

В. М. ЦЕЙСЛЕР

ВВЕДЕНИЕ
В ТЕКТОНИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ
ОСАДОЧНЫХ
ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
МОСКОВСКОЕ ОБЩЕСТВО ИСПЫТАТЕЛЕЙ ПРИРОДЫ



В. М. ЦЕЙСЛЕР

ВВЕДЕНИЕ
В ТЕКТОНИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ
ОСАДОЧНЫХ
ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

3132



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"
МОСКВА 1977



Введение в тектонический анализ осадочных геологических формаций. Цейслер В.М. М., "Наука", 1977 г.

В работе рассмотрены методические положения и приемы формационного анализа. Проведено обобщение материалов по формационной характеристике юрских и меловых отложений, распространенных в южных областях СССР, а также на территории Ближнего и Среднего Востока, Юго-Восточной Европы и Северо-Восточной Африки, и намечены латеральные ряды осадочных формаций для нижней – средней юры, верхней юры, неокома, алта - альба, верхнего мела. Выделены крупные сообщества осадочных формаций – фоновые ассоциации формаций, общие для платформенных и геосинклинальных структур, расположенных в едином океаническом бассейне.

Проанализированы вертикальные ряды формаций юры – палеогена Альпийской геосинклинальной области юга СССР в сравнении с рядами формаций на смежных платформах. Предложена методика анализа осадочных формаций на основе оценки степени отличия конкретной формации от формации-эталона. Рассмотрены черты сходства и различия неоген-четвертичных молассовых комплексов в Альпийской геосинклинальной области и на Тянь-Шане.

Выявлена иерархия в парагенетических ассоциациях горных пород, показано изменение в соотношении роли климата и тектоники при образовании парагенезисов горных пород разных рангов.

Илл. 21. Табл. 2. Библ. 318 назв.

Ответственный редактор
член-корреспондент АН СССР М.В. МУРАТОВ

ВВЕДЕНИЕ

Учение о геологических формациях возникло при решении смежных вопросов стратиграфии, литологии, тектоники, палеогеографии, генетической основы поисков полезных ископаемых. Один из основоположников учения о формациях Н.С. Шатский, подчеркивая необходимость выделения формаций в связи с изучением литологии, палеогеографии и генезиса полезных ископаемых, отмечал, что геологическая формация представляет собой понятие прежде всего тектоническое. Становление формационного анализа происходило в связи с выявлением различий в составе и строении ассоциаций горных пород, обособленных в главных структурных элементах земной коры. На представления о геологических формациях существенное влияние оказали господствующие идеи геотектоники, в частности теория геосинклиналей. Это привело к прочно укоренившемуся мнению об обособленности геосинклинальных и платформенных формаций и о тесной генетической связи формаций геосинклинальных и орогенных (молассовых). В последние десятилетия уточнены многие положения теорий геосинклиналей, что позволяет по-новому подойти к оценке осадочных формаций как индикаторов тектонических структур.

Анализ геологических формаций широко используется при палеотектонических и палеоклиматических реконструкциях, при составлении основы для металлогенических и прогнозных карт. В то же время многие коренные положения этого метода дискуссионны, а оценка его возможностей противоречива. Отсутствует единство во взглядах на факторы, контролирующие накопление осадочных формаций, не разработаны в полной мере их систематика и классификация.

Практическое использование формационного метода при тектоническом районировании зачастую наталкивается на серьезные трудности, поскольку границам крупных структур далеко не всегда соответствует резкая смена формационного состава отложений, а к различным типам структур оказываются приуроченными весьма сходные формации. Все это порождает выделение всевозможных "переходных (промежуточных)" структур.

Сходство отдельных типов формаций в геосинклинальных областях и на платформах отмечалось многими исследователями и рассматривается обычно как досадное недоразумение, которое мешает пользоваться формационным анализом.

Основная цель исследования заключалась в оценке возможностей формационного метода при тектонических построениях. Объектом рассмотрения являлись литологически разнообразные осадочные серии юры, мела, палеогена, неогена, накопившиеся в платформенных, геосинклинальных и орогенных структурах южных районов Европейской части СССР, Средней Азии и сопредельных зарубежных территорий в течение альпийского тектонического цикла.

В работе обобщен материал по формационной характеристике юрских и меловых отложений, распространенных в южных областях СССР, а также на территории Ближнего и Среднего Востока, Юго-Восточной Европы и Северо-Восточной Африки, и намечены латеральные ряды осадочных формаций для нижней — средней юры, верхней юры, неокома, апта — альба, верхнего мела.

Выделены крупные сообщества осадочных формаций — фоновые ассоциации формаций, общие для геосинклинальных и платформенных структур. Предложена методика анализа осадочных формаций на основе оценки степени отличия конкретных формаций от формаций-эталонов, характеризующих "фон".

Проанализированы вертикальные ряды формаций юры — палеогена Альпийской геосинклинальной области юга СССР в сравнении с рядами формаций на смежных платформах.

Предлагается методика анализа вертикальных рядов формаций путем сравнения их с эталонами, учитывающими эволюцию общих условий седиментации в бассейне, в пределах которого располагалась изучаемая тектоническая структура.

Установлены черты сходства и различия неоген-четвертичных молассовых комплексов в прогибах Альпийской эпигеосинклинальной и эпиплатформенной областей юга СССР.

Выявлена иерархия в парагенетических ассоциациях осадочных горных пород, показано значение роли климата и тектоники при образовании этих ассоциаций разных рангов.

Практическая значимость рассматриваемых вопросов определяется тем, что осадочные формации вмещают разнообразные типы полезных ископаемых. Поэтому выяснение закономерностей размещения и условий образования осадочных формаций способствует установлению закономерностей локализации месторождений полезных ископаемых.

В работу вошли результаты личных исследований автора в Горном Крыму, на Кавказе, в Южном Тянь-Шане, в Афгано-Таджикской впадине и на юге Туранской плиты, а также в Копетдаге и на Бадхызе. Для характеристики мезозойских и кайнозойских формаций, распространенных на зарубежной территории, использованы отечественные и зарубежные публикации.

Автор выражает глубокую признательность И.В. Архипову, Е.Е. Милановскому, М.В. Муратову, С.В. Тихомирову, Н.А. Штрейсу, сделавшим ряд ценных замечаний по содержанию рукописи при ее подготовке к печати.

ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ И МЕТОДЫ АНАЛИЗА ФОРМАЦИЙ

СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О СОДЕРЖАНИИ
И ЗАДАЧАХ АНАЛИЗА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

Направление по выявлению связей между осадконакоплением и тектоникой возникло в конце XIX — начале XX вв. в Западной Европе (М. Бертран, Э. Ог, А. Кобер) и России (Н.А. Головкинский, А.П. Карпинский, В.А. Обручев, Ф.Ю. Левинсон-Лессинг). Наиболее полное и всестороннее развитие это направление получило в трудах советских геологов.

Основоположником современных представлений о геологических формациях как естественных парагенетических ассоциациях горных пород по праву считается Н.С. Шатский. "Если минералы — парагенезы элементов, горные породы — парагенезы минералов, то геологические формации — парагенезы горных пород", — писал Н.С. Шатский (1955, с. 8). Им показано теоретическое и практическое значение геологических формаций при изучении тектоники, литологии, прогнозе полезных ископаемых.

Важную роль в возникновении и становлении учения о геологических формациях сыграли работы В.В. Белоусова, А.А. Богданова, Н.Б. Вассоевича, Б.М. Келлера, Г.Ф. Крашенинникова, М.К. Коровина, М.В. Муратова, А.В. Пейве, В.И. Попова, Л.Б. Рухина, Н.М. Страхова, М.А. Усова, В.Е. Хаина, Н.П. Хераскова, И.В. Хворовой, Н.С. Шатского, Н.А. Штрейса, А.Л. Яншина и многих других исследователей.

Учение о геологических формациях нашло наиболее широкое признание среди тектонистов, использующих его как один из методов палеотектонического анализа. Это — метод анализа формаций, или формационный метод. В настоящее время изучение истории развития тектонических структур платформенных и геосинклинальных областей и их типизация уже не мыслятся без анализа формаций. Литологическое изучение крупных областей также обязательно предусматривает выделение формаций. В большинстве региональных литологических работ выделение формаций является конечной целью исследования; в региональных тектонических работах при прогнозно-металлогенической оценке территорий, наоборот, выделение формаций служит основным методом исследования.

Первая Всесоюзная конференция, посвященная геологическим формациям, была организована в Новосибирске в 1953 г. На этой конференции хотя и выявились различия в понимании формаций, однако наметились общие положения и задачи дальнейшего изучения формаций в связи с тектоническими структурами и полезными ископаемыми (Херасков и др., 1953).

Геологические формации явились объектом широкого обсуждения на IV и V Всесоюзных литологических совещаниях в Ташкенте в 1959 г. (Решение..., 1959) и в Новосибирске в 1961 г. Осадочно-вулканогенным формациям было посвящено VI Всесоюзное литологическое совещание в Тбилиси в 1963 г. (Дзоценидзе, 1965). Различные вопросы учения о геологических формациях рассматривались на семинарах, организованных в ГИН АН СССР, в Ташкентском государственном университете, на совещаниях во ВСЕГЕИ в 1961 и в 1968 гг., в Московском обществе испытателей природы в 1970 г. и т.д.

Сведения об истории становления метода формационного анализа содержатся в статьях Н.П. Хераскова (1952), Н.Б. Вассоевича (1966), в работах В.И. Попова (1959, 1966), а также в резолюциях и материалах совещаний, посвященных формациям.

Поток информации по вопросам анализа формаций, характеристике отдельных формаций, формационных рядов складчатых систем и платформенных областей в последнее десятилетие усилился в связи с работами по составлению тектонических карт отдельных районов СССР, Международной тектонической карты Европы (1962), Тектонической карты Евразии (1966), Атласа литолого-палеогеографических карт СССР (1967, 1968, 1969), а также в связи с составлением металлогенических и прогнозных карт (Орлова, Шаталов, 1963) и требованиями выделения и изучения формаций при геологической съемке (Бобров, 1969).

Результатом работы больших авторских коллективов ВСЕГЕИ являются Карта геологических формаций Восточного Казахстана (1971) и Структурно-формационная карта северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса (1969). Подготовлена к изданию карта геологических формаций СССР масштаба 1 : 2 500 000.

Общие и методические вопросы анализа геологических формаций рассматриваются в специальных публикациях Г.Д. Ажгирея, А.Г. Бабаева, В.В. Белоусова, Ю.Р. Беккера, В.А. Боброва, К.В. Боголепова, Л.И. Боровикова, Ю.П. Бутова, Н.Б. Вассоевича, К.Л. Волочковича, Ю.А. Воронина, О.А. Вотеха, В.И. Драгунова, Г.С. Дзоценидзе, Э.А. Еганова, В.П. Казаринова, Б.М. Келлера, Ю.А. Косыгина, М.К. Коровина, Г.Ф. Крашенинникова, И.В. Крутя, М.М. Кухтикова, Г.П. Леонова, О.А. Мазаровича, Я.Р. Меламеда, А.Е. Мирошниченкова, М.В. Муратова, В.М. Немцовича, Ю.С. Нахабцева, И.Ю. Половинкиной, В.И. Попова, А.Б. Ронова, Л.Б. Рухина, В.М. Сеницына, Т.Н. Спичарского, Н.М. Страхова, М.А. Усова, Т.И. Фроловой, В.Е. Хаина, Н.П. Хераскова, И.В. Хворовой, В.М. Цейслера, Е.В. Шанцера, Н.С. Шатского, В.Н. Шванова, Н.А. Штрейса, Э.Н. Янова, А.Л. Яншина и других исследователей.

При характеристике отдельных областей Советского Союза осадочным формациям уделено большое внимание в работах А.И. Анатольевой, М.К. Аполлонова, А.Г. Бабаева, Б.П. Бархатова, Н.Г. Бродской, Ю.Р. Беккера, А.А. Богданова, К.В. Боголепова, М.И. Варенцова, А.А. Габриеляна, Р.Г. Гарецкого, В.Н. Григорьева, В.А. Гроссгейма, А.В. Гольберга, В.П. Горского, Н.И. Гриднева, П.Д. Гамкрелидзе, Е.А. Долгинова, Ю.А. Зайцева, С.А. Захарова, В.С. Звонцова, Л.П. Зоненшайна, Г.А. Кудрявцева, Б.М. Келлера, В.Г. Королева, И.К. Корольюк, Ю.А. Косыгина, Ф.П. Корсакова, Л.Н. Котовой, Л.И. Красного, Н.А. Крылова, К.А. Клитина, А.В. Лейпцига, М.С. Нагибиной, К.В. Никифоровой, Ю.Р. Мазора, П.В. Маркевича, Б.А. Марковского, В.В. Меннера, А.А. Моссаковского, В.Д. Наливкина, А.В. Пейве, О.В. Мазаровича, А.Е. Михайлова, Ю.М. Пушаровского, В.Н. Разумовой, В.А. Ротмана, С.А. Салуна, О.А. Саркисяна, Г.И. Теодоровича, П.П. Тимофеева, С.М. Тильмана, В.И. Троицкого, С.В. Тихомирова, И.В. Хворовой, М.Г. Хисамутдинова, Н.С. Шатского, А.Е. Шлезингера, Э.Н. Янова и многих других исследователей.

Несмотря на большое число публикаций, посвященных геологическим формациям, многие кардинальные вопросы учения о формациях еще далеки от окончательного решения и даже в понимании самого термина "формация" нет полного единства. Анализ опубликованной литературы по осадочным формациям показывает, что подход к их изучению и понимание термина "формация" зависят от конкретных задач исследования.

Намечается несколько подходов к изучению осадочных геологических формаций: 1) как к закономерным ассоциациям пород и генетических типов отложений; 2) историко-тектоническим категориям в связи с выявлением общей направленности осадочного процесса; 3) индикаторам тектонических структур и стадий их развития; 4) индикаторам полезных ископаемых. В большинстве работ по формациям на фоне общего рассмотрения последних резко выделяется какое-либо одно из указанных направлений. По-видимому, это не случайно, так как, во-первых, изучение формаций подчинено решению вполне конкретных практических и теоретических задач и, во-вторых, изучением формаций занимаются либо литологи, либо тектонисты, либо специалисты по осадочным полезным ископаемым.

Фациально-генетическое понимание термина "формация" характеризует работы среднеазиатской школы литологов, возглавляемой В.И. Поповым. В соответствии

с представлениями В.И. Попова, формация — это естественно-историческое сообщество генетически связанных сопряженных горных пород, которые отвечают определенной, динамически обусловленной единице геологической среды, т.е. фации, закономерно возникающей на определенной стадии и этапе развития геологического региона земной коры (Попов и др., 1963; Попов, 1966). По мнению В.И. Попова, к формации может быть отнесена свита, пачка, пласт, если они соответствуют определенным ландшафтным условиям; в том случае, если в составе толщи переслаиваются морские и континентальные отложения (например, параллельная угленосная серия), каждому типу отложений соответствует самостоятельная формация. Учение о геологических формациях в работах В.И. Попова — это учение об условиях образования горных пород, о генетических типах отложений.

В работах новосибирской школы литологов (В.П. Казаринов, Ю.П. Казанский и др.) под формациями понимаются осадочные комплексы, имеющие примерно одинаковую литологическую характеристику, ограниченные в подошве и кровле несогласиями и соответствующие единицам региональной стратиграфической шкалы (свитам). Литолого-формационный анализ в работах представителей этой школы — это литологический анализ стратиграфического разреза с детальным изучением соотношения устойчивых и неустойчивых к выветриванию минералов для установления эпох относительного тектонического покоя, которые сопровождались формированием кор выветривания, и эпох относительной тектонической активности, соответствующих времени размыва и переотложения кор выветривания. Н.М. Страховым (1964) литолого-формационный метод этой школы оценен как частный своеобразный историко-геологический метод в литологии, имеющих ограниченные возможности применения.

В одной из своих работ Н.М. Страхов (1962) определил формацию как более или менее мощную толщу осадочных пород, которая является естественным их сообществом или парагенезом и отражает в своем составе длительно существовавшую физико-географическую обстановку и ее тектонический режим. Следовательно, формация, в понимании Н.М. Страхова, представляет собой ландшафтно-тектоническое сообщество пород.

Близкое по смыслу определение формации было предложено Л.Б. Рухиным, который под формациями понимает "генетическую совокупность фаций, выделяющихся среди других особенностями своего состава или строения и устойчиво образующаяся на более или менее значительном участке поверхности при определенном тектоническом и климатическом режиме" (Рухин, 1961, с. 614). Основная задача учения о формациях, согласно взглядам Н.М. Страхова и Л.Б. Рухина, заключается в установлении типов осадочного процесса и его конкретного проявления в ландшафтных зонах в зависимости от типов структур земной коры и общей эволюции Земли.

В работах тектонистов отгнана другая сторона учения о геологических формациях: как об историко-тектонических категориях. В.В. Белоусов (1954) определил формацию как комплекс фаций осадочных толщ, соответствующий определенной стадии геотектонического цикла и определенной геотектонической зоне. По мнению В.Е. Хаина (1973а), формация — это закономерное сочетание парагенетически взаимосвязанных литофаций, возникших в определенной, точнее, в изменяющейся в известных пределах физико-географической, геохимической и геотектонической обстановке. Число основных формаций соответствует четырем стадиям развития трех главнейших структурных зон земной коры: платформ, внешних и внутренних зон геосинклинальных областей в течение геотектонического цикла. В одной из последних работ он же писал, что "формация — это естественное и закономерное сочетание (парагенез, комплекс, набор, ассоциация) горных пород (осадочных, вулканогенных, интрузивных), связанных общностью условий образования и возникающих на определенных стадиях развития основных структурных зон земной коры" (Хаин, 1973а, с. 137). Судя по определениям формаций, их классификациям и характеристикам отдельных формаций, можно сделать вывод, что основная задача учения о формациях В.В. Бело-

усовым и В.Е. Хаиным усматривается в выделении структурных зон земной коры и определении этапности в их развитии. В.Е. Хаин охарактеризовал формационный анализ как один из методов палеотектонического анализа, подчеркивая, что "именно анализ формаций вместе с анализом мощностей, магмопроявлений и характера складчатости дает нам один из наиболее объективных критериев для определения принадлежности того или иного района в тот или иной отрезок времени к одной из основных структурных зон земной коры (платформа, передовой прогиб, миогеосинклиналь, эвгеосинклиналь и т.п.)" (Хаин, 1959, с. 11). Объем формаций, по В.Е. Хаину, обычно отвечает системам и отделам международной стратиграфической шкалы. В таком же смысле, но под наименованием "геогенерация" предлагал понимать формации Н.Б. Вассоевич (1966).

