский прогиб и Тамань) и востоке (Ставропольский свод) росли складки, связанные с глубоководной тектоникой и диапиризмом (Тамань и юго-западная часть передового прогиба).

Развитие Северо-Западного Кавказа значительно отличается от Западного Предкавказья. Первый этап здесь охватывает триас и раннюю-среднюю юру, когда происходило общее интенсивное прогибание и накопление мощных терригенных толщ с пластовыми телами вулканогенных образований. В конце этапа происходит интенсивное складкообразование и поднятие, охватившее главным образом осевую зону. Второй этап включает позднюю юру, мел, палеоцен-эоцен; причем в северной половине (на Псебепско-Гойтхской геоантиклинали), он подразделяется на два подэтапа, граница между которыми проходит между ранним и поздним мелом. На геоантиклинали в течение второго этапа отмечается несколько фаз складчатости: предкелловейская, предваланжинская, предпозднемеловая, предкампанская (на западе предмаастрихтская), предпалеоэоценовая, предэоценовая; в Новороссийском прогибе складчатость почти не проявилась, за исключением Семигорского поднятия. Второй этап - это время образования флишевых формаций, когда большую роль

приобретают карбонатные осадки (за счет хемогенного и биогенного генезиса). Третий, олигоцен-антропогеновый, этап развития Северо-Западного Кавказа характеризуется общим сводовым поднятием, которое сопровождалось неоднократным складкообразованием, особенно в зоне Новороссийского прогиба.

На Скифской платформе в триасе и ранней-средней юре, когда она обладала относительной подвижностью, накапливались терригенные формации, а в конце этапа (поздняя юра) - терригенно-соленосно-карбонатная формация. В период накопления терригенных формаций господствовала гумидная обстановка, а в поздней юре - аридная. В этап стабилизации платформы (мел - эоцен) накапливались терригенные и терригенно-карбонатные формации, причем в раннемеловую эпоху климат был в основном гумидным, в позднемеловую - субаридным, в палеоцене приближался к гумидному, а в эоцене - к аридному. На схемах (рис. 28, 29) видно, что в этап относительной подвижности платформы мощности формаций размещены неравномерно - максимальные приурочены к южному, подвижному, краю и северному прогибу, вытянутому вдоль Украинского щита. В этап стабилизации мощности формаций примерно одинаковы по всей платформе.

В третьем этапе (олигоцен-антропоген) формируется Западно-Кубанский краевой (передовой) прогиб, накапливаются терригенные формации. В этот период господствовала гумидная обстановка, наиболее четко выраженная в верхнем сармате, мэотисе, верхнем плиоцене и плейстоцене, временами (в среднем сармате, среднем плиоцене) климат приближался к аридному. Мощности формаций на платформе отличаются выдержанностью, а в Западно-Кубанском прогибе возрастают в 2-3 раза по сравнению с остальной частью территории. Такая неравномерность размещения мощностей формаций в третьем этапе напоминает первый этап.

В альпийской геосинклинальной области Западного Кавказа терригенные (аспидные) формации накапливались в первый, доинверсионный этап. В инверсионный этап, который начинается в поздней юре и завершается в эоцене, формировались флишевые и субфлишевые толщи. В заключительный, орогенный, этап шло накопление молассовых формаций.

Как в геосинклинальной области, так и на платформе в начале и в конце мезо-кайнозойской истории преобладают терригенные формации. В период стабилизации платформы и инверсии геотектонического режима в геосинклинальной области значительную роль играет седиментация карбонатного материала; на платформе накапливались терригенно-карбонатные формации, в геосинклинали - терригенно-карбонатный флиш; широко развиты рифогенные фации. Характерно также, что в начальный и заключительный этапы мезо-кайнозойской истории преобладал гумидный тип седиментации, а в среднем был широко развит аридный тип.