Среди геологов наиболее широко распространены представления о формациях, развитые в работах Н.С. Шатского и Н.П. Хераскова. Н.С. Шатский (1960, с. 3) писал, что в самом кратком виде определение формации можно сформулировать следующим образом: "Осадочными формациями называются естественные комплексы (сообщества, ассоциации) горных пород, отдельные члены которых (породы, пачки пород, свиты, отложения) парагенетически связаны друг с другом как в латеральных направлениях, так и в вертикальной стратиграфической последовательности". Н.С. Шатский подчеркивал, что это определение раскрывает способ выделения формаций, которые являются самыми крупными таксономическими единицами осадочной оболочки в ряду горные породы — генетические типы отложений — формации. Смысл, вкладываемый Н.С. Шатским в понятие формации, виден из его следующих слов: "Формации — прежде всего понятие тектоническое или общегеологическое, так как формации прежде всего связаны с определенными тектоническими формами... Характер формаций определяется несколькими факторами; главнейшими из них являются тектоника, тектонические процессы и движения, выражающиеся в рельефа и вулканизме и, следовательно, в мощности слоистых образований, в их составе, структуре и текстуре и др.; вторым фактором надо считать климат, косвенным образом тоже связанный с тектоникой и являющийся одним из главнейших условий образования различных типов формаций; наконец, свойства формаций определяются также возрастом, временем их образования, что связано с общим развитием земной коры, особенно, вероятно, с общей термической ее эволюцией; далее, изменения пород, входящих в формацию, связаны с изменениями живого вещества, эволюцией организмов и т.д." (Шатский, 1955, с. 9).

Главное значение учения о геологических формациях Н.С. Шатский и Н.П. Херасков видели в его использовании для решения вопросов сравнительной тектоники, для прогноза осадочных полезных ископаемых. По мнению Н.П. Хераскова (1952, с. 50), формационный метод представляет собой "...новый мощный метод сравнительной тектоники, который должен заменить, а отчасти и включить в себя тот весьма старый метод сравнения по перерывам или "фазам", которым пользовался и пользуется Штилле".

Существует много вариантов формулировок термина "формация", опубликованных в специальных статьях и в учебной литературе (Справочник..., 1970), однако все они исходят из перечисленных выше определений.

В геологической литературе (Попов, 1959; Вассоевич, 1966; Драгунов, 1968; Волочкович, 1971; и др.) неоднократно обсуждался вопрос о существовании двух принципиально различных методических направлений при выделении формаций: генетического (В.И. Попов, Н.М. Страхов и др.) и парагенетического (Н.С. Шатский, Н.П. Херасков и др.), о преимуществах и недостатках каждого из этих направлений. Анализ всех материалов позволяет нам видеть значительно больше общего в существе понятий, вкладываемых в термин "формация" представителями обоих направлений, чем это, казалось бы, должно быть при сравнении формулировок (Попов, 1959; Вассоевич, 1966; Косыгин, 1958; и др.). Сближение направлений в учении о формациях было, в частности, продемонстрировано на Совещании по геологическим формациям, организованном во ВСЕГЕИ в мае 1968 г. (Баскина, Круть, 1968). Подавляющее большинство участников этого

совещания рассматривали формации как выделяющиеся особенностями состава и строения естественные литологические комплексы и считали, что образование формаций обусловлено тектоникой и климатом, а сами формации являются историко-геологическими категориями, эволюционирующими в ходе развития оболочек Земли. На этом же совещании была достигнута договоренность, что генетическое и парагенетическое направления являются этапами исследования формаций (Крашенинников, 1968; Драгунов, 1973).

Отсутствие взаимопонимания между специалистами, с нашей точки зрения, вызвано в основном односторонним подходом к изучению формаций исследователями разных направлений и неоднозначной оценкой масштабности парагенетических ассоциаций пород, выделяемых в качестве формаций. Абсолютизация одного из аспектов изучения формаций (литологического, палеогеографического, структурного, металлогенического) в связи с конкретными задачами исследований, акцент на одной из характеристик формаций приводят к несопоставимости результатов формационных исследований. Абсолютизация одного из направлений при выделении и изучении формаций проявляется прежде всего в их названиях, которые отражают разные классификационные признаки: литологический состав (карбонатная, терригенная и др.), строение (флишевая), генезис отложений (морская, континентальная, лагунная), структурную приуроченность (платформенная, геосинклинальная, орогенная), историко-тектоническую приуроченность (ранний этап — доинверсионные, поздний этап — послеинверсионные, молассовые — орогенные), связь с полезными ископаемыми (угленосная, бокситоносная, нефтеносные и т.д.), связь с климатом (аридные, гумидные) и т.д.

Непоследовательность в названиях формаций наглядно выступает в различных их классификациях, в условных обозначениях к палеотектоническим картам в Атласах (Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы..., 1961, 1962), когда в один ряд ставятся формации, выделенные по разным признакам и с разной степенью детальности. Например, формации песков и глин, терригенная, аспидная, угленосная, красноцветная, терригенная флишеидная, терригенного флиша, молассовая и т.д.

Существенные противоречия в понятие "формация" вносит неодинаковая масштабность геологических тел, выделяемых в качестве формаций. Естественно, что выводы, полученные при анализе, когда одна элементарная формационная единица соответствует стратиграфическому подразделению ранга системы, а другая — подразделению ранга подъяруса — яруса, не могут быть однозначными.

Несомненно, что конкретные цели исследования — тектоническое районирование разного масштаба, изучение стадийности развития земной коры, генезиса отложений и распределения в них полезных ископаемых, климатической зональности, этапности развития осадочного процесса и т.д. — определяют масштабность геологических тел, которыми оперируют геологи. Геологические тела, выделяемые при решении различных задач, только в отдельных случаях могут совпадать друг с другом по размерам, так как они отвечают разным уровням исследования (Боголепов, 1970).

Как пример различного понимания ассоциаций пород, выделяемых в качестве осадочных формаций, можно привести две статьи, посвященные формациям Сибирской платформы. В одной из них (Лейпшиг, Мазор, 1970) в разрезе чехла Сибирской платформы от верхнего докембрия по кайнозой выделено шесть формаций; в другой (Драгунов, 1968) только в составе силура — нижнего карбона на северо-западе платформы выделено более 15 парагенетических ассоциаций, соответствующих, по мнению авторов, формациям. Одни исследователи предлагают в качестве формаций выделять максимально крупные комплексы (сообщества) горных пород (Бутов, 1972), другие каждую литологически обособленную ассоциацию пород выделяют как формацию (Драгунов, 1968). Вероятно, по этой причине Н.Б. Вассоевич неоднократно выступал с предположением отказаться от термина "формация", поскольку он приобрел весьма расплывчатые границы.

Можно ли найти объяснение создавшемуся положению? В основе его лежит несколько предпосылок. Во-первых, объемы парагенетических ассоциаций, кото-

рыми оперируют исследователи, отличаются, поскольку при этом решаются разные задачи, кроме того, конечными целями определяется и масштаб объекта, взятого за единицу при исследовании. В результате этого парагенетические ассоциации, выделенные как единицы, оказываются несопоставимыми, несмотря на то, что называются одинаково — геологические формации.

Во-вторых, формациями называют неодинаковые по рангу ассоциации пород в связи с разными масштабами исследований, с разными масштабами карт, на которых выделяются парагенетические ассоциации горных пород. Во всех этих случаях геологические тела, выделяемые и на крупномасштабных, и на мелко-масштабных картах, называют формациями. На объемы ассоциаций горных пород, рассматриваемых в качестве осадочных формаций, немалое значение оказывает степень литологической изученности стратиграфического разреза, особенно когда формации выделяются по литературным источникам.

Но, пожалуй, не менее важная предпосылка различных трактовок понятия "формация" заложена в самих определениях формаций, которые считаются наиболее принятыми. Н.С. Шатский осадочными формациями называл естественные комплексы (сообщества, ассоциации) горных пород, отдельные члены которых (породы, пачки пород, свиты, отложения) парагенетически связаны друг с другом как в латеральном направлении, так и в вертикальной стратиграфической последовательности. Основываясь на данном определении, в зависимости от конкретных задач геолог имеет возможность в качестве формации выделить и ассоциацию пород, и ассоциацию свит, что обычно и делается. Примером тому являются две упомянутые выше статьи по формациям Сибирской платформы, которые содержат ссылки на Н.С. Шатского и Н.П. Хераскова.

Второе определение формаций, также получившее широкое признание, сформулировано в работах В.В. Белоусова, В.Е. Хаина, Л.Б. Рухина. В качестве формаций они выделяют закономерные сочетания горных пород, отвечающие определенной стадии тектонического цикла в определенной геотектонической зоне. В соответствии с этим определением выделяются также различные несопоставимые по объему тела, поскольку каждый исследователь обычно по-своему трактует стадийность тектонических циклов и имеет дело со структурными зонами разного масштаба.

Приведенные примеры показывают, что если исходить из классических определений, то практически любой парагенезис пород правомерно именовать формацией. Вряд ли создавшееся положение может считаться нормальным, поскольку обособление ассоциаций горных пород, слагающих тела разной величины, контролируется разными причинами. По-видимому, вопрос о целесообразных объемах парагенетических ассоциаций пород, выделяемых в ранге конкретных формаций, следует выяснять на основе эмпирических данных, исходя из тех задач, с решением которых наиболее тесно связано изучение геологических формаций. При этом ассоциации пород, составляющие формацию, должны выделяться как ее части; крупные ассоциации пород следует рассматривать в качестве ассоциаций формаций. Последние также необходимо различать в зависимости от их ранга.

Выделение и анализ формаций как метод исследования получили наиболее широкое распространение в связи с палеотектоническими реконструкциями, при тектоническом районировании, при прогнозной оценке площадей на различные виды полезных ископаемых. Выяснению закономерностей осадконакопления в связи с историей развития тектонических структур прежде всего посвящены работы, связанные с выделением и изучением осадочных геологических формаций. Анализ размещения частных прогибов и поднятий, выяснение закономерностей их возникновения и развития, установление приуроченности полезных ископаемых к телам конкретных формаций — все это требует выделения ассоциаций горных пород, не очень крупных по своему масштабу. Тела их должны иметь объемы, не превышающие размеры частных структур, для реконструкции которых используется анализ формаций. Сравнение подобных формационных тел со стратиграфическими подразделениями в геологически хорошо изученных районах показывает, что их возрастной диапазон обычно соответствует интервалу

от подъяруса до отдела (реже) международной стратиграфической шкалы. Подобные литологические комплексы, видимо, должны рассматриваться как основные единицы при формационном анализе. Обычно формации соответствуют одной, двум-трем свитам местной стратиграфической шкалы и пространственно тяготеют к элементарным прогибам и поднятиям геосинклинальных, платформенных и орогенных областей или к отдельным частям прогибов и поднятий. Именно такие парагенезисы горных пород выделялись в качестве конкретных формаций Н.С. Шатским и Н.П. Херасковым.

Вслед за Н.С. Шатским и Н.П. Херасковым автор в качестве формаций выделяет относительно устойчивые в пространстве и повторяющиеся во времени однородные по составу и строению литологические комплексы — ассоциации горных пород, отдельные члены которых парагенетически связаны друг с другом. Формации являются парагенезисами горных пород. Их можно рассматривать также в качестве парагенезисов генетических типов отложений.

Осадочные формации сопоставляются со стратиграфическими подразделениями (от подъяруса до отдела) международной стратиграфической шкалы, со свитой или несколькими свитами региональной шкалы. Объемы парагенезисов горных пород, выделяемых в качестве формаций, во многом определяют круг вопросов, который может быть решен с помощью формационного анализа.

Парагенетическая ассоциация пород, принятая за основную единицу при формационном анализе, характеризуется определенной площадью распространения ее тела, внутри которого данная парагенетическая ассоциация обладает единством направленности изменения признаков вещественного состава и строения. Однообразные осадочные формации, сопряженные в пространстве, группируются в латеральные ряды. Формации в их стратиграфической последовательности составляют вертикальные ряды. Латеральные и вертикальные ряды формаций являются парагенезисами формаций. Выделение парагенетических ассоциаций горных пород, анализ их состава и строения — важный методический прием для установления генетической сущности ассоциаций пород в целом и составляющих их элементов в отдельности. Понятие о парагенезисах является одним из кардинальных понятий в учении об осадочных геологических формациях в работах Н.С. Шатского и Н.П. Хераскова.

ОБЩИЕ ПОНЯТИЯ О ПАРАГЕНЕЗИСАХ

Понятие о парагенезисе возникло при изучении минералов для обозначения их совместного нахождения в каком-либо месте (В.М. Севергин) и для обозначения способа их совместного нахождения (А. Брейтгаупт). Состояние проблемы парагенезиса в минералогии обсуждалось в 1966 г. на международном коллоквиуме, посвященном 175-летию со дня рождения А. Брейтгаупта. На коллоквиуме было принято следующее определение: "Парагенезис минералов — это минеральная ассоциация, возникшая закономерно в ходе одного процесса, ограниченного в пространстве и времени и протекавшего в определенных физико-химических условиях" (цит. по Е.К. Лазаренко, 1971, с. 137). Указанное определение выражает одно из мнений по поводу существа понятия "парагенезис". В нашей литературе по минералогии оно связывается с работами А.Г. Бетехтина (1951). Не менее популярна иная точка зрения, рассматривающая понятие парагенезиса более широко (Геологический словарь, 1973). В соответствии с ней в один парагенезис включается совокупность последовательно образовавшихся минералов.

Выделение парагенезисов в минералогии — это путь к познанию генезиса минеральной ассоциации, метод изучения условий образований отдельных минералов и всей минеральной ассоциации на основе анализа внутренних взаимоотношений членов одной ассоциации и взаимоотношений смежных ассоциаций. Наконец, это своеобразный метод, положенный в основу поиска минералов — недостающих членов парагенезиса, в том случае, если известен состав устойчивой минеральной парагенетической ассоциации. В такой же степени выделение парагенезисов пород в

литологии является одним из методов изучения их генезиса. Эта мысль отражена у Ф.Ю. Левинсона-Лессинга: "Для освещения генезиса различных осадочных пород важно изучение парагенетических соотношений, т.е. условий совместного нахождения как различных минералов одной и той же горной породы, так и различных пород между собой" (Левинсон-Лессинг, 1935, с. 362).

Понятие парагенезиса широко использовали Н.П. Херасков и Н.С. Шатский по отношению к осадочным минеральным ассоциациям (горным породам) и к ассоциациям горных пород (осадочным формациям). Введя понятие о парагенезисе в определение формаций, Н.С. Шатский отмечал, что установление парагенезисов пород — это способ выделения формаций. В литологии парагенезис обозначает сонахождение горных пород в результате их совместного образования и последующих преобразований. Этот термин не только характеризует принадлежность минералов или пород к одной генетической совокупности, но также широко используется для обозначения самой совокупности пород, ассоциации пород (Воронин, Еганов, 1972).

Парагенезис определяется единством места сонахождения, составом и формой сонахождения (структурой) минерального агрегата. Парагенезис как единство места возникает в результате проявления совокупности процессов, регулирующих осадконакопление на определенной площади. Между членами парагенетической ассоциации устанавливаются связи, которые проявляются в общих признаках вещественного состава ассоциации или ее структуры. Эти связи обусловлены типом осадочного процесса и его течением в конкретных условиях данного места. Прочность связей между членами одной минеральной ассоциации относительна, зависит от процесса, с которым связывается генезис минеральной ассоциации. В одном случае на первое место выступают связи вещественные, в другом — структурные. Вероятно, поэтому можно говорить о структурных (гравелит, песчаник, алевролит) и вещественных (кварцит, аркозы, граувакка) парагенезисах по отношению к осадочным породам и формациям. К разным типам парагенезисов, выделяемым на основании различий главных типов парагенетических связей, мы вернемся в дальнейшем.

Рассматривая парагенетическую ассоциацию как минеральный (породный) агрегат, Н.С. Шатский и Н.П. Херасков выделяли главные (обязательные) и второстепенные (необязательные) члены парагенезиса. Н.С. Шатский (1960) различал также патрические (свои) и аллофильные (чужеродные, "соседские") члены парагенезиса. Значение структуры парагенезиса подчеркивалось Н.П. Херасковым (1952). Структуры формаций он видел в типах переслаивания, в направленности изменения состава породной ассоциации. Различным типам связей пород, входящих в парагенезис, Н.С. Шатский посвятил специальную статью. Он выделил парагенетические связи двух типов: фациальные ряды и фациальные сочетания. "Фациальным рядом я называю ряд разновозрастных пород, в латеральном направлении фациально замещающих друг друга... Под фациальным сочетанием подразумевается совокупность пород, фациально сопряженных, связанных совместным нахождением в формации, а не взаимным переходом при помощи замещения, как в фациальных рядах" (Шатский, 1960, с. 6). Судя по примерам, приведенным в статье, фациальными рядами Н.С. Шатским обозначены связи между породами, которые получили свою индивидуальность в ходе последовательной химической (или механической) дифференциации вещества в процессе осадконакопления. Смежные породы фациального ряда связаны непрерывностью свойств вещества (известняк — доломит — магнетит) или структуры (гравелит — песчаник — алевролит — пелит). Породы, образующие фациальные сочетания, не связаны непрерывностью свойств, их генетические отношения не вполне ясны (яшмы, пирокласты, спилитовые лавы). Вероятно, выделенные Н.С. Шатским парагенетические связи могут рассматриваться как прямые, непосредственные, а также косвенные, обусловленные единством места.

Понятие парагенезиса можно отнести к элементам, минералам, горным породам, толщам горных пород, т.е. это понятие не может быть ограничено какими-либо масштабными рамками. Но если само понятие "парагенезис" не имеет конкретного

объема, понятие "парагенетическая ассоциация" должно быть в этом отношении строго определенным. Различие в объемах парагенетических ассоциаций, которые одинаково называют "геологическими формациями", — один из тормозов в развитии формационного анализа.

ВОПРОСЫ МЕТОДИКИ ИЗУЧЕНИЯ ФОРМАЦИЙ

Выделение формаций может быть начато на любой стадии геологического исследования, но достоверность выделяемых формаций изменяется по мере их изучения (Крашенинников, 1968). Условно можно наметить два этапа в изучении формации: этап, предшествующий выделению, и этап изучения и систематизации формаций после их выделения. Степень условности выделяемых этапов определяется конечной задачей исследований и степенью литологической изученности опорных разрезов.

Первый этап формационного исследования предусматривает сбор и обобщение сведений о послышной петрографической характеристике разреза, характере стратификации и фациальных изменениях.

На основе анализа петрографического состава отложений и типа стратификации намечаются характерные устойчивые парагенетические ассоциации горных пород и определяются границы их объемов. Уточнение объема парагенетической ассоциации пород, выделяемой в качестве самостоятельной формации, проводится по нескольким разрезам, позволяющим охарактеризовать формацию на всей площади ее распространения. Использование единичного разреза при выделении формации нередко приводит к существенным ошибкам. Выделение и определение формаций осуществляются на основе анализа состава и строения формации в центральной части ее тела (для симметрично построенных формаций) или в наиболее мощной, приближенной к области сноса тыловой части (для асимметричных формаций).

Практика показывает, что мощности литологических комплексов, выделяемых в качестве формаций, варьируют от первых тысяч до первых десятков метров при значительно большем постоянстве стратиграфических объемов. Величина мощности не имеет определяющего значения при выделении формации, но играет важную роль при определении ее тектонической принадлежности. При выделении формации в стратиграфическом разрезе мы невольно обращаем внимание на мощность интересующей нас ассоциации пород — насколько она соответствует мощностям остальных ассоциаций в том же разрезе. При этом всегда существует опасность пропустить в разрезе, сложенном мощными сериями пород, относительно маломощную формацию, нередко характеризующую важный и достаточно длительный этап в развитии структур, когда прогибание не компенсировалось осадконакоплением. Поэтому при выделении формаций прежде всего следует обращать внимание на стратиграфические объемы литологических комплексов. Чаще всего они соответствуют одному-двум ярусам международной шкалы (5–10 млн. лет). Если литологические комплексы значительно больше по объему, вероятнее всего, они включают несколько формаций, сходных по составу или строению.

Стратиграфические перерывы и угловые несогласия облегчают выделение формаций в литологически однообразных толщах, однако размывы на границах формаций представляют частный случай их взаимоотношения (Цейслер, 1967а). Поверхность размыва или углового несогласия, несущая следы континентального выветривания, выраженная на всей площади распространения толщи литологически сходных морских отложений, может служить основанием для выделения внутри толщи двух самостоятельных формаций. Локальные угловые несогласия, размывы внутри толщи континентальных отложений, а также в основании первого элемента ритма в ритмично построенных толщах, как правило, при разграничении формаций не учитываются.

Обоснованное выделение формаций возможно в полевых условиях и на материалах литологических исследований. Формации, нередко выделяемые в текто-

нических работах на основе отрывочных литературных сведений о составе и строении толщ, когда кроме слова "терригенная" или "карбонатная" исследователю ничего неизвестно, далеки от реальных парагенезисов и в лучшем случае показывают принадлежность формации к той или иной их группе. Выделение парагенетических ассоциаций с установлением их принадлежности с точностью до группы (терригенная, карбонатная и пр.), составление последовательных рядов групп формаций также представляет определенный интерес при решении наиболее общих вопросов: эволюции осадконакопления, ритмичности тектонических процессов, установления черт сходства и различия в геологической истории крупных сегментов земной коры.

При выделении и определении формаций устанавливаются главные и второстепенные члены парагенезиса, выделяется элементарная парагенетическая ячейка (Басков и др., 1971) или элементарная породная ассоциация (Хворова, 1963). Выявляются тип стратификации внутри элементарной ячейки и характер перемежаемости самих элементарных парагенетических ячеек — многослоев (Васюкович, 1951), направленность в изменении строения элементарных парагенезисов, характер фациальных изменений внутри тела формации, тип связей между членами парагенезиса. На первом этапе исследований необходимы данные о возрасте верхней и нижней границы выделяемой парагенетической ассоциации, выяснение ее соответствия единицам местной и международной стратиграфической шкалы.

Наиболее сложно выделение формаций в разрезах, имеющих на первый взгляд однообразный состав и строение. Большую помощь в этом случае оказывает внимательное изучение состава парагенезисов. Н.С. Шатский (1960), проанализировав состав парагенезисов карбонатных отложений каменноугольной системы центральных областей Русской плиты, так обосновал необходимость выделения в разрезе карбонатной толщи двух формаций: "...серия каменноугольных слоев от угленосной толщи внизу до верхнего карбона вверх в Подмосковном бассейне сложена известняками и доломитами. При поверхностном рассмотрении эта толща представляется однородной... Однако геолог, который для решения практических и теоретических вопросов будет искать в формации определенные парагенезисы пород, сразу выделит в карбонатной серии Подмосковного бассейна... две формации, отличающиеся друг от друга своими парагенезисами. В верхней из них, сложенной известняками и доломитами московского и уральского отделов, парагенезис пород совершенно специфичен. Кроме многочисленных видов известняков и доломитов, в этот парагенезис входят карбонатные красные глины, красно-бурые, красные и пестрые песчаники, встречающиеся в западной части формации в виде отдельных линз и горизонтов, подстилающего формацию (верейский горизонт). Красных, розовых, зеленых мергелей очень много, также много доломитов, причем доломитов различного типа, из которых одни располагаются по западной окраине формации в соседстве с песчаниками, другие встречаются в самой серии, вне зависимости от кластических пород. Далее местами находятся включения гипса, в магнезиальных мергелях палыгорскит и изредка ратовкит.

Как известняки и доломиты, образующие основные, подавляющие массы пород формации, так и включения гипса и, может быть, ратовкита нужно считать патрическими членами формации. Красные и пестрые песчаники и глины, залегающие сравнительно немошными слоями либо отдельными линзами, являются аллофильными членами, но они представляют чрезвычайно характерный элемент формации.

Для нижней части визейской толщи характерны иные соотношения. Там тоже среди известняков и редких доломитов встречаются красные, белые, палевые, пестрые глинистые образования, но непохожие на верхние. Это прежде всего тот слой, который вверху динанта был описан М.С. Швецовым как высококовская толща; он сложен белыми вязкими глинами, бесструктурными, с цветными примазками с обломками известняков и кремней; эта элювиальная толща представляет собой кору выветривания серпуховских и более древних пород... В низах этой формации среди известняков, местами темно-серых, встречаются пропластки углей, часты

прослой кварцевых песков и серых, иногда темно-серых глин, обычно карбонатных... К северо-западу (г. Тихвин) наблюдается в глинах обогащение глиноземом... Таким образом, визейская толща... представляет самостоятельную формацию, патрическими членами которой являются известняки, доломиты, может быть, углистые прослой, а аллофильными — темно-серые глины, кварцевые, часто светлые пески, пестрые и белые каолиновые глины, содержащие железистые скопления, и глины, обогащенные глиноземом, может быть, бокситы.

Как мы видим, парагенезисы средне- и верхнекаменноугольной толщи, с одной стороны, и визейской — с другой, настолько различны, что эти образования заслуживают выделения в две самостоятельные формации... различны и условия отложений пород обеих формаций: нижняя из них, как показал М.С. Швецов, образовалась в условиях влажной тропической области; верхняя, как это следует из работ И.В. Хворовой, сформировалась в бассейне, примыкающем к обширной аридной зоне. Следовательно, эти две формации столь различны, что их нельзя соединять в одну" (Шатский, 1960, с. 19–20).

Мы привели столь подробно рассуждения Н.С. Шатского, чтобы показать методический прием, использованный им для расчленения карбонатной толщи на формации. Н.С. Шатский при расчленении карбонатной толщи не акцентировал внимания на крупном перерыве в осадконакоплении, разделяющем две формации. По-видимому, уже один факт наличия крупного регионального перерыва в осадконакоплении со следами выветривания нижней толщи известняков в континентальных условиях мог свидетельствовать о необходимости выделения двух самостоятельных карбонатных формаций. Не случайно новосибирские геологи, имеющие дело с внешне однообразными терригенными отложениями мезозоя — палеогена Западно-Сибирской плиты, большое внимание уделяют изучению перерывов в осадконакоплении (правда, при этом в ряде случаев преувеличивают их роль).

Основной способ изучения формаций на любом этапе исследования — сравнительный анализ всех параметров ее состава и строения внутри объема, занимаемого телом формации в земной коре. Поэтому изучение формаций предусматривает картирование, составление разрезов формаций, схем взаимоотношения смежных формаций, диаграмм изменения различных параметров, характеризующих формацию.

По окончании первого этапа формационного исследования составляется детальная петрографическая, фашиально-палеогеографическая характеристика формаций, выявляются закономерности изменения ее состава и внутреннего строения и устанавливаются генетические условия накопления формаций. Этот уровень исследований некоторые геологи не связывают с собственно формационными исследованиями (Боголепов, 1970).

Формация, являясь парагенезисом горных пород, выступает также и как парагенезис географических вариантов генетических типов отложений (Шанцер, 1966), поскольку каждая формация, как правило, является полигенетическим образованием. В этом смысле формацию определяют как "генетическую совокупность фаций" (Л.Б. Рухин), "комплекс фаций" (В.В. Белоусов). Раскрытие генетической сущности формации, а следовательно, и обоснованные палеотектонические реконструкции невозможны без детального литологического изучения парагенезиса. Комплекс исследований, включающих так называемые литофашиальный и биофашиальный анализы, и вопросы, которые при этом решаются, освещены в работах Л.Б. Рухина (1961), В.М. Сеницына (1967), В.П. Марковского (1966), Р.Ф. Геккера (1957), Р.Ф. Геккера и др. (1962), В.И. Попова и др., (1963), И.В. Хворовой (1962, 1965), Г.Ф. Крашенинникова (1971) и во многих других работах.

Второй этап соответствует исследованиям геологических тел более высокого ранга. Формации на этом этапе их изучения выступают как единицы анализа. В ходе исследований необходимы сравнительный анализ состава и строения данного парагенезиса пород со смежными одновозрастными парагенезисами, оценка степени индивидуальности характеристик данного парагенезиса относительно средних характеристик одновозрастных парагенезисов.

Важной составной частью исследований является сравнительное изучение выделенных формаций в зависимости от типов тектонических структур, с которыми они пространственно связаны. При этом анализируются форма тела формации, степень сопоставимости площади распространения формации и границ ее внутренних фациальных зон с границами тектонических структур, установленных по условиям залегания пород и разрывным нарушениям. Особое место при этом отводится анализу геофизических материалов. Составляются вертикальные ряды формаций и парагенетических ассоциаций формаций, развитых в границах структурных элементов разных порядков, и оценивается структурная обусловленность конкретных формаций. Изучение вертикальной последовательности формаций проводится с учетом их взаимоотношения (перерывы, угловые несогласия).

Итогом структурно-морфологического изучения формаций являются различного типа региональные и общие группировки и классификации формаций, основанные на тектоническом принципе, суммирующие данные о приуроченности конкретных формаций к определенным структурным элементам земной коры и к стадиям их развития. Тектонический принцип классификации формаций не следует понимать таким образом, что каждой элементарной тектонической структуре должны соответствовать строго определенные типы формаций. Только ограниченное число типов формаций обнаруживает строгую структурную приуроченность. Однако удается установить особенности в составе или строении одинаковых формаций в геосинклинальной и орогенной областях и на платформе, а также в пределах прогибов и на поднятиях.

На первом и втором этапах формационного исследования особое место занимает изучение парагенезисов в связи с полезными ископаемыми. Полезные ископаемые входят в состав парагенетических ассоциаций, присутствуют в виде минеральных примесей в отдельных типах пород, а подчас слагают основной объем формационного тела. Обычно парагенетические ассоциации горных пород, выделяемые на основе присутствия в них определенного вида полезного ископаемого, отвечают понятию группы формаций: угленосных, фосфоритоносных и т.д. Эти группы объединяют формации, различные по условиям образования и тектонической принадлежности. При специальном изучении формаций для установления поисковых критериев выясняется пространственное положение горизонтов полезного ископаемого в теле формации. Для обоснования прогнозной оценки новых площадей необходимо сравнительное изучение группы формаций, содержащих полезное ископаемое, с выяснением их возраста, тектонической приуроченности, особенностей вещественного состава и строения, а также с оценкой их практической значимости.

Важнейшей составной частью формационного исследования является составление карт формаций. Карта геологических формаций в совокупности с формационными разрезами является определенным итогом изучения формаций и одним из основных документов для их анализа. Для составления карт формаций используется несколько методик (Цейслер, 1967а). Обычно карты формаций составляются по типу литолого-геологических, литолого-фациальных и специальных литолого-фациальных карт со скользящими возрастными границами. Легенды карт формаций зависят от их масштаба и типа и могут существенно различаться.

ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ МЕТОДИЧЕСКИЕ ПРИЕМЫ АНАЛИЗА ФОРМАЦИЙ

В соответствии с общими положениями методики формационных исследований изучение формаций было проведено в два этапа: 1) выделение формаций, 2) анализ формаций.

Приемы выделения формаций, использованные в работе, основаны на главнейших положениях, сформулированных Н.С. Шатским (1954, 1955, 1960) и Н.П. Херасковым (1952, 1965, 1967).

При выделении парагенетических ассоциаций горных пород, а главное — при уточнении объемов парагенетических ассоциаций, выделяемых в ранге формаций,

автор опирался на личные наблюдения, используя имеющиеся публикации, посвященные общей геологической характеристике рассматриваемой территории в томах "Геология СССР" (1966, 1967, 1969, 1970, 1972) и в специальных монографиях, отражающих результаты стратиграфических и литологических исследований по мезозою юга СССР. Для уточнения объемов формаций важное значение имели опубликованные в последние годы корреляционные унифицированные стратиграфические схемы юры и мела по территории Средней Азии, Кавказа, Украины, а также путеводители по опорным разрезам юры и мела (Путеводитель..., 1965, 1966, 1968а, б).

Выделение формаций в пределах зарубежной территории было проведено исключительно по литературным данным, чему способствовали недавно опубликованные монографии по геологии и полезным ископаемым Ближнего и Среднего Востока и Африки (Перфильев и др., 1973; Хаин и др., 1973; Геология..., 1973).

Степень обоснованности парагенезисов, выделяемых в качестве формаций, для всей рассматриваемой площади неодинакова. В районах, специально нами изученных, выделение формаций основывалось на петрографическом изучении разновидностей пород, анализе их взаимоотношения в разрезе и на площади. В большинстве случаев мы располагали сведениями о количественной характеристике парагенетических ассоциаций пород и их внутренней структуре, а также о происхождении пород, составляющих ассоциации. Там, где выделение формаций было проведено только на основе опубликованных литологических, стратиграфических и общегеологических данных, степень обоснованности отнесения толщи к той или иной формации снижается, поскольку имеющиеся характеристики парагенетических ассоциаций в большей мере качественные, чем количественные. В результате этого для зарубежных территорий формационная принадлежность стратиграфических комплексов устанавливается приблизительно, с точностью до групп формаций (карбонатных, красноцветных, угленосных и т.п.). Неравноценный материал по характеристике формаций, развитых на всей рассматриваемой площади, не позволяет составить всестороннего описания конкретных формаций и их типов, но и не является преградой для решения основных задач настоящего исследования, методической основой которого является анализ латеральных и вертикальных рядов формаций.

Анализ латеральных рядов позволяет уточнить роль отдельных факторов (тектоники, климата) при обособлении парагенезисов горных пород и парагенезисов формаций. Он использован для выявления черт сходства и различий парагенезисов горных пород, формировавшихся одновременно в пределах различных (платформенных и геосинклинальных) структур. Сравнивались вещественный состав и структура формаций. Анализ латеральных рядов формаций был впервые использован Н.С. Шатским в 1954 г. в связи с выявлением закономерностей распространения глауконитовых и кремнистых формаций. Обзор площадного распространения формаций глауконитовой группы в разрезе мел-палеогеновых отложений Европы, Азии, Африки, Америки позволил Н.С. Шатскому (1954) сделать важные палеоклиматические выводы. В этой же статье Н.С. Шатским использовано понятие "пояс формаций". В пояс формаций им включены примерно одновозрастные формации, обладающие общими признаками (присутствие глауконита, желваковых фосфоритов). В нашей работе понятие о поясе формаций получило дальнейшее развитие в виде представлений о фоновой ассоциации формаций.