Мезо-кайнозойские формации Западного Предкавказья характеризуются наличием коллекторов различного типа. Наибольшее распространение получили гранулярные коллекторы (песчаники, алевролиты), которые фиксируются в юрских, нижнемеловой, палеоцен-эоценовой и более молодых формациях. В известняках и аргиллитах триаса разви-

ты трещинные коллекторы, такие же коллекторы характерны и для известняков верхнемеловой формации, а в оксфорде и титоне отмечаются коллекторы кавернозного и трещинного типа.

Изучение битуминозности мезо-кайнозойских формаций показало, что большая часть их является нефтегазоматеринской, за исключением терригенно-соленосно-карбонатной платформенной формации верхней юры (не считая келловей). Незначительными нефтематеринскими свойствами обладают верхнемеловая формация, лагуно-континентальная и лёссовая подформации верхнемолассовой формации и некоторые карбонатные и прибрежные литофации других формаций. Со всеми формациями мезо-кайнозоя Западного Предкавказья связаны скопления нефти или газа. В большей части эти скопления приурочены к вмещающим формациям.

Наиболее древними породами, содержащими промышленные скопления углеводородов, в Западном Предкавказье являются пермские, которые на Расшеватской площади в трещинных коллекторах песчано-аргиллитовой пестроцветной толщи содержат газоконденсатное месторождение, по-видимому, генетически связанное с перекрывающей нижнемеловой терригенной формацией. Газоконденсатные залежи в трещиноватых аргиллитах и алевролитах триаса установлены на ряде поднятий Ейско-Березанского района, где имеются газоконденсатные скопления и в перекрывающих песчаниках нижнемеловой терригенной формации. Вероятно, залежи в триасе генетически связаны с нижним мелом. В терригенной формации нижней-средней юры разведан ряд газоконденсатных и газонефтяных месторождений в Восточной Кубани. Скопления углеводородов разведаны и в полифациальной верхнеюрской формации. Эти залежи, вероятно, обусловлены поступлением углеводородов из подстилающей ниже-среднеюрской формации.

Наибольшее количество газоконденсатных месторождений приурочено к песчаным горизонтам верхнего апта - нижнего альба, которые генетически связаны главным образом с вмещающими отложениями, но какая-то часть углеводородов могла поступать из подстилающей терригенной формации нижней-средней юры. Промышленные месторождения в верхнемеловой формации на территории Западного Предкавказья не установлены, хотя в ряде площадей южного борта Западно-Кубанского прогиба из верхнего мела наряду с притоками воды отмечались газ и нефть, но в непромышленных количествах.

Во флишевой формации палеоцен-эоцена по южному бору Западно-Кубанского прогиба известно несколько нефтегазовых месторождений. Залежи эти генетически связаны в основном с вмещающими отложениями, причем в палеоцене преобладают газовые скопления, а в эоцене - нефтяные. В терригенно-карбонатной платформенной формации палеоцен-эоцена известны нефтегазовые залежи в Армавирском районе и небольшая газовая залежь в Ейско-Березанском районе.

Нижнемолассовая формация содержит ряд сингенетических залежей нефти и газа вдоль южного борта Западно-Кубанского прогиба. На Скифской плите известны лишь газовые месторождения, приуроченные к хадумскому горизонту, а также к верхнему майкопу. В верхнемолассовой формации, в ее нижней сероцветной (морской) подформации

известны многочисленные мелкие залежи нефти и газа вдоль южного борта прогиба и на Таманском полуострове. Более крупные скопления нефти с газовыми шапками имеются в центре Западно-Кубанского прогиба, а по северному борту прогиба разведан ряд небольших газовых скоплений. Небольшие газовые залежи отмечаются и в Восточно-Кубанской впадине.