Чтобы выявить общие закономерности изменения формационного состава мезозойских и палеогеновых отложений бассейна Тетис, разрез альпийского геосинклинального комплекса, включающего отложения от верхнего триаса по палеоген (Муратов, 1963б), мы расслоили на части по рубежам, соответствующим изменению литологического состава отложений в большинстве районов рассматриваемой территории. Каждая выделенная часть (секция) альпийского геосинклинального комплекса (Цейслер, 1972а) и его аналогов на платформах имеет скользящие возрастные границы. В районах, где эти выделенные части выражены полно, они соответствуют следующим стратиграфическим подразделениям: верхний триас — аален, байос — бат, келловей — титон, неоком, апт — альб, сеноман — турон —

коньяк, сантон — маастрихт, даний — нижний палеоцен, верхний палеоцен — нижний эоцен, средний — верхний эоцен, олигоцен — нижний миоцен. Стратиграфические объемы выделяемых частей разреза не остаются строго постоянными на всей площади. Например, в одном случае отложения сеномана целиком сложены такими же глауконитовыми песчаниками, как подстилающие отложения альба, в другом — только нижняя часть сеномана литологически сходна с альбом, а верхняя формационно связана с туроном, в третьем случае весь сеноман сложен мергелями, идентичными туронским, т.е. сеноман входит в состав разных секций. Каждая выделенная секция альпийского геосинклинального комплекса в конкретной структуре может быть представлена одной или двумя формациями, так как участками происходит расслоение секций, появление на их рубежах и внутри них перерывов и несогласий, что связано с индивидуальными особенностями истории развития тектонических структур.

Анализ латеральных рядов формаций может рассматриваться как изучение фациальной неоднородности (изменчивости) отдельных частей (секций) альпийского комплекса внутри стратиграфических подразделений, сохраняющих определенную формационную характеристику на значительной площади.

Изучение фациальных взаимоотношений между формациями, слагающими части альпийского геосинклинального комплекса, используется нами как прием, позволяющий выявить общие закономерности пространственного размещения формаций в связи с тектоническими структурами. Пространственно сопряженные формации, обладающие общими признаками, составляют ассоциации формаций.

Анализ вертикальных рядов формаций наиболее широко используется в работах тектонистов. Именно на нем основано выделение этапов и стадий в развитии геосинклинальных областей и платформ. Методика самого анализа наиболее полно освещена в работах В.Е. Хаина (1959, 1973 и др.). Целый ряд положений этой методики не может считаться бесспорным, и автор это попытается показать на конкретном материале. Те различия в выводах, к которым приходят исследователи, используя анализ вертикальных рядов формаций, вызваны прежде всего неодинаковыми величинами объемов парагенезисов пород, взятых в качестве исходной единицы при формационном анализе. Не может оспариваться тот факт, что число стадий и направленность в развитии оказываются различными в зависимости от того, возьмем ли мы в качестве формации толщу объемов в подъярус, отдел или систему.

Оценить продолжительность "жизни" частной структурной формы можно на основе определения возраста формаций, пространственно обособленных на площади данной структуры. Появление в вертикальном ряду формаций частного прогиба (или поднятия) парагенетических ассоциаций горных пород, площадь распространения которых намного больше площади изучаемого прогиба (поднятия), позволяет нам делать вполне определенные выводы об отмирании данной структурной формы, о структурной перестройке. Анализ вертикальных рядов формаций проведен в два этапа. Вначале сравнивались вертикальные ряды формаций, соответствующих альпийскому геосинклинальному этапу развития структур Альпийской складчатой области (юра — палеоген), а также синхронные им ряды формаций на смежных платформах. Затем сравнивались орогенные (молассовые) формации альпийского этапа в области их распространения и изучалось их взаимоотношение с подстилающими формациями.

Глава II

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЕ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ БАССЕЙНА ТЕТИС

Рассматриваемые в работе осадочные комплексы тесно связаны с крупным морским бассейном, занимавшим в мезозое место Средиземного моря, т.е. разделявшим сушу Евразийского и Африканского материков. В соответствии с представлениями Э. Зюсса, Э. Ога, А.П. Карпинского, А.А. Борисяка, А.П. Павлова, Н.М. Страхова этот бассейн в работе именуется Тетис. Природа бассейна дискуссионна, площадь его не оставалась постоянной на протяжении мезозоя.

Нередко Тетис отождествляется со Средиземноморской альпийской геосинклиналью (Борисяк, 1931; Архангельский, 1947; и др.). А.П. Павлов в дополнительной главе к переводу монографии Э. Ога (1932) подчеркивал: "Альпийский ороген — это часть Тетиса Мезозойного Средиземного моря, которое простиралось между африканским континентальным цоколем и европейской плитой... Тетис нельзя считать мелким узким морем, узкой геосинклиналью с мелководными отложениями; это было открытое море, океан с абиссальными, глубоководными и мелководными осадками, подобный нынешнему Атлантическому океану" (с. 376).

Контуры океана Тетис четко очерчивались в периоды регрессий (триас, ранняя юра), когда он располагался в области, ныне занятой альпийскими эпигеосинклинальными структурами. В периоды трансгрессий его площадь резко увеличивалась, так как оказывались затопленными значительные части прилежащих платформ; воды бассейна Тетис сливались с водами Полярного бассейна, и их границы на отдельных участках становились условными.

В работе рассмотрена структурная характеристика территории, занятой водами океана Тетис в период максимальной трансгрессии (поздний мел). Эта территория соответствует южным и западным областям Советского Союза (Украина, Молдавия, запад Белоруссии и Прибалтики, Крым, Кавказ и Закавказье, Средняя Азия), странам Малой Азии, Ближнего и Среднего Востока, Северной Африке и Аравии, Западной и Южной Европе.

Мезозойские и кайнозойские отложения на столь обширной территории занимают различное структурное положение в связи с ее тектонической неоднородностью: В соответствии с современными принципами тектонического районирования, положенными в основу Тектонических карт СССР (1956, 1961), Международной тектонической карты Европы (1964), Тектонической карты Евразии (1966), Физико-географического атласа Мира (1964), рассматриваемая территория включает: а) окраинные части трех древних платформ — Восточно-Европейской, Африкано-Аравийской и Индостанской; б) молодые платформы — Западно-Европейскую и юг Центрально-Евразийской (Гарецкий, 1972); в) Альпийскую геосинклинальную складчатую область и впадины внутренних морей; г) эпиплатформенные орогенные области Тянь-Шаня, Сахарского и Высокого Атласа.

Перечисленные тектонические области отвечают трем палеогеографическим зонам широтного бассейна Тетис: внутренней и двум периферическим (северной и южной). Внутренняя зона на протяжении всей мезозойской истории была занята морским бассейном, участками глубоководным с корой океанического типа. На месте внутренней зоны образовалась Альпийская геосинклинальная складчатая

область (Альпийский пояс, по В.Е. Хаину). Периферические зоны Тетис соответствуют плитам молодых и древних платформ, затопляемым в периоды трансгрессий. В мезозое они представляли собой окраинные шельфовые моря.

Северная периферическая зона занимала Туранскую плиту, Южный Тянь-Шань и Афгано-Таджикскую впадину, Скифскую и Мизийскую плиты и распространялась в область южных и западных синеклиз Восточно-Европейской платформы: Прикаспийской, Причерноморской, Украинской, Польско-Литовской. В западном секторе северная периферия бассейна Тетис занимала прогибы Западно-Европейской платформы (Аквитанская, Парижская, Южно-Германская впадины) и разделяющие их поднятия.

Общая тектоническая характеристика рассматриваемой зоны освещена во многих обобщающих работах и на обзорных тектонических картах. Важное значение для общего понимания структур северной зоны Тетис имеют работы Г.И. Амурского (1966, 1972), А.А. Бакирова и др. (1963), В.Е. Бураковского и др. (1970), Р.Г. Гарецкого (1972), К.Н. Кравченко и др. (1973), Н.А. Крылова (1968), М.Ф. Мирчинка и др. (1963, 1966), М.В. Муратова и др. (1962), Б.А. Петрушевского (1955), Н.Ю. Успенской и Н.Н. Таусон (1972), А.В. Чекунова (1972), материалы, изложенные в объяснительных записках к Тектонической карте Евразии (1966), Международной тектонической карте Европы (1964) и др.

Осадки бассейна Тетис на Восточно-Европейской платформе развиты в Прикаспийской синеклизе, в Ульяновско-Саратовском прогибе, в мезозойской Днепровско-Донецкой (Украинской) синеклизе, в Причерноморской впадине и на восточном погружении Украинского щита, а также в Польско-Литовской синеклизе.

Прикаспийская синеклиза в мезозое — кайнозое унаследовала позднепалеозойский прогиб внешнего юго-восточного угла Восточно-Европейской платформы. Границы мезозойской синеклизы определяются зонами протяженных флексур — Волгоградской, Жадовской и др. Синеклиза отличается полным стратиграфическим разрезом мезозоя и кайнозоя, широким распространением морских отложений, большими мощностями. В юго-восточном направлении синеклиза соединяется с Северо-Устьюртским прогибом Туранской плиты.

Ульяновско-Саратовский прогиб отделен от Прикаспийской синеклизы зоной Доно-Саратовского вала. Прогиб наложен на Токмовский свод и восточную часть Воронежской антеклизы. Прогиб асимметричен, мощности и степень полноты разреза увеличиваются в юго-восточном направлении к Прикаспийской синеклизе, с которой он генетически тесно связан.

Днепровско-Донецкая (Украинская) синеклиза наложена на палеозойский Днепровско-Донецкий прогиб и южную часть Воронежской антеклизы. Область наибольшего прогибания локализуется в полосе Харьков — Чернигов. Отложения мезозоя — палеогена залегают практически горизонтально и только на северной окраине Донецкого бассейна дислоцированы.

Причерноморская впадина в северной части наложена на Украинский щит, ее южное крыло расположено вне пределов древней платформы (Равнинный Крым, Каркинитский залив). Мезозой — кайнозой участвует в строении двух типов структур: системы шовных грабенов, которые расположены вдоль южной границы платформы (Придобруджинский, Каркинитский, Сивашский) и сложены дислоцированными образованиями юры, отчасти нижнего мела (Каменецкий и др., 1973), и собственно Причерноморской синеклизы, которая образована меловыми и кайнозойскими отложениями. Их мощности возрастают в южном направлении, достигая максимальных значений за пределами Восточно-Европейской платформы.

Вдоль западной окраины платформы мезозойские и палеогеновые отложения образуют Польско-Литовскую синеклизу. Полные, относительно более мощные разрезы мезозоя и палеогена приурочены к частям синеклизы, унаследовавшим палеозойские прогибы (Львовская впадина, Балтийская синеклиза), сокращенные — к зонам палеозойских поднятий (Белорусская антеклиза). Мощности мезозойских и палеогеновых отложений увеличиваются в западном направлении. Польско-Литовская синеклиза является восточной частью крупной Поль-

ско-Германской (Датско-Польской) впадины, осевая зона которой расположена вне древней платформы.

С юга, запада и юго-востока Восточно-Европейская платформа окаймлена плитами молодых (эпипалеозойских) платформ. На юго-востоке расположена Туранская плита. Наиболее полные разрезы мезозоя и кайнозоя приурочены к структурным элементам юго-восточной (Мургабская впадина) и северо-западной (Северно-Устюртский, Южно-Мангышлакский прогибы) частей Туранской плиты. В зонах поднятий фундамента (Мангышлакская, Туаркырская), на Карабогазском и Центрально-Каракумском сводах мощности мезозоя и кайнозоя уменьшены. В северо-восточные районы плиты (Сырдарьинская, Чу-Сарысуйская, Тургайская синеклизы) трансгрессии Тетис проникали только в поздне меловое и палеогеновое время, в связи с чем на больших площадях юрские и нижнемеловые отложения из разреза выпадают. На Мангышлакском и Туаркырском поднятиях перм-триасовыми породами образован фундамент. Дислоцированные, прорванные интрузиями средне- и верхнетриасовые отложения участвуют в строении фундамента в Банди-Туркестане (Славин, 1970) и на юге Мургабской впадины.

В области новейшего эпиплатформенного орогенеза на Тянь-Шане, в Банди-Туркестане и Паропамизе юрские, меловые и палеогеновые отложения платформенного чехла дислоцированы, образуя различные типы глыбовых складок, изученных нами в юго-западных отрогах Гиссарского хребта (Цейслер, 1965). Олигоцен-антропогеновые отложения во впадинах Тянь-Шаня слагают молассовый комплекс большой мощности, развитый в Афгано-Таджикской, Ферганской, Нарынской, Иссык-Кульской и других впадинах.

Скифская плита протягивается от Добруджи через Равнинный Крым, северный шельф Черного моря, Азовское море и Северное Предкавказье до Среднекаспийской впадины. Мезозой и кайнозой в целом образуют чехол плиты. Морские триас-нижнеюрские отложения, вскрытые бурением в Западном Предкавказье (район Ейско-Березанского поднятия), отличаются высокой степенью дислоцированности, насыщенностью продуктами магматизма. Их относят к нижнему структурному этажу платформенного чехла (Муратов, 1964), к "переходному" комплексу (Летавин, Крылов, 1959; Мирчинк и др., 1963; и др.), к геосинклинальному комплексу, завершающему герцинский этап развития (Кизевальтер, 1967; Шлезингер, 1969; Гарецкий, 1972; и др.), к геосинклинальному комплексу "ранних" альпийских прогибов (Архипов, 1972). Местами в строении подобных структур участвует средняя и верхняя юра (Шлезингер, 1972). На юге плиты, примыкающей к Горному Крыму и Большому Кавказу, юрские отложения входят в ее чехол.

Меловые, палеоценовые и эоценовые отложения распространены в пределах всех крупных поднятий и прогибов Скифской плиты, однако полнота разрезов и их мощности подвержены значительным изменениям. Отмечается увеличение мощностей в южном направлении к полосе прогибов, примыкающей к альпийским складчатым сооружениям (Альминская впадина, Индольский, Восточно-Кубанский, Терско-Каспийский прогибы). Большие мощности меловых — эоценовых отложений отмечаются и в северной полосе прогибов (Каркинитская и Сивашская впадины, Манычский прогиб и др.). В пределах поднятий фундамента — Симферопольского, Новоселовского, Ставропольского, Прикумского, Донбасско-Промысловского — мощности чехла уменьшены. Платформенный чехол Скифской плиты залегает полого, но в ряде мест (Тарханкутская, Ейско-Березанская, Прикумская системы складок) меловые и палеогеновые отложения образуют складки с углами наклона крыльев в первые десятки градусов.

К западу от Скифской плиты, отделяясь от нее выступом Добруджи, расположена Мизийская плита. Мезозойско-кайнозойские образования слагают чехол плиты, в составе которого Р.Г. Гарецкий (1972) выделяет триасовый, юрско-палеогеновый и неоген-антропогеновый структурные ярусы. Триасовые отложения развиты в наиболее глубоких впадинах. В Северной Добрудже триас-лейасовые отложения входят в состав фундамента (Шлезингер, 1968); чехол здесь начинается с верхней юры. Наиболее широко распространен юрско-нижнемеловой комплекс. Верхнемеловой — эоценовый и верхнеэоценовый — олигоценый комплексы раз-

виты неповсеместно, в центральной части плиты они отсутствуют. Неоген-четвертичные отложения имеют широкое распространение, особенно в зонах краевых прогибов, наложенных на внешние части плиты. В целом толща мезозоя — кайнозоя залегают спокойно, погружаясь в северном направлении.

Эпипалеозойская Западно-Европейская платформа отличается блоковым строением. В ее пределах области развития мезозойско-кайнозойского чехла (впадины или "бассейны") разделены массивами с выходами фундамента (Армориканский, Центральный Французский, Вогезы и Шварцвальд, Чешский, Брабантский, Гарц, Тюрингский и др.). Крупнейшими впадинами являются Северо-Германская, Парижская, Аквитанская, Южно-Германская.

Наиболее крупной и сложно построенной является Северо-Германская (Датско-Польская) впадина, восточная часть которой (Польско-Литовская синеклиза) захватывает край Восточно-Европейской платформы. В пределах впадины развит полный разрез мезозоя и кайнозоя, причем мощности его очень резко изменяются в связи с блоковым строением впадины (Успенская, Таусон, 1972). Простирается структур северозападное. На севере впадины известны соляные купола. Перед фронтом Восточных Альп вытянута Южно-Германская впадина. Ее структура освещена в работе Р.Г. Гарецкого (1972). В ней широко распространены триасовые и юрские отложения. Меловые отложения развиты на юге впадины; олигоцен-плиоценовый структурный этаж перекрывает ее южную часть в зоне Предальпийского прогиба.

Парижская впадина имеет форму неправильного треугольника, обрамленного выступами фундамента. На севере она сливается с Гемпширской впадиной Южной Англии. Наибольшие мощности чехла (до 3 км) отмечаются в центральной части впадины. Юрские отложения развиты повсеместно, меловые и палеогеновые — занимают центральную часть впадины. Границам систем соответствуют перерывы в осадконакоплении. В северной части впадины распространены линейные антиклинали и синклинали, образованные мезозоем — палеогеном.

Аквитанская впадина отделена Армориканским и Центрально-Французским массивами от Парижской, соединяясь с ней "проливом" Пуату (по юрским отложениям). Платформенный чехол начинается триасом, который имеет наибольшие мощности в юго-западной части впадины. Юра имеет сплошное распространение, в то время как нижний мел развит только на западе. Главную роль в разрезе нижнего мела играют отложения апта-альба. Верхнемеловые образования залегают трансгрессивно, а палеоцен-среднеэоценовые — со следами перерыва. Верхний структурный этаж (верхний эоцен — миоцен) представлен моласами Предпиренейского прогиба. Отложения чехла образуют серию крупных линейных антиклиналей и синклиналей северозападного простирания. С верхнетриасовыми отложениями связаны солянокупольные структуры.

Южная периферическая зона соответствует современным эпиплатформенным структурам Высокого и Сахарского Атласа, а также широкой Сахарско-Ливийской зоне перикратонных опусканий. Восточнее она занимает Восточно-Средиземноморскую зону перикратонных опусканий и Аравийскую плиту, а также западный край Индостанской платформы. Тектоническая характеристика указанной области имеется в работах М.М. Алиева и др. (Алиев, Лаусин, Сейфул-Мулюков и др., 1971; Алиев, Лаусин, Корж и др., 1971), А.А. Бакирова и др. (1971), И.В. Высоцкого, Я.Г. Каца и др. (Геология..., 1973), И.А. Воскресенского и др. (1968), В.П. Поникарова (1967), В.П. Поникарова и др. (1969), А.В. Разваляева (1971), В.Е. Ханна (1971).

Область герцинид Северной Африки расположена между альпийскими геосинклинальными структурами Телль-Рифской зоны и докембрийской Африкано-Аравийской платформой, соответствуя территории Береговой Месеты, Высокого и Сахарского Атласа. Платформенный чехол (триас — палеоген) имеет наибольшую мощность в горах Атласа, где он дислоцирован в результате проявления неоген-четвертичного эпиплатформенного орогенеза. Неогеновые и четвертичные отложения образуют молассовый комплекс, развитый во впадинах.

Северная часть Африкано-Аравийской платформы занята крупнейшей зоной перикратонных опусканий. От Атласских гор на западе до Синайского полуострова на востоке протягивается широтная Сахарско-Ливийская зона опусканий (Хаин, 1971). В ее пределах различается несколько синеклиз. Западное положение занимает Восточно-Сахарская синеклиза, заполненная лагунно-континентальной нубийской серией и морскими отложениями верхнего мела — палеоцена. У побережья Средиземного моря расположена Триполитанская антеклиза (свод) с разрезом мезозоя. Восточное положение занимает Ливийская синеклиза с полным разрезом морского мезозоя. Примыкающие к ней с юга впадины Мурзук и Куфа заполнены нубийской серией. В западной части широтной Ливийской синеклизы расположено поперечный субмеридиональный Сиртский прогиб, наложенный в позднемеловое время на поднятый участок плиты. На востоке обособливается субмеридиональный Нижненильский (Жаирский) прогиб.

Восточное побережье Средиземного моря (Иордания, Израиль, Сирия) занято Восточно-Средиземноморской зоной перикратонных опусканий (Хаин, 1971), охарактеризованной в работах В.П. Поникарова (1967), А.В. Разваляева (1971) и др. Зона крупнейших меридиональных разломов, к которой приурочены современные рифтовые структуры, контролирует положение восточного края перикратонного прогиба ступенчатым изменением мощностей мезозоя и кайнозоя. Юрские и меловые отложения в пределах рассматриваемой территории образуют систему складок меридионального и северо-восточного (пальмирского) простирания.

Территория платформы к востоку от Нубийско-Аравийского щита представляет собой обширную область прогибания в палеозое, мезозое и кайнозое — Аравийскую плиту, наклоненную к северо-востоку, к Месопотамскому прогибу. В центральной части плиты обособлено Южно-Аравийское поднятие; южная окраина плиты занята крупной, широтно ориентированной синеклизой Руб-Эль-Хами. Мезозой — кайнозой слагает верхнюю часть чехла Аравийской плиты. Наличие перерывов в подошве нижней и верхней юры, готерива, верхнего мела, верхнего сенона и олигоцена позволяет наметить этажность в строении ее чехла.

На крайнем востоке южной периферической зоны бассейна Тетис расположен западный склон Индостанской платформы с чехлом морского мезозоя и кайнозоя, погружающийся в сторону складчатых сооружений Сулеймановых гор и Киртхара. Саккарский выступ разделяет склон на две моноклинали: северную — Бахавалпурскую и южную — Синдскую. На юге Синдская моноклинал осложнена двумя валлообразными поднятиями: Хайдарабадским и Талар-Набисарским (Воскресенский и др., 1971). В разрезе чехла участвуют триас-юрские, меловые и кайнозойские отложения. Их наибольшие мощности приурочены к Предкиртхарскому и Предсулейманскому прогибам и разделяющему их поднятию Мари-Бутти. Отмечаются перерывы на границе юры — мела, внутри верхнего мела, на границе мела — палеогена, в основании олигоцена (Воскресенский и др., 1971).

Центральная зона — пространство между платформенными структурами северной и южной периферических зон бассейна Тетис — занята Альпийской геосинклинальной складчатой областью, которая протягивается широтно от Гибралтара через Южную и Юго-Восточную Европу, Турцию, Иран и Афганистан к Индостанскому полуострову. В Альпийской складчатой области расположены гл. б. бокие котловины внутренних морей (Средиземного, Черного и Каспийского), захватывающие также и края смежных платформ. Рассматриваемая область характеризуется прежде всего высокогорным, сильно расчлененным рельефом, высокими градиентами мощностей мезозойских и палеогеновых отложений, сложной складчатостью, широким проявлением молодого интрузивного и эффузивного магматизма, наличием офиолитовых поясов мезозойского — палеогенового возраста.

В строении Альпийской геосинклинальной области участвует несколько разновозрастных структурных комплексов, дислоцированных и метаморфизованных в разной степени. Докембрийские и палеозойские структурные комплексы составляют основание, на котором развивались альпийские геосинклинальные системы (Муратов, 1969). **Альпийский геосинклинальный комплекс** в геосинклинальных

системах продолжительного развития включает верхний триас, юру, мел и палеоген, участками нижний миоцен (Муратов, 1963а). Объем геосинклинального комплекса в разных структурах оказывается неоднозначным, что дало основание М.В. Муратову (1963б) все альпийские прогибы разделить на группу "ранних", заложившихся в течение триаса — средней юры, и группу "поздних", заложившихся в послесреднеюрское время. В.Е. Хаин (1968) выделяет группы прогибов длительного и короткого развития. Неогеновые и четвертичные отложения образуют альпийский молассовый комплекс, перекрывающий геосинклинальный.

Альпийская складчатая геосинклинальная область отделена от эпипалеозойских и древних платформ зонами разломов и прерывистыми цепочками неоген-четвертичных молассовых впадин — альпийскими краевыми прогибами. Северный край области определяется положением Предпиренейского, Предальпийского, Предкарпатского, Индоло-Кубанского, Терско-Кумского, Предкопетдагского прогибов. Вдоль южного края протягиваются прогибы, из которых крупнейшими являются Предрифский, Месопотамский, Предкиртхарский, Предсулейманский. На участках, где альпийские геосинклинальные складчатые структуры примыкают к эпиплатформенным орогенным областям, краевые прогибы редуцированы, их роль выполняют линейные межгорные впадины.

Наиболее общие вопросы строения крупных участков и всей Альпийской складчатой области освещены в работах И.В. Архипова, М.В. Муратова и Е.С. Постельникова (1964), И.В. Архипова (1972), М.В. Муратова (1949, 1962, 1963б, 1964, 1969), Б.П. Бархатова (1971), В.Е. Хаина (1968, 1969, 1970), В.Е. Хаина, Я.Г. Каца и А.Г. Селищкого (1973), в объяснительных записках к Международной тектонической карте Европы (1964) и Тектонической карте Евразии (1966), а также в большом числе других публикаций. С позиций мобилизма строение Альпийской области рассмотрено И.П. Гамкрелидзе (1974). В пределах Альпийской геосинклинальной складчатой области обычно выделяются три широтные зоны: северная и южная зоны внешних мегантиклинорий и разделяющая их зона широкого развития срединных массивов, расчлененная разновозрастными системами геосинклинальных прогибов. Разрезы мезозоя и палеогена во внешних мегантиклинориях обычно миогеосинклинального типа, здесь широко распространены флишевые серии. Во внутренней области развиты вулканические серии, а вдоль краевых разломов присутствуют офиолиты.

Северные внешние мегантиклинории включают Пиренеи, Западные и Восточные Альпы, Западные, Восточные и Южные Карпаты, Стара-Планину, Горный Крым, Большой Кавказ, Большой Балхан, Копетдаг, Гиндукуш. Южное внешнее положение занимают мегантиклинории Рифа, Телльского Атласа, Западного Тавра и Восточного Тавра, Загроса, Прибрежного Мекрана, Киртхара и Сулеймановых гор.

Мегантиклинорий Пиренеев оформился на месте мелового геосинклинального прогиба (Павловский, 1965). Восточнее его расположен один из крупнейших мегантиклинорий — Альпийский, сформировавшийся на месте нескольких частных разновозрастных геосинклинальных прогибов (Трюмпи, 1965). Для Альп характерны сложное покровно-надвиговое строение и полный разрез мезозоя и палеогена геосинклинального типа. Большую площадь занимают выходы основания альпийского геосинклинального комплекса. Восточным продолжением Альп является мегантиклинорий Западных Карпат, близкий по типу строения к Альпам. Почти под прямым углом с ним сочленяется мегантиклинорий Восточных Карпат, а с последним — Южных Карпат, составляя в целом коленчато-изогнутую дугу, как бы опоясывающую Венгерскую и Трансильванскую впадины. К югу от Мизийской плиты расположен мегантиклинорий Стара-Планина.

В пределах южных районов Советского Союза в состав внешних альпийских мегантиклинорий входят структуры Горного Крыма, Большого Кавказа, Копетдага и Большого Балхана. Восточная часть Горного Крыма отличается полным разрезом геосинклинального комплекса, в то время как в его юго-западной части геосинклинальный комплекс завершается верхней юрой (Цейслер, 1971). Некоторые исследователи (Пчелинцев, 1966; Шлезингер, 1972) Горный Крым це-

ликом относят к киммерийским сооружениям и не включают в число альпийских структур, с чем нельзя согласиться. Мегантиклинорий Большого Кавказа представляет собой гетерогенную структуру с выходом в ядре комплекса основания (докембрий — палеозой) и альпийского геосинклинального комплекса (юра). Северное крыло мегантиклинория частично образовано поднятым краем Скифской плиты (Северо-Кавказский краевой массив). Южное крыло сформировано на месте двух юрско-палеогеновых флищевых прогибов (Новороссийского и Дибрарского) и погруженного края Дзирульского срединного массива (Рачинская зона). Расположенная юго-восточнее мегантиклиналь Большого Балхана оформилась на месте юрского геосинклинального прогиба. Меловые и палеогеновые отложения в своде структуры залегают резко несогласно и рассматриваются как отложения чехла Туранской плиты (Амурский и др., 1968). Советская часть Копетдага представляет собой внешнюю северную часть крупного складчатого сооружения Туркмено-Хорасанских гор (Резанов, 1959; Вальбе и др., 1970), отделенного от складчатых сооружений Аладага — Биналуда приразломным Мешхедским прогибом.

Крайним восточным звеном северной цепи внешних мегантиклинорий является складчатое сооружение Паропамиза — Гиндукуша. Мезозойские и палеогеновые отложения развиты на его северном крыле (Колчанов, 1969). Севернее Гиндукуша, на территории Банди-Туркестана, относимой обычно к молодой платформе (Славин, Мирзад, 1969; Хаин, 1969; Браташ и др., 1970; и др.), известен геосинклинальный средний и верхний триас. Это свидетельствует о том, что на ранних этапах развития внешний край Альпийской геосинклинальной области располагался севернее, чем это принято считать.

Южная ветвь внешних альпийских геосинклинальных структур на крайнем западе начинается складчатыми сооружениями Бетских Кордильер и системой Рифа — Тельского Атласа с полным миогеосинклинальным разрезом мезозоя и палеогена. Иберийская платформа занимает внутреннюю зону Альпийской складчатой области, и ее логично рассматривать как один из крупнейших срединных массивов внутренней зоны. Восточное окончание структур Тельского Атласа обрезано берегом Средиземного моря и южная внешняя ветвь погружена под его уровень. В Малой Азии южная ветвь внешних альпийских мегантиклинорий редуцирована. Вновь она получает полное развитие в складчатых сооружениях Загроса. В строении последних выделяются две зоны: внешняя — с карбонатным разрезом мезозоя и внутренняя — с офиолитами и радиоляритами (надвиговая зона). С севера к сооружениям Загроса примыкает Хамаданская складчатая зона с метаморфическими юрскими (?) отложениями и с офиолитами. В строении складчатых структур внешней зоны Загроса наряду с мезозойскими и палеогеновыми отложениями участвуют неогеновые молассы, поэтому граница с Месопотамским краевым прогибом проводится условно, особенно в восточной части Загроса. На меридиане г. Бендер-Аббас внешняя ветвь круто заворачивает к югу, в Оман. Восточнее ветвь прослеживается по границе с Индостанской платформой, соответствуя Киртхарскому и Сулейманскому мегантиклинориям с полными разрезами мезозоя и палеогена (Воскресенский и др., 1971).

Внутренняя зона в пределах Европейской части Альпийской складчатой области характеризуется сложным строением. С юга к мегантиклинорию Альп под углом подходят складчатые структуры Апеннинского полуострова и Динарский мегантиклинорий, сложенные мезозойскими и палеогеновыми отложениями. Они разделены погруженным под уровень моря Адриатическим массивом (Архипов и др., 1964); Р.Г. Гарецкий (1972) здесь выделяет Апулийскую платформу, захватывающую также южную часть Сицилии. Срединные массивы расположены к северо-востоку и востоку от Динарского мегантиклинория. В.М. Муратов предполагает наличие нескольких массивов под Венгерской впадиной, о чем свидетельствуют выходы древнего комплекса основания в горах Апеннин, в Южных Карпатах. Большая часть Балканского полуострова занята крупными Сербско-Македонским и Родопским докембрийскими срединными массивами, разделенными Вардарским синклинорием.

Вся центральная часть области Анатолии также занята крупными срединными массивами: Мизийско-Галатским, Мендересским, Кыршехирским и другими (Кетин, 1966), продолжающимися на востоке полосу массивов Балканского полуострова. Центральнo-Анатолийские срединные массивы с юга окаймляются складчатыми структурами Ликийского, Западного и Восточного Тавра, для которых характерно покровное строение и широкое развитие цветного меланжа (Хаин и др., 1973). Севернее срединных массивов, вдоль побережья Черного моря, расположены сложно построенные мел-эоценовые геосинклинальные структуры Западного и Восточного Понта, продолжение которых большинство исследователей видят в структурных зонах Малого Кавказа. Еще далее на восток указанная зона структур продолжается в складчатые сооружения Эльбурса, окаймляющие южное побережье Каспия.

Сложное строение имеет внутренняя зона Альпийской складчатой области на территории Ирана и Афганистана. Как уже отмечалось выше, часть Северного Ирана занята крупной системой поднятий Эльбурса — Аладага — Биналуда, примыкающей на северо-востоке к Копетдагу. Южное крыло этой системы поднятий сформировалось на месте протяженного прогиба палеогенового возраста (Сабзаварская зона). Пространство между Эльбурсом — Биналудом на севере и Загросом (включая Хамаданскую зону) на юге занято сложно построенным Центральнo-Иранским массивом, состоящим из отдельных блоков, разделенных приразломными прогибами (Хаин и др., 1973).

Крайняя восточная часть внутренней зоны также представляет собой область в той или иной степени переработанных срединных массивов (зона Центральнo-Афганских массивов). Наибольший интерес среди них представляют Фарахрудская и Гильмендская зоны (Славин, Мирзад, 1969; Хаин, 1969, 1970; Перфильев и др., 1973). Фарахрудская зона, по В.Е. Хаину, относится к категории слабо переработанных участков срединных массивов. В ее строении наряду с мел-палеогеновыми отложениями участвуют юрские. Гильмендская зона интересна тем, что в ее пределах верхний мел залегает резко несогласно на триас-юрских отложениях, связанных постепенным переходом с палеозоем. Гильмендскую зону В.Е. Хаин рассматривает как наиболее погруженную часть Центральнo-Афганского массива. А.Н. Демин (1973) считает, что в меловое время Гильмендская зона испытала геоантиклинальный режим, а в палеогеновое — орогенный.

К югу от Сейстанской (Южно-Афганской) молассовой впадины, под которую погружаются структуры Фарахрудской и Гильмендской зон, протягиваются широтные структуры Мекрана, образованные палеогеновым флишем. Продолжением структур северного Мекрана на северо-запад является Восточно-Иранский синклиорий, отделяющий крайний восточный блок Центральнo-Иранского массива — Лутскую глыбу (Штёклин, 1966) от структур Центральнo-Афганского массива. Северо-восточное продолжение флишевых зон Мекрана отмечается в тыловой части Сулейманского и Киртхарского мегантиклинориев.

Характерно, что крупнейшие межгорные молассовые впадины: впадина р. По, Венгерская, Трансильванская, Фракийская, Рионская, Куринская, Западно-Туркменская, Деште-Кевир, Лутская, Южно-Афганская, Харанская и многие другие, а также внутренние моря с глубоководными котловинами расположены во внутренней зоне Альпийской складчатой области.

В строении Альпийской складчатой области важная роль принадлежит глубинным разломам, которые определяют пространственное положение и простираение ее основных структурных элементов, создают общую линейность, а также определяют поперечную зональность — сегментарность области. Особое значение для понимания истории развития отдельных структур и всей Альпийской области в целом имеют глубинные разломы с выходами офиолитов, группирующиеся в протяженные офиолитовые пояса (Казьмин, 1966; Книппер, 1970; Ломизе, 1970, 1972; Моралев и др., 1970; Пинус, Велинский, 1970). Их роль особенно важна в свете представлений о соотношении участков с океанической и материковой корой в бассейне Тетис (Пейве, 1969).

Заканчивая на этом краткую характеристику тектонических структур, расположенных в пределах трех зон бассейна Тетис, следует еще раз подчеркнуть, что в северной и южной его периферических зонах юрские, меловые и палеогеновые отложения участвуют в строении чехлов плит древних и молодых платформ. Неогеновые и четвертичные отложения на большей части рассмотренной территории также слагают платформенные чехлы; в Тянь-Шане, Афгано-Таджикской впадине, Высоком и Сахарском Атласе они образуют эпиплатформенный орогенный комплекс. На территории Альпийской геосинклинальной складчатой области юрские, меловые и палеогеновые отложения образуют альпийский геосинклинальный комплекс, сложенный формациями, накопившимися в геосинклинальных прогибах, на геоантиклинальных поднятиях и срединных массивах. Неогеновые и четвертичные отложения образуют альпийский молассовый комплекс, перекрывающий геосинклинальный.