Анализ перспектив нефтегазоносности формаций показывает, что почти все они представляют интерес для постановки дальнейших геологоразведочных работ на нефть и газ. Новые газоконденсатные залежи с нефтяными оторочками могут быть открыты в терригенной формации нижней-средней юры на территории Восточно-Кубанской впадины. Перспективными являются структурные ловушки в центре впадины, а также зоны выклинивания песчаных горизонтов по периферии впадины. Аналогичны перспективы терригенно-карбонатной подформации келловоя. Карбонатная подформация поздней юры перспективна вдоль южного борта Западно-Кубанского прогиба и в прилегающих районах северного склона Северо-Западного Кавказа, а также в Восточно-Кубанской впадине. Терригенно-карбонатная нижнемеловая формация наиболее перспективна на площадях южного борта Западно-Кубанского прогиба, на складках по северному и южному крыльям Северо-Западного Кавказа, а также вдоль погребенного Шапсуго-Апшеронского вала.

Хотя в Западном Предкавказье еще не разведано промышленных скоплений нефти и газа в верхнемеловых формациях, но прогнозная оценка позволяет надеяться на открытие месторождений углеводородов, в первую очередь на Таманском полуострове. Не исчерпаны еще перспективы флишевой формации палеоцен-эоцена как на южном борту Афипского прогиба, так и на его северном, пока совершенно не изученном борту.

Перспективы нижнемолассовой формации связаны с глубокологуженными структурами Западно-Кубанского прогиба (средний майкоп) и с зонами выклинивания песчаных горизонтов по бортам прогиба. Верхнемолассовая формация в значительной степени уже изучена. Прогнозные запасы углеводородов в ней относительно невелики, но небольшие залежи нефти могут быть разведаны вдоль южного борта Западно-Кубанского прогиба и на Таманском полуострове, а залежи газа — по северному борту прогиба и восточнее: в районах Усть-Лабинского выступа и Восточно-Кубанской впадины. Значительные прогнозные запасы нефти и газа оценены в пределах Азовского моря. Здесь перспективны нижнемеловая терригенная формация (газоконденсатные залежи в северной части моря), нижнемолассовая формация (газовые залежи также в северной части), верхнемолассовая формация (нефтегазовые залежи на юге).

Сравнительная оценка прогнозных запасов, глубины залегания возможных залежей и условия проходки скважин, т.е. рентабельность разведки, позволяют считать, что главными направлениями поисков газоконденсатных месторождений на ближайшие годы являются: 1) нижне-среднеюрская терригенная и верхнеюрская полифациальная формации в Восточно-Кубанской впадине как на структурных ловушках, так и в

зонах выклинивания коллекторов; 2) нижнемеловая терригенная и особенно верхнеюрская полифациальная формации вдоль южного борта Западно-Кубанского прогиба. В дальнейшем немалые перспективы связываются с формациями верхнего мела на Таманском полуострове.

Поисково-разведочные работы должны быть нацелены на открытие крупных зон нефтегазонакопления как структурного, так и литолого-стратиграфического типов; последние представляют на территории Краснодарского края большой интерес. Дальнейшее изучение формаций будет способствовать успешной разведке залежей углеводородов на погребенных структурах и в зонах выклинивания коллекторов по бортам основных депрессий Западного Предкавказья.