Глава III

ЛАТЕРАЛЬНЫЕ РЯДЫ И АССОЦИАЦИИ ФОРМАЦИЙ НА ПРИМЕРЕ ЮРСКИХ И МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БАССЕЙНА ТЕТИС

В настоящей главе мы постараемся показать, что вещественный состав мезозойских отложений на платформах и в Альпийской геосинклинальной области обладает существенными чертами сходства, обусловленными общими закономерностями распределения типов осадков в бассейне Тетис. Черты сходства выражены в том, что главные особенности литологического состава юрских и меловых отложений прослеживаются на многие сотни и даже тысячи километров почти без изменений. Иногда общее сходство состава отложений в разных зонах выступает на передний план, но иногда обнаруживается с трудом из-за местных различий. Различия разновозрастных формаций в вещественном составе парагенезисов, типе стратификации, градиентах мощностей, степени вторичных изменений пород, характере дислоцированности отложений всегда привлекали особое внимание, поскольку благодаря им удается противопоставить отложения платформенных и геосинклинальных областей. Фациальные изменения в разновозрастных отложениях разных структурных зон не должны и не могут заслонить важнейшие черты сходства в составе и строении разновозрастных формаций, накапливающихся в едином водном бассейне, покрывающем платформы и геосинклинальные области.

Для выявления закономерностей пространственного обособления формаций в связи с развитием элементарных тектонических структур типа геосинклинальных и платформенных прогибов и поднятий мы рассмотрим изменение формационной характеристики отдельных частей юрско-мелового разреза в соответствии с принятой методикой его расчленения. Формационная характеристика отложений показана на прилагаемых схемах распространения основных типов отложений средней юры (см. рис. 2), верхней юры (см. рис. 6), верхнего мела (см. рис. 8) бассейна Тетис, а также на разрезах, отображающих фациальную изменчивость нижней — средней юры, верхней юры — неокома, апта — верхнего мела, палеоцена — эоцена по трем пересечениям. Линии разрезов выбраны таким образом, что они пересекают все структурные элементы Тетис. Западная линия пересечения следует через Кавказ (см. рис. 3), средняя — через Копетдаг (см. рис. 4) и восточная — через Афгано-Таджикскую впадину (см. рис. 5).

При составлении схем и разрезов использован обширный литературный материал из разных источников. Для территории СССР использованы Атласы (1961, 1962, 1964, 1967, 1968, 1969). При составлении схем и разрезов по зарубежным территориям использовались различные публикации (Жинью, 1952; Бубнов, 1960; Петренко, 1960; Синицын, 1962; Обуэн, 1965; Бошев и др., 1965—1966; Казьмин, 1966; Кетин, 1966; Чирич, 1966, 1967; Логинова, 1969, 1970, 1972б; Безнососов и др., 1970; Браташ и др., 1970; Панов, 1970, 1972; Алиев, Лаусин, Сейфуль-Мулюков и др., 1971; Алиев, Лаусин, Корж и др., 1971; Бакиров и др., 1971; Бончев, 1971; Воскресенский и др., 1971; Карапетов и др., 1971; Надь, 1971; Полянский, Сафронов, 1971; Рязвальяев, 1971; Начев, 1972; Рутген, 1972; Успенская, Таусон, 1972; Демин, 1973; Каллимулин и др., 1973; Перфильев и др., 1973; Леонов и др., 1974; Brinkmann, 1960, 1971, 1972; James, Wind, 1965; Stöcklin, 1968, 1971; Altinli, 1966; Abbate et al., 1970; Bortolotti et al., 1970; Soliman et al., 1970; Bernoulli, 1971; Kamen-Kaye, 1971; Sestini, 1971; и др.).

В комплексе ниже-среднеюрских отложений выделяются формации нескольких групп: терригенные и терригенно-карбонатные с углями и бурыми железняками, карбонатные и кремнисто-карбонатные, карбонатные (терригенно-карбонатные) с гипсами и ангидритами, терригенно-вулканогенные. В южных районах СССР наиболее широкое площадное распространение имеют различные типы терригенных формаций: от грубообломочных конгломератовых и лимнических угленосных до флишевых и аспидных. Развитые на юге СССР ниже-среднеюрские терригенные формации связаны фациальными взаимоотношениями, образуя латеральный ряд, составляющий крупное и сложное геологическое тело. Латеральный ряд терригенных формаций местами включает тела карбонатных (известняковых) и вулканогенных формаций, имеющих подчиненное значение в массе терригенных толщ. Южнее располагается вторая часть латерального ряда ниже-среднеюрских формаций, выделяющаяся карбонатным составом формаций и образующая второе крупное формационное тело. Оно сложено в основном карбонатными, карбонатно-кремнистыми, терригенно-карбонатными формациями, среди которых "вкраплены" тела терригенных и вулканогенных формаций. Зона сочленения терригенной и карбонатной ассоциаций формаций обладает промежуточными характеристиками разрезов нижней – средней юры.

К югу от площади распространения карбонатных формаций выделяются карбонатно (терригенно)-сульфатные формации.

Тело, образованное латеральным рядом формаций, среди которых по вещественному составу преобладают формации одной группы, является ассоциацией формаций. Отдельные слагающие ее формации выступают как элементы крупного парагенезиса. Главными членами парагенезиса являются формации, обладающие признаками общего вещественного состава, второстепенными членами – любые формации, заключенные внутри ассоциации формаций (в данном случае – терригенной) (рис. 1).

Присутствие определенного вида минеральных ассоциаций в разрезе формаций, являющихся главными членами парагенезиса, объединяет эти формации общим фоновым признаком, свидетельствующим о единстве климатической обстановки осадконакопления. Фоновым признаком служат прослои углей, углистых сланцев и железных руд, широко распространенных среди терригенных ниже-среднеюрских отложений. Ассоциация формаций, обладающая общими фоновыми признаками, является фоновой ассоциацией формаций. Формация, имеющая наиболее широкое площадное распространение внутри фоновой ассоциации и отражающая наиболее четко фоновые признаки, может рассматриваться как формация-индикатор "фона".

Общая направленность изменения литологического состава ниже-среднеюрских отложений по вертикали, а также структурные перестройки в пределах бассейна Тетис привели к обособлению в разрезе двух литолого-стратиграфических комплексов: (рэт)лейас-ааленского и байос-батацкого. Эти комплексы часто разделены перерывами, угловыми несогласиями, и им подчинены границы формаций. Наиболее отчетливо они выделяются в областях распространения терригенных и карбонатно-терригенных типов разрезов нижней – средней юры в северной периферической зоне бассейна Тетис.

Ассоциация терригенных сероцветных формаций

Область распространения ассоциации сероцветных терригенных формаций нижней – средней юры занимает восточные районы северной периферической и центральной зон бассейна Тетис (рис. 2). Она включает южные окраинные синеклизы Восточно-Европейской платформы, Скифскую и Туранскую плиты, Тянь-Шань,

¹ Поскольку площади распространения нижней юры – аалена и байоса – бата близки, а в центральной и южной зонах бассейна Тетис их расчленение затруднено, оба комплекса нами охарактеризованы вместе.

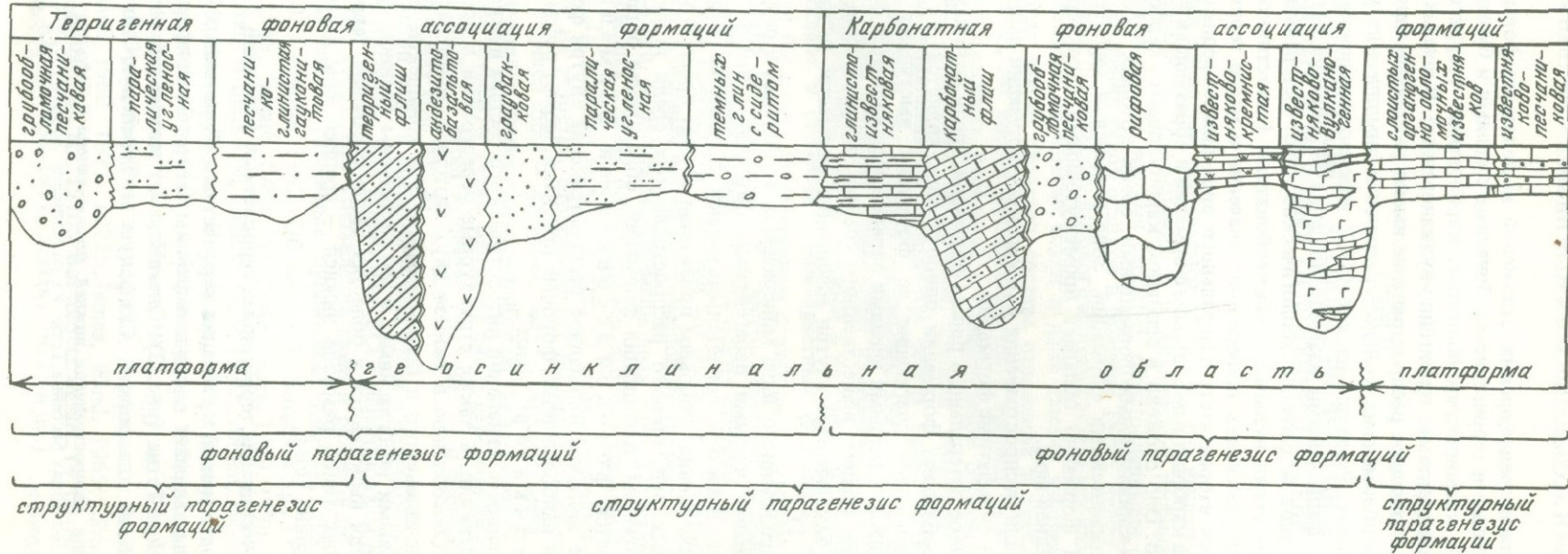


Рис. 1. Соотношение осадочных формаций и их ассоциаций в латеральном ряду

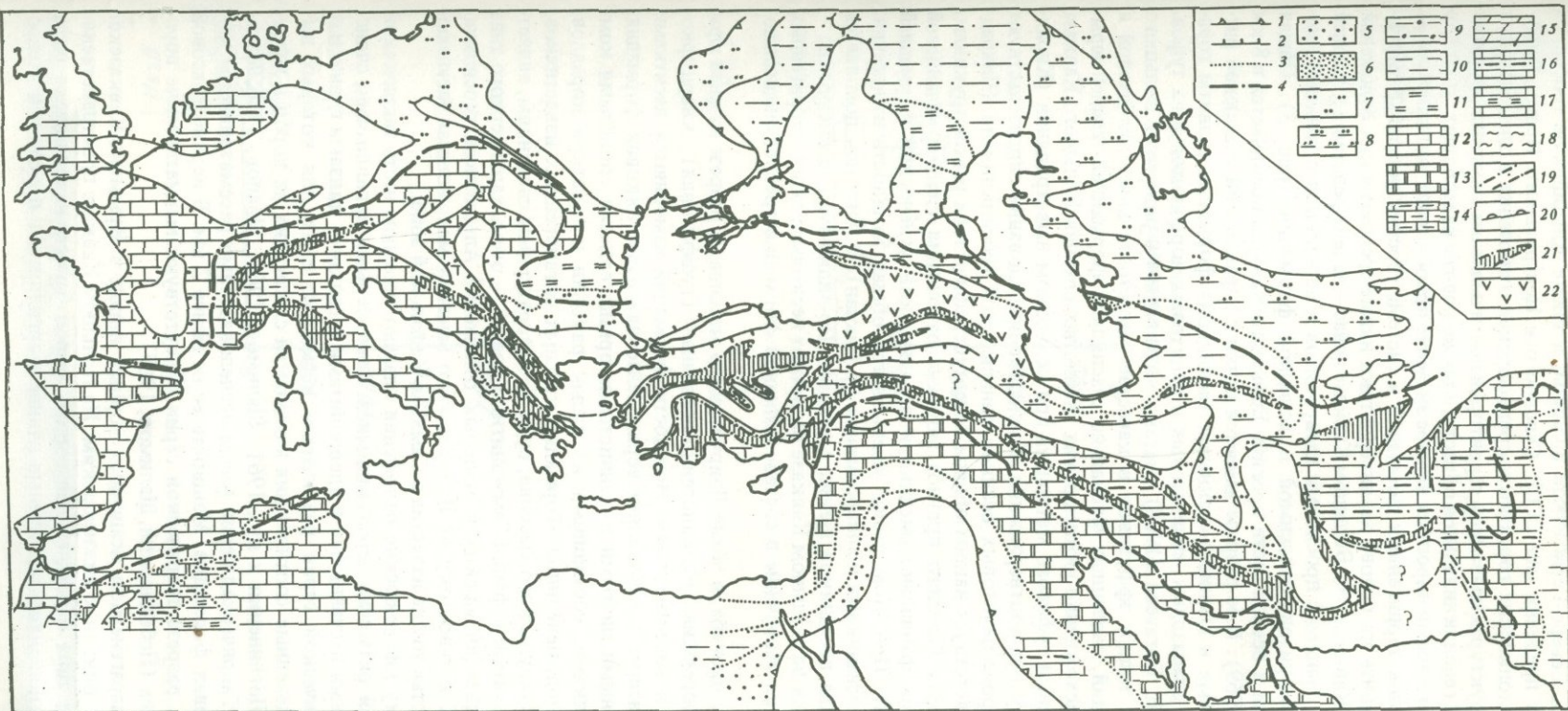


Рис. 2. Типы отложений средней юры бассейна Тетис

1 – внешний контур области денудации на обрамляющей материковой суше; 2 – контуры конседиментационных поднятий с первоначальным отсутствием или локальным накоплением морских и прибрежно-морских отложений; 3 – границы формаций и групп формаций; 4 – граница Альпийской геосинклинальной области; 5–18 – формации: 5 – грубообломочные песчанико-конгломератовые, 6 – красноцветные и пестроцветные терригенные, 7 – континентальные терригенные угленосные, 8 – прибрежно-морские и континентальные терригенные угленосные, 9 – морские песчанико-глинистые с глауконитом, 10 – глинисто-песчаниковые и песчанико-глинисто-сланцевые, 11 – темных глин с сидеритами, 12 – известняковые, 13 – известняков и доломитов, 14 – мергельно-известняковые и глинисто-известняковые, 15 – “блестящих сланцев”, 16 – известняков, глин, песчаников, алевролитов, 17 – известняково-глинистые, 18 – известняково-кремнистые; 19 – зоны с радиоляриями; 20 – граница максимального распространения морских отложений байоса; 21 – мезозойские офиолитовые зоны; 22 – вулканогенные образования среднего и основного состава

значительную часть Северо-Германской впадины, а также Альпийскую геосинклинальную область в пределах юга СССР, Северного и Центрального Ирана, Гиндукуша и Северо-Анатолийских гор. Нижне-среднеюрские отложения в элементарных тектонических структурах названной территории почти целиком сложены терригенными породами. В геосинклинальной области, а также кое-где на молодых платформах наряду с терригенными породами важное значение приобретают вулканогенные.

Соотношение типов терригенных формаций в системе геосинклинальных структур можно представить на основе характеристики ниже-среднеюрских отложений Горного Крыма и Кавказа. На Большом Кавказе лейас — аален представлен толщей темных глинистых сланцев с прослоями алевролитов и песчаников с тонкими линзами глинистых сидеритов, относимой к аспидной формации (рис. 3). Общая мощность формации в осевой части прогиба Большого Кавказа оценивается в 8 км (Кабанова и др., 1969). В ее разрезе имеются пачки с характерной флишевой ритмичностью: Участками в глинисто-сланцевой (аспидной) формации развиты горизонты эффузивов: диабазовых, андезитовых и дацитовых порфиритов и их туфов. Г.Д. Ажгирей и Е.Н. Богачева (1968) считают возможным в ряде мест Большого Кавказа обособить толщи эффузивов в качестве самостоятельных диабазовой и спилитовой формаций, связанных фациально с аспидной формацией нижней юры.

Гипотеза о происхождении нижеюрских глинистых сланцев Большого Кавказа в связи с разложением туфового материала при подводном выветривании (Кириллова, 1966) не получила подтверждения. Последние исследования свидетельствуют о терригенной природе пелитовых осадков раннеюрской геосинклинали (Чихрадзе, 1971), что соответствует нашим общим палеогеографическим реконструкциям.

На северном борту бывшего прогиба морские отложения глинисто-сланцевой формации участками фациально сменяются параличской угленосной формацией (плинсбах — аален). При этом резко уменьшается общая мощность отложений. Они обогащаются песчаниками и алевролитами (р. Баксан). В Дагестане появляется очень мощная толща песчаников аалена с углями. По-видимому, нижеюрские — ааленские отложения на Большом Кавказе включают несколько типов терригенных формаций, однако их выделение в составе аспидной формации требует специального обоснования.

На южном борту прогиба, в чехле Дзирульского массива, в разрезе нижней юры выделяются три формации: вулканогенно-осадочная (туффитовая), кварц-аркозовых песчаников и известняковая. Мощности формаций измеряются десятками метров. Особый интерес представляет верхнелейасовая известняковая формация, образованная красными чистыми и глинистыми органогенными слоистыми комковатыми известняками, состоящими из целых раковин и остатков кораллов, аммонитов, гастропод, пелеципод. Формация красных органогенных известняков, развитых в чехле Дзирульского массива, судя по литературным сведениям, является аналогом известняков в фации "аммонитико росса" — очень характерного типа известняковых формаций юрских и меловых отложений Альпийской геосинклинальной области. К юго-востоку от Дзирульского массива маломощная нижеюрская песчано-глинистая толща известна в Самхито-Кафанской зоне.

В Горном Крыму нижеюрские отложения слагают верхнюю часть таврической серии, образованной ритмично чередующимися темно-серыми аргиллитами, слоистыми полимиктовыми песчаниками и алевролитами с тонкими линзами глинистых сидеритов. В таврической серии различается несколько свит, для которых выделяются определенные соотношения мощностей слагающих их пород и характер ритмичности (Логвиненко и др., 1961; Шалимов, 1966; Шванов, 1966; Муратов, 1973; и др.). Таврическая серия всеми исследователями рассматривается как терригенная флишевая формация. Мощность ее не менее 2 км. В верхнетриасовой и лейасовой частях разреза таврической серии присутствуют магматические породы основного состава (Лебединский, Шалимов, 1967).

Среднеюрские парагенезисы осадочных горных пород в Крымско-Кавказской складчатой системе близки к нижеюрским. На Большом Кавказе пространственно обособлены четыре типа парагенезисов горных пород байоса, находящихся в фациальных взаимоотношениях: а) темные глины и аргиллиты с прослоями алевро-

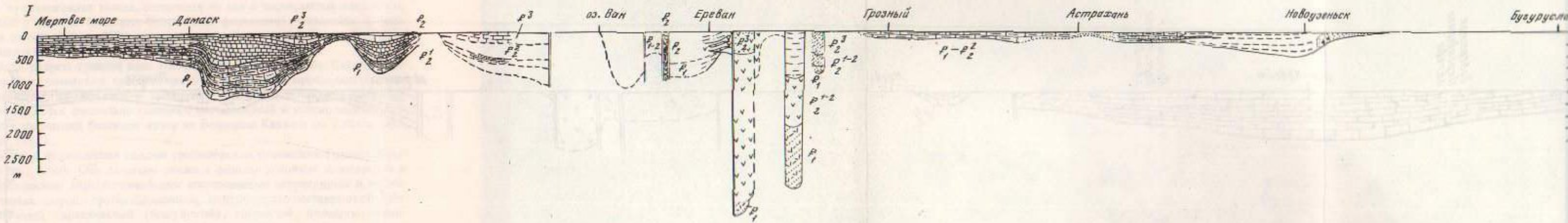
Африкано-Аравийская платформа

Альпийская геосинклинальная область
Битлисский массив | Малый Кавказ | Большой Кавказ

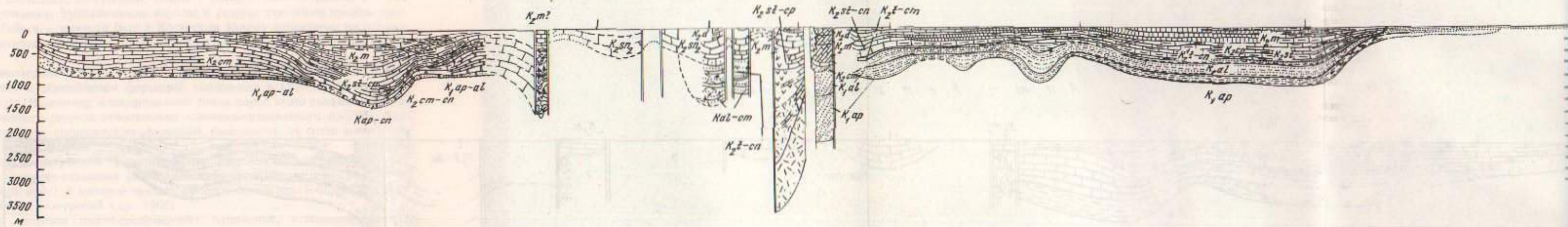
Скифская плита

Восточно-Европейская платформа
Прикаспийская синеклиза | Волго-Уральская антеклиза

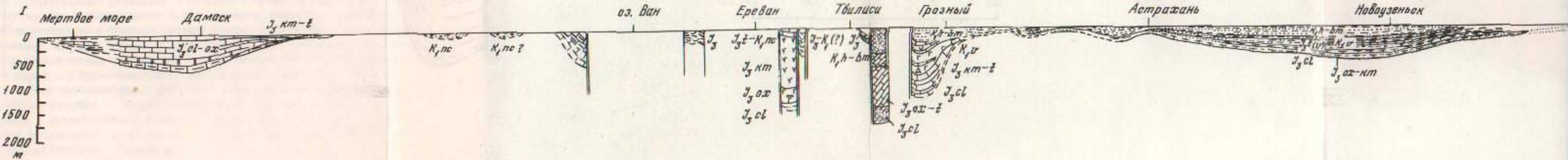
Палеоцен - эоцен



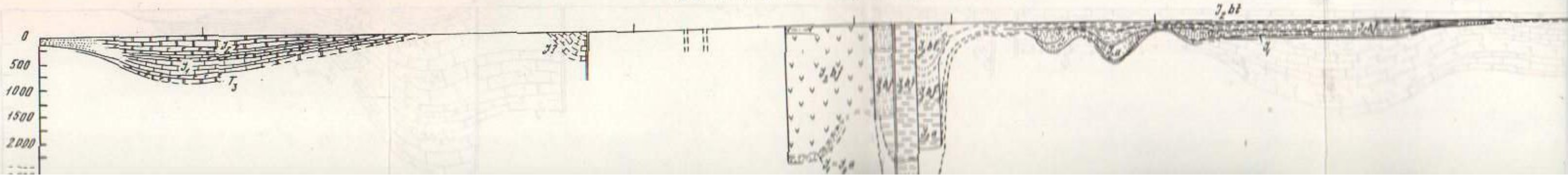
Апт - верхний мел



Верхняя юра - неокон



Нижняя - средняя юра



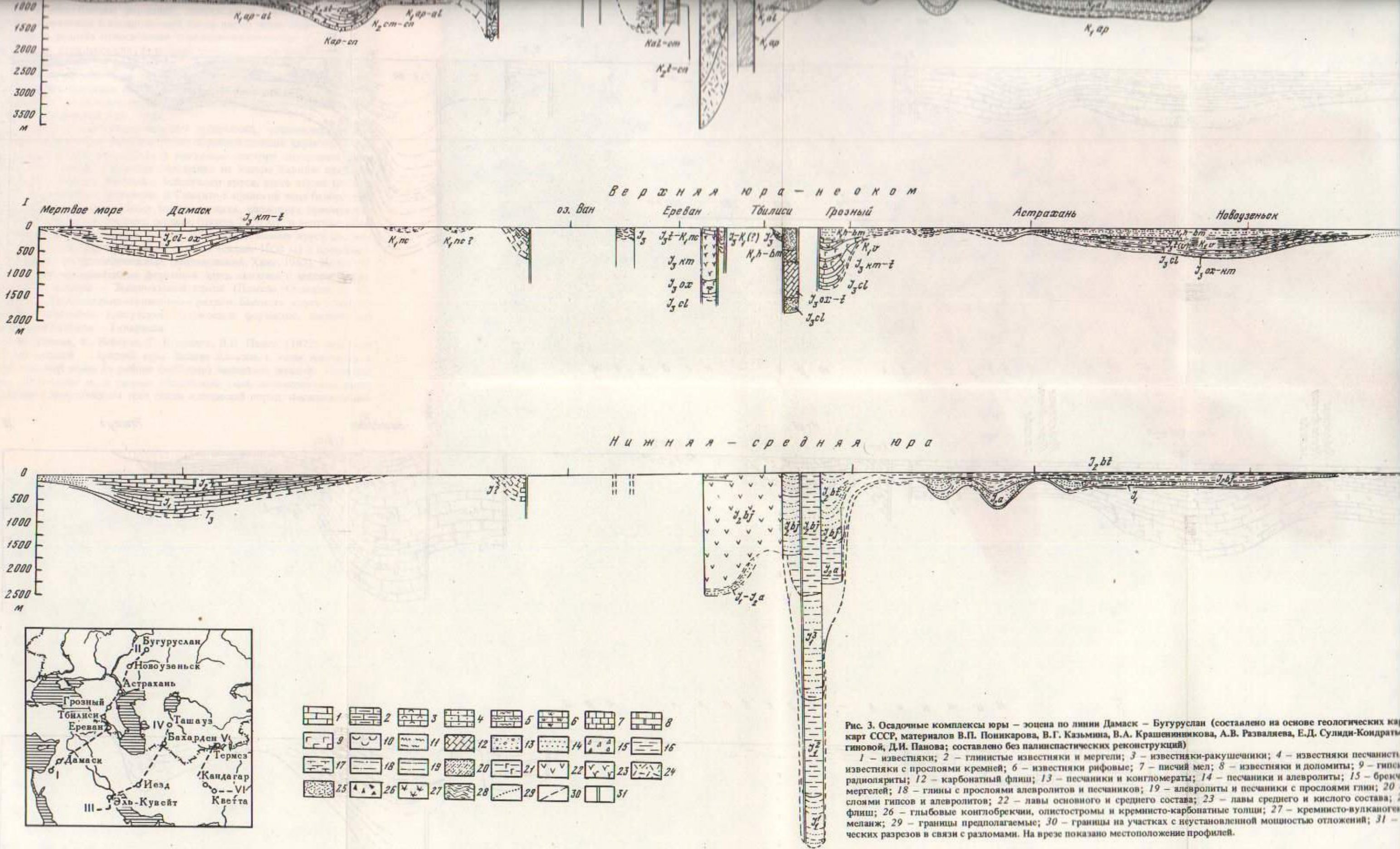
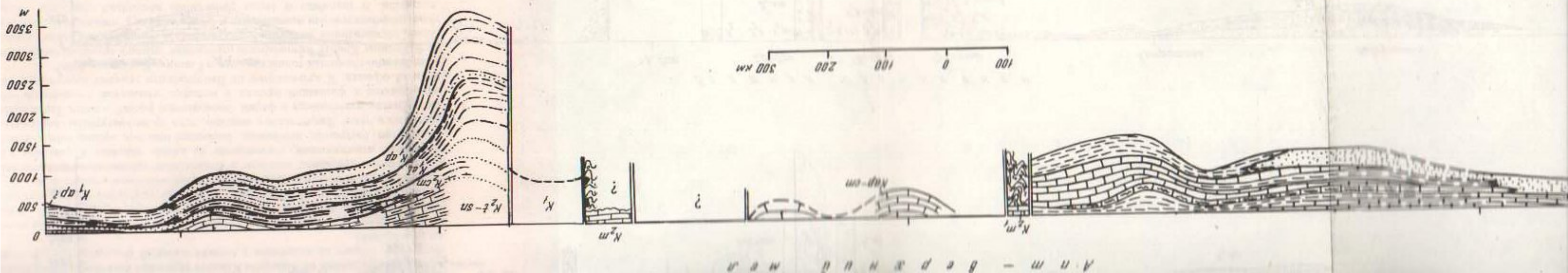
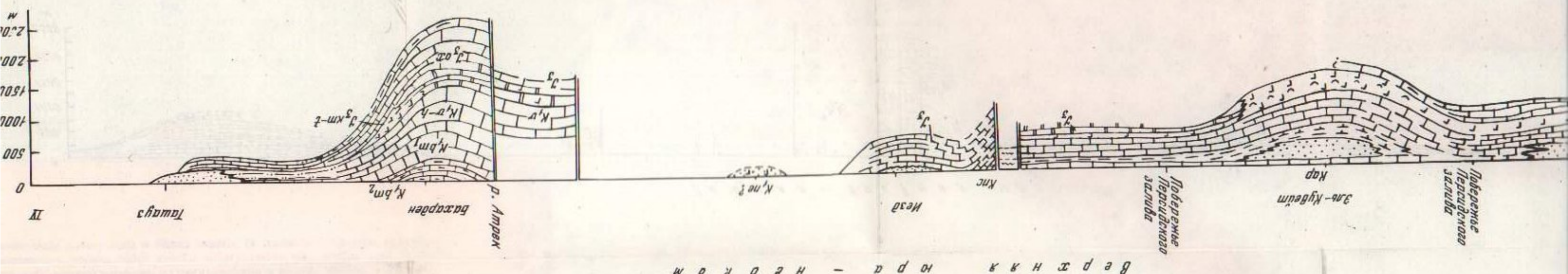
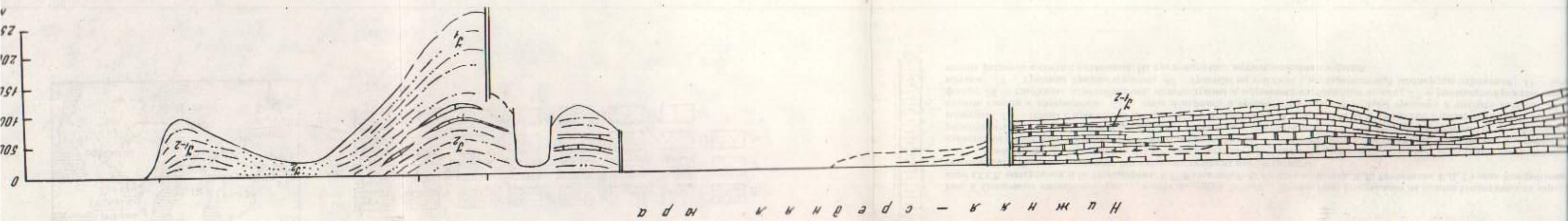


Рис. 3. Осадочные комплексы юры - эоцена по линии Дамаск - Бугуруслан (составлено на основе геологических карт СССР, материалов В.П. Поникарова, В.Г. Казьмина, В.А. Крашенинникова, А.В. Развалыева, Е.Д. Сулиды-Кондратьевой, Д.И. Панова; составлено без палинстратических реконструкций)



литов, песчаников и глинистых сидеритов (глинисто-сланцевая формация); б) песчаники полимиктовые с прослоями алевролитов, аргиллитов, гравелитов (песчаниковая формация); в) аргиллиты, песчаники, алевролиты с линзами лав и пирокластических пород от основного до кислого состава (вулканогенно-терригенная формация); г) вулканогенная толща, состоящая из лав и пирокластов основного, среднего и кислого состава (андезито-базальтовая формация). Мощности формаций изменяются от 600–700 до 3000 м (для андезито-базальтовой формации южного склона Большого Кавказа). Залегают формации байоса несогласно.

В верхней части разреза средней юры (батский ярус) на Большом Кавказе развита толща морских глинистых сланцев, часто листоватых, с прослоями алевролитов, песчаников, иногда мергелей и глинистых сидеритов. Глинисто-сланцевая формация батского яруса фациально связана с песчаниковой и угленосной формациями. Мощности формаций батского яруса на Большом Кавказе до 1200 м (Милановский, Хаин, 1963).

С рассмотренными формациями сходны среднеюрские отложения Горного Крыма (Муратов и др., 1960). Они залегают также с резким угловым несогласием и образованы несколькими парагенетическими ассоциациями терригенных и вулканогенно-терригенных пород: грубообломочной, конгломерато-песчаниковой (битакской), угленосной паралической (бешуйской), глинистой, песчанико-глинистой флишоидной, вулканогенно-терригенной, андезито-базальтовой и андезито-дацитовой (карадагской) формациями. В байосской части разреза распространены полимиктовые песчаники, алевролиты, глины с растительным детритом, а также туфы и туфопесчаники. Вулканические породы в разрезе участками преобладают. Для верхнего байоса – нижнего бата в Восточном Крыму характерна песчанико-глинистая флишоидная формация. В ней присутствуют глинистые сидериты и мергели.

Общие закономерности в соотношении типов пород в стратиграфическом разрезе, приводящие к обособлению формаций, одинаковы в Горном Крыму и на Большом Кавказе. Изменения в соотношениях типов пород тесно связаны с расположением изучаемого разреза относительно конседиментационного прогиба (или поднятия). Мощности среднеюрских формаций изменяются от сотен метров до 1500–2000 м.

В обнаженной части разреза средней юры на Большом Балхане обособляются две формации: глинисто-сланцевая (байос – нижняя часть батского яруса) и песчаниковая (батский ярус), с которой связаны прослои бурых углей. Мощность формации около 2000 м (Амурский и др., 1968).

Особенности разрезов ниже-среднеюрских отложений, устанавливаемые в структурах северной периферии бассейна Тетис, в равной степени характерны для тектонических структур, расположенных в восточном секторе внутренней зоны бассейна. Как отмечено выше, лейасовые отложения на Малом Кавказе представлены терригенными породами. Начиная с байосского яруса, здесь также широко распространены вулканогенные формации. В Самхито-Кафанской зоне байосскому ярусу соответствуют две вулканогенные толщи: нижняя, сложенная преимущественно эффузивами основного и среднего состава (около 2500 м), и верхняя, образованная эффузивами кислого состава (около 1000 м). Батскому ярусу соответствует формация вулканогенно-терригенной группы (около 1000 м) с преобладанием осадочных пород над вулканическими (Милановский, Хаин, 1963). Не исключена возможность, что вулканогенные формации здесь связаны с чехлом Закавказского срединного массива – Закавказской плиты (Ломизе, Суханов, 1974). В последнее время в вулканогенно-терригенном разрезе батского яруса в окрестностях Иджевана установлено присутствие угленосной, аналогичной угленосной формации Ткибули – Ткварчели.

Ссылаясь на И. Кетина, К. Неберта, Т. Веддинга, Д.И. Панов (1972) отмечает сходство разрезов нижней – средней юры Малого Кавказа и зоны Анатолид в Турции. На востоке этой зоны (в районе Байбурта) мощность нижней – средней юры составляет 1900–2000 м. В разрезе обособлены семь литологических горизонтов, что связано с чередованием трех типов ассоциаций пород: песчанико-слан-

цевых с туфами, туфоловых среднего состава и красноцветных карбонатных. На западе зоны Анатолид (район Гюмюшана и Бердига) нижняя юра образована темными глинистыми сланцами с прослоями мергелей и песчаников, а средняя — песчаниками. Для всего разреза характерно присутствие огромного числа пластовых тел эффузивов (лав, брекчий, туфитов). Отмечаются также прослои красных радиоляритов.