ЛИТЕРАТУРА

- Аладатов Г.М., Никифоров Б.М., Шиманский А.А. О распространении докембрийских, палеозойских, триасовых и юрских отложений в Западном Предкавказье (Ейско-Березанский газоносный район). - Труды КФ ВНИИнефть, 1962, вып. 10.
- Алексин А.Г., Юдин Г.Т., Корнеев В.И., Дьяконов А.И. Литологические и стратиграфические залежи нефти и газа Предкавказья, М., "Наука", 1970.
- Белоусов В.В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1954.
- Богданович А.К. Стратиграфическое и фашиальное распределение фораминифер в миоцене Западного Предкавказья и вопросы их генезиса. - Труды КФ ВНИИнефть, 1965, вып. 16.
- Буряк В.Н. Миоценовые отложения Восточной Кубани. - Труды КФ ВНИИнефть, 1960, вып. 3.
- Вассоевич Н.Б. История представлений о геологических формациях (геогенезах). Л., "Недра", 1966.
- Вассоевич Н.Б., Коротков С.Т. К познанию явлений крупных подводных оползней в олигоценовую эпоху на Северном Кавказе. - Труды Нефт.геол.-развед. ин-та, 1935, серия А, вып. 52.
- Гроссгейм В.А. История терригенных минералов в мезозое и кайнозое Северного Кавказа и Предкавказья. Л., Госолптехиздат, 1961.
- Губкин И.М. Майкопский нефтеносный район. Нефтяно-Ширванская нефтеносная площадь. - Труды Геол. ком., новая серия, 1912, вып. 78.
- Губкин И.М. К вопросу о геологическом строении средней части Нефтяно-Ширванского месторождения нефти. - Труды Геол. ком., новая серия, 1913, вып. 80.
- Дьяконов А.И., Горлов С.И. Тектоника и перспективы нефтегазоносности юрских и триасовых отложений северного склона Большого Кавказа в междуречье Уруп-Белая. - Труды КФ ВНИИнефть, 1964, вып. 13.
- Егоян В.Л., Ермаков В.А., Кийко К.И. Об открытии морского верхнего триаса в Ейско-Березанском районе Юго-Западного Предкавказья. - Докл. АН СССР, 1961, т. 138, № 6.
- Жабрева П.С. Новые данные о петрографии и условиях осадконакопления юрских и нижнемеловых отложений восточных районов Западного Предкавказья. - Труды КФ ВНИИнефть, 1964, вып. 12.
- Жижченко Б.П. Принципы стратиграфии и унифицированная схема деления кайнозойских отложений Северного Кавказа и смежных областей. М., Госолптехиздат, 1958.
- Корнеев В.И. Новые погребенные валы в Западном Предкавказье. - Геол. нефти и газа, 1970, № 12.
- Коротков С.Т. Краткий обзор палеогеновых отложений Кубанской нефтеносной области. - Нефт. хоз-во, 1935, № 4.
- Коротков С.Т. Геологические исследования в полосе майкопских отложений Нефтяно-Хадзьженского района. - Труды Нефт. геол.-развед. ин-та, серия 5, 1936, вып. 63.
- Лебедева Н.А. Континентальные антропогеновые отложения Азово-Кубанского прогиба и соотношение их с морскими толщами. - Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 84.
- Лебедько Г.И. Докембрий Азовского выступа и юго-восточного склона Воронежской антеклизы. - Автореф. канд. дисс. Ростов-на-Дону, 1966.
- Милановский Е.Е., Хаин В.Е. Геологическое строение Кавказа. Изд-во МГУ, 1963.
- Мирчинк М.Ф., Летавин А.И., Крылов Н.А. Верхнепермско-нижнетриасовые

- отложения Предкавказской платформы и сопредельных районов. - Докл. АН СССР, 1961, т. 138, № 4.
- Муратов М.В. Тектоническая структура и история развития северной окраины Крымско-Кавказской геосинклинальной области. - Труды Совещ. по тектонике альпийской геосинклинальной области юга СССР. Баку, Изд-во АН АзССР, 1956.
- Муратов М.В. История тектонического развития альпийской складчатой области Юго-Восточной Европы и Малой Азии. - Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 2.
- Пекло В.И., Коротков Б.С. О происхождении и распространении майкопских песков Западно-Кубанского прогиба и перспектив их нефтегазоносности. - Труды КФ ВНИИнефть, 1963, вып. 13.
- Пекло В.П., Коротков Б.С. Флишевые фации кумской свиты верхнего эоцена на Северо-Западном Кавказе в связи с перспективами нефтегазоносности. - Нефтегаз, геол. и геофиз. М., 1964, № 11.
- Полов В.И., Макарова С.Д., Станкевич Ю.В., Филиппов А.А. Руководство к определению осадочных фациальных комплексов и методика фациально-палеогеографического картирования. М., Гостоптехиздат, 1963.
- Прокопов К.А. Краткий очерк верхнепалеогеновых и нижнемiocеновых отложений Северного Кавказа. - Труды Нефт. геол.-развед. ин-та, серия А, 1938, вып. 104.
- Ростовцев К.О., Аладатов Г.М. Триасовые отложения Западного Предкавказья. - Докл. АН СССР, 1964, т. 156, № 4.
- Страхов Н.М. Основы теории литогенеза, т. I-III. М., Изд-во АН СССР, 1960-1962 гг.
- Хаия В.Е. О некоторых основных понятиях в учении о фациях и формациях. - Бюлл. МОИП, отд. геол., 1950, т. 25, вып. 6.
- Хаия В.Е. Анализ формаций как метод палеотектонических построений. - Бюлл. МОИП, отд. геол., 1959, т. 34 (2).
- Хаия В.Е. Новые данные по геологии Северо-Западного Кавказа. - Труды Кавказской экспед. МГУ, 1960, т. 2.
- Хаия В.Е. Общая геотектоника. М., "Недра", 1964.
- Херасков Н.П. Геологические формации (опыт определения). - Бюлл. МОИП, отд. геол., 1952, № 5.
- Шарданов А.Н. О геологическом строении и нефтегазоносности мезозойских отложений Западного Предкавказья. Изд. ВНИИОЭНГ, М., 1965.
- Шарданов А.Н., Аладаров Г.Я., Горлов С.И., Дьяконов А.И., Любофеев В.Н., Шиманский А.А. О стратиграфии, геологической истории и тектонической зональности Западного Предкавказья. - Сов. геология, 1967, № 8.
- Шарданов А.Н., Вбскресенский И.А., Никифоров Б.М. Литофациальная характеристика и условия осадконакопления в мезокайнозое Ейско-Березанского района Скифской платформы - Труды КФ ВНИИнефть, М., 1960, вып. 3.
- Шарданов А.Н., Любофеев В.Н. О строении и составе пород фундамента Западного Предкавказья. - Докл. АН СССР, 1968, т. 178, № 6.
- Шатский Н.С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей. - В кн. "Совещание по осадочным породам", вып. 2, М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Шатский Н.С. Парагенезы осадочных и вулканогенных пород. - Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 5.
- Шиманский А.А. Нижнемеловые континентальные отложения Западного Предкавказья. - Докл. АН СССР, 1962, т. 147, № 3.
- Шуцкая Е.К. Стратиграфия и фации нижнего палеогена Предкавказья. М., Гостоптехиздат, 1960.
- Яншин А.Л. Общие особенности строения и развития молодых платформ. - Тезисы докладов совещ. по проблемам тектоники. М., Изд-во АН СССР, 1962.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
Формации фундамента	13
Терригенная и терригенно-карбонатная формации триаса	29
Терригенная формация нижней-средней юры	35
Терригенно-соленосно-карбонатная формация верхней юры	46
Терригенная формация нижнего мела	60
Терригенно-карбонатная и флишевая формации верхнего мела	71
Терригенно-карбонатная и флишевая формация палеоцен- эоцена	83
Нижнемолассовая (раннеорогенная) формация олигоцена- нижнего миоцена	106
Верхнемолассовая (позднеорогенная) формация среднего миоцена-антропогена	125
Заключение	142
Литература	153

Геологические формации Западного
Предкавказья

Утверждено к печати
Институтом геологии и разработки
горючих ископаемых

Редактор В.М. Израилев
Редактор издательства Н.А. Никитина
Художник А.Д. Смеляков
Технические редакторы С.М. Бякерева,
Г.П. Карашина

Подписано к печати 13/11-73 г.
Формат 60x90¹/₁₆. Усл. печ. п. 10,6.
Уч.-изд. л. 11,88 (11,32 + 0,56 вкл.).
Бумага офсетная № 1. Тираж 700 экз.
Т - 02729. Тип. Зак. 114 Цена 1р.19к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука". 103717 ГСП,
Москва, к-62, Подсосенский пер., 21
1-я типография издательства "Наука".
Ленинград, В-34, 9-я линия, 12.

1 p. 19 к.

744

5