По мнению Г.С. Дзоценидзе, соотношение между осадочными и вулканическими породами в разрезе осадочно-вулканогенной толщи зависит от скорости погружения дна бассейна осадконакопления, темпа накопления в нем осадочного материала и интенсивности вулканических процессов. "В центральных частях большинства вулканогенных геосинклиналей, где вулканические извержения являются весьма интенсивными, а привноса терригенного материала практически нет, накапливаются вулканогенные толщи с чередованием лав, как правило, с резким преобладанием последних. Осадочные прослои обычно появляются к концу вулканической активности и представлены вулканогенно-терригенным материалом. Терригенные прослои формируются лишь на периферии геосинклинали, на участках, близких к источнику сноса. Таковы, например, юрская вулканогенная геосинкинали Закавказья, начинающаяся в северо-западной части южного склона Большого Кавказа и продолжающаяся на юго-восток, вдоль северной периферии Малого Кавказа; палеогеновые геосинклинали Малого Кавказа — Аджаро-Триалетская и Севано-Акеринская и многие другие" (Дзоценидзе, 1969, с.37—38). Отсюда легко представить, насколько разнообразен состав вулканогенно-осадочных серий, насколько сложны взаимоотношения между вулканогенно-терригенными и собственно терригенными формациями. Вытеснение из разреза осадочных пород вулканогенными наблюдается при анализе морских терригенных и континентальных угленосных отложений нижней — средней юры на Кавказе (Мокринский и др., 1965).

В иранском сегменте центральной зоны Тегис, от Эльбурса и Аладага — Биналуда на севере до Внутреннего Загроса на юге, нижняя — средняя юра представлена главным образом песчанико-глинистыми отложениями (рис. 4), среди которых главная роль принадлежит угленосным формациям (Stöcklin, 1969, 1971; James, Wind, 1965). Особенности юрского разреза Ирана охарактеризованы в обобщающей статье Д.И. Панова (1970), которым в разрезе нижней — средней юры Центрального и Северного Ирана выделены три литолого-стратиграфических комплекса: 1) нижний лейас — нижний плинсбах, исключительно песчано-глинистые, нередко угленосные отложения, местами содержащие эффузивы (Эльбурс и др.), мощность которых от 0 на поднятиях до 3000 м в прогибах; 2) верхний плинсбах — аален — нижний байос (?), терригенно-карбонатный комплекс относительно небольшой выдержанной мощности (около 150 м); на юге это в основном карбонатные породы, в северном направлении их мощность уменьшается; 3) верхний байос — нижний келловей (?), вновь исключительно песчано-глинистый, на севере — с горизонтами углей, на юге — мергелей. Мощность отложений существенно изменяется (150—2500 м).

Стратиграфия угленосной серии Керманского прогиба, расположенного на востоке Центрального Ирана, изучена на одноименном угольном месторождении Б.В. Полянским и Д.С. Сафроновым. В низах разреза угленосной серии выделяется угленосный рэтский ярус (до 2000 м), фациально сменяющийся пачкой известняков (50 м) к северо-востоку от г. Кермана (Полянский, Сафронов, 1971). Нижней юре соответствуют две свиты: нижняя — угленосная (150—1950 м) и верхняя — безугольная, морская (50—280 м). Среднеюрские отложения (до 2500 м) включают три свиты: нижнюю (аален — нижний байос) — известняково-алевролитопесчаниковую, среднюю — паралическую угленосную и верхнюю — безугольную, морскую с прослоями известняков (бат?). По-видимому, перечисленные свиты соответствуют парагенезисам пород, которые могут рассматриваться в качестве самостоятельных терригенных формаций.

В платформенных структурах нижняя — средняя юра подробно изучена в областях антиклинальных поднятий на Туранской плите (Мангышлак, Туаркыр, юго-западные отроги Гиссара) и вскрыта скважинами. По составу это в основном

терригенные отложения, и только на юге плиты в среднеюрской части разреза имеются прослои органогенных известняков и мергелей.

На юго-востоке Туранской плиты (Мургабская и Амударьинская впадины, юго-западные отроги Гиссара) в основании разреза юрских отложений обособлена континентальная угленосная формация, залегающая несогласно на палеозойском фундаменте или со следами размыва на верхнетриасовой пестроцветной угленосно-бокситоносной формации. Нередко они объединяются в один парагенезис пород. Верхнетриасовая и нижнеюрская угленосные формации заполняют понижения в поверхности палеозойского рельефа и распространены локально. Широкое площадное распространение имеет морская ракушечниково-терригенная формация (байос — нижний келловей), состоящая из чередующихся полимиктовых песчаников, алевролитов, аргиллитов, глинистых сидеритов, ракушечниковых известняков. В разрезе нижнего бата она содержит пачку с пластами углей. Вблизи положительных структур отложения байоса — нижнего бата не выделяются как самостоятельная формация и входят в состав единой ниже-среднеюрской угленосной формации. В большинстве восточных районов Туранской плиты морские верхнебатские и нижнекелловейские отложения содержат прослои мергелей и известняков-ракушечников ("переходная" свита). На востоке Афгано-Таджикской впадины и в Тянь-Шане разрез нижней — средней юры целиком образован континентальными угленосными отложениями (Лучников, 1973). Соотношение обломочных и глинистых пород изменяется в них в широких пределах даже на небольших площадях. Типы разрезов ниже-среднеюрских отложений на юге Туранской плиты охарактеризованы в монографии Н.А. Крылова и А.К. Мальцевой (1967). В.И. Троицким (1967) дана генетическая характеристика рассматриваемого комплекса отложений.

На Мангышлакском поднятии и в обрамляющих его прогибах нижняя — средняя юра представлена континентальными терригенными отложениями, в разрезе которых выделяется нижнеюрская пестроцветная (до 500—800 м) и среднеюрская угленосная (100—1200 м) формации (Петров, 1973). В Украинской и Прикаспийской синеклизах Восточно-Европейской платформы нижняя — средняя юра (250—300 м) образована морскими и континентальными терригенными накоплениями, участками угленосными (доссорская свита).

В Северном Афганистане нижняя — средняя юра сложена терригенными угленосными образованиями (Браташ и др., 1970). В северных предгорьях Гиндукуша их мощность составляет 800—1500 м (рис. 5, см. вклейку к стр. 62). Разрез этих отложений такой же, как и по окраинам Мургабской и Амударьинской впадин.

Характерно, что продукты вулканической деятельности в разрезе нижней — средней юры известны не только в геосинклинальной области, но и на молодых платформах: на Туранской плите, в Северном Предкавказье, в Равнинном Крыму. Это лавы и туфы основного и среднего состава, чаще всего связанные с байосским ярусом.

Подводя итог краткому обзору состава пород нижней — средней юры в ареале ассоциации терригенных формаций, следует отметить типы формаций, составляющих латеральный ряд. Нижняя юра: флишевая терригенная — аспидная (глинисто-сланцевая) — вулканогенные (основного и среднего состава) — угленосные (параличская и лимническая) — морские глинисто-песчанниковые — песчанниковые, красных органогенных известняков — пестроцветная угленосно-бокситоносная. Средняя юра: грубообломочные (песчанико-конгломератовые) — песчанниковые — глинисто-песчанниковые — глинисто-сланцевые (в том числе флишеоидные) — вулканогенные (от основных до кислых) угленосные параличские — ракушечниково-терригенные — органогенных известняков. Только аспидная, терригенная флишевая и флишеоидные глинисто-сланцевые формации развиты исключительно на площади Альпийской геосинклинальной области. Все остальные формации в равной степени встречаются в платформенных и геосинклинальных структурах. Мощности формаций на площади геосинклинальной области изменяются от десятков метров до первых километров, на платформах одновозрастные отложения имеют мощность до первых сотен метров.

Ассоциация карбонатных формаций

Ареал ассоциации карбонатных формаций занимает в западном секторе все три зоны океана Тетис, на востоке — южную часть центральной зоны и южную периферическую зону.

Карбонатные породы слагают разрез нижней — средней юры в складчатых структурах Альпийской геосинклинальной области (в Пиренеях, Бетских Кордильерах, Рифе, Телльском Атласе, Апеннинах, Южных и Западных Альпах, Динарских горах, Карпатах, Венгерской впадине, на юге Анатолии, в Загросе и на юге Афганистана). Карбонатные отложения нижней — средней юры типичны для платформенного чехла в Аквитанской и Парижской впадинах, на Апулийской платформе, на Мизийской плите, в Восточно-Средиземноморской зоне перикратонных прогибов, на Аравийской плите. В Высоком и Сахарском Атласе карбонатная нижняя — средняя юра дислоцирована. В перечисленных областях в разрезе нижней — средней юры широко распространены следующие типы известняков: органогенные (криноидные, коралловые), оолитовые, пелагические микрозернистые, светлые и темные глинистые, красные комковатые глинистые (фация "аммонитико росса"), кремнистые известняковые брекчии), а также мергели. Местами среди чисто карбонатных отложений встречаются участки карбонатно-глинистых (нижний лейас Восточных Карпат) и даже терригенных угленосных отложений (нижний лейас в горах Мечек на Паннонском массиве). Характерной чертой описываемой ассоциации формаций является парагенезис с кремнистыми породами, с радиоляритами, наличие включений марганецсодержащих пород.

На восточном краю Паннонского срединного массива, в советской части Восточных Карпат (Славин, 1966), нижняя часть лейаса сложена толщей глин, мергелей, известняков (64 м), которая может быть причислена к категории глинисто-мергельных формаций. Верхняя часть разреза образована известняковой формацией (53—64 м), содержащей многочисленные линзы голубовато-серого кремня (верхний лейас — аален). Широко распространены горизонты кремнистых пород и в западной части Паннонского массива (Вадас, 1964; Фюлёп, 1971). На территории Венгерской впадины ниже-среднеюрские отложения сложены известняками и мергелями (от 50 м в Задунайском Среднегорье до 2000 м в горах Мечек). В последнем случае нижняя часть разреза мощностью 1200 м образована паралической угленосной формацией. На территории Венгерской впадины со среднеюрскими отложениями связана фация "аммонитико росса", а также радиоляриты, кремни. Мощность нижней — средней юры, представленной известняково-кремнистыми породами, которые Й. Фюлёп (1971) считает батинальными, не превышает первых десятков метров. С известняками средней части лейаса и средней юры здесь связаны желваки марганца и глины, обогащенные окислами марганца.

Глубоководность кремнистых (радиоляритовых) пород обоснована Р. Трюмпи (1965), который отмечал, что пачки кремнистых пород обычно не содержат карбонатов, и только в некоторых случаях кремни переслаиваются с очень тонкозернистыми известняками. Р. Трюмпи указывал на широкое распространение радиоляритов в ассоциации с известняками в средней и верхней юре Пьемонтской геосинклинали, в Южных Альпах, Динарских горах, на юге Испании, в Италии и Северной Африке. Источники кремнезема, по мнению Р. Трюмпи, нельзя связывать с офиолитами, которые нередко сопровождают кремнистые породы, поскольку офиолиты развиты локально; иногда они моложе радиоляритов. В то же время "одна и та же радиоляритовая толща распространена практически без перерыва на всей промежуточной Австро-Альпийской области и далеко за ее пределами" (Трюмпи, 1965, с. 46). Таким образом, большая горизонтальная протяженность разновозрастных радиоляритов, их малые мощности при отсутствии следов размыва, отсутствие бентонной фауны, широкое распространение марганцевых конкреций — все это позволяет предположить, что центральная часть бассейна Тетис в юрском периоде была глубоководным бассейном. В Предальпах глинисто-мергельные толщи нижней — средней юры вблизи поднятий замещаются известняками и известняковыми брекчиями. Тесная связь глинисто-мергельных отложений с прогибами, а карбонатных с поднятиями отмечается в Западных Альпах. В Пьемонтской зоне

Западных Альп, типично геосинклинальная природа которой ни у кого не вызывает сомнений, нижняя — средняя юра представлена так называемыми блестящими сланцами — метаморфизованными глинисто-мергельными отложениями с горизонтами основных эффузивов. В Южных Альпах Р. Трюмпи (1965) описаны неметаморфизованные аналоги "блестящих сланцев".

В Парижском бассейне (Жинью, 1952) выделяются три литолого-стратиграфических комплекса, соответствующих формациям: 1) известняковый (геттанг — синемюр), сложенный органогенными глинистыми и песчанистыми известняками с железистыми оолитами; 2) глинисто-мергельный (плинсбах — аален, до 270 м), сложенный темными мергелями и известковистыми битуминозными глинами с прослоями песчанистых и железистых известняков; железистые оолиты в верхней части образуют промышленные скопления; 3) известняковый (байос — бат), сложенный светлыми органогенными (криноидными и коралловыми) известняками, оолитовыми известняками, мергелями (до 300 м). На склонах обрамляющих поднятий (Арденнский массив, Рейнские Сланцевые горы) известняки и мергели замещаются песчаниковыми формациями с оолитовыми железными рудами.

В Юрских горах разрез нижнего лейаса также известняковый, средний — верхний лейас представлен черными мергелями, на которых залегает горизонт оолитовых железных руд с фауной тоара — аалена. Байосские отложения (160—370 м) состоят из органогенных (коралловых и криноидных) известняков, оолитовых известняков, мергелей. Разрез рассматриваемого стратиграфического комплекса завершается батскими известняками и мергелями.

В чехле Мизийской плиты и в складчатых структурах Стара-Планины И.К. Начев (1972) среди ниже-среднеюрских отложений выделил четыре формации: 1) континентальную терригенную угленосную¹, образованную на 50% кварцевыми песчаниками и алевролитами, ее мощность около 90 м (максимально до 800 м), возраст оценивается как геттангский; 2) трансгрессивную терригенно-карбонатную (геттанг? — аален), карбонатные породы которой представлены пелитоморфными (11,7%), обломочными и песчанистыми (33,8%) известняками, глинистыми известняками (15,2%), мергелями (25,4%), песчаниками и алевролитами (11,7%); в парагенезисе участвуют железные руды, железистые оолитовые известняки (0,6%), аргиллиты, конкреции фосфоритов, мощность формации около 72 м (до 570 м); 3) аргиллитно-алевролитовую (нижний — средний байос), сложенную алевролитами, в том числе кварцитовидными (50%) и гидрослюдистыми аргиллитами (49%), мощность формации около 155 м, местами до 760 м (И.К. Начев считает, что формация образовалась во время максимума трансгрессии в котловинном водоеме); 4) регрессивную терригенно-карбонатную формацию (верхний байос — бат). Разнообразные типы известняков и мергели составляют 79% мощности, аркозы, кварцевые песчаники и алевролиты — 21%, конгломераты и гравелиты — 2%. Встречаются также радиоляриты (0,4%). Для всех формаций характерны железные оолитовые руды, конкреции кремней, фосфориты. К югу от Мизийской плиты терригенно-карбонатный тип разреза характерен для нижней — средней юры Измирско-Анкарской зоны Турции (Панов, 1972).

В крайних западных и юго-западных районах центральной зоны бассейна Тетис нижняя — средняя юра образована известняками. В Бетских Кордильерах в парагенезисе с различного типа известняками и кремнистыми породами присутствуют доломиты. В азиатской части центральной зоны бассейна Тетис карбонатная ассоциация формаций нижней и средней юры развита в складчатых структурах Западного и Восточного Тавра, в полосе антиклинальных поднятий вдоль границы Альпийской геосинклинальной области и Аравийской плиты (поднятия Хазро, Джуди и др.), а также в Антиливане.

В горах Тавр наряду с чисто карбонатным типом отложений нижней — средней юры (водорослевые и оолитовые известняки мощностью до 500 м в горах Барла) имеются участки, где разрез начинается красными кремнистыми конгломератами (300 м), выше которых следуют песчанистые мергели (?) и известняки (Панов,

¹ Наименование формаций дано по И.К. Начеву.

1972). В покровах Западного Тавра с известняками ассоциируются яшмы (залив Анталья) и кремнистые калькарениты. В восточных районах Западного Тавра широко распространены маломощные комковатые известняки фации "аммонитико росса", а также розовые микрозернистые известняки с кремнями. Мощность нижней — средней юры от первых десятков метров до 1800 м. В зонах развития маломощных известняково-кремнистых отложений нижняя — средняя юра обычно рассматривается как составная часть единой глубоководной серии осадков, включающих отложения от верхнего триаса по нижний мел включительно (?).

Кремнисто-карбонатный тип юры характерен для Внутреннего Загроса. Во Внешнем Загросе, в провинции Фарс, нижняя — средняя юра представлена известняковыми и доломитовыми формациями; в северо-западном направлении происходит замещение карбонатных отложений карбонатно-сульфатными (James, Wind, 1965).

Известняково-доломитовые породы нижней и средней юры ливанского побережья Средиземного моря к востоку и северо-востоку также замещаются карбонатно-сульфатными (Поникаров и др., 1969). В горах Атласа нижняя — средняя юра представлена известняками и доломитами, причем вверх по разрезу характерно увеличение терригенной примеси и появление мергелей (Алиев и др., 1971).

В мегантиклинориях Сулеймановых гор и Киртхара, а также в передовых прогибах, отделяющих их от Индостанской платформы, ниже-среднеюрские отложения четко разделяются на две формации: 1) глинисто-сланцевую (нижняя юра), сложенную темными глинами с прослоями известняков и песчаников (около 1000 м); 2) известняковую (средняя юра — келловей). Известняки слоистые, массивные, органогенные и оолитовые, нередко битуминозные (до 1300 м в Хайпурской скважине, по И.А. Воскресенскому и др., 1971).

Необходимо отметить, что по внешнему контуру ареала ассоциации карбонатных формаций среди последних появляются терригенные породы. Повышенная "терригенность" оказывается характерной для нижней — средней юры области Юрских гор, внешней (северной) зоны Альп, для Мизийской плиты, которые соответствуют полосе сочленения ассоциаций карбонатных и терригенных формаций — зоне их фациального замещения. Терригенно-карбонатный тип разреза также характерен для складчатых структур западного обрамления Индостанской платформы, где ареал ассоциации карбонатных формаций примыкает к приподнятой суше.

Из-за общей неразработанности систематики карбонатных формаций затруднительно составить латеральный ряд их типов. В различных районах повторяются карбонатные толщи, образованные: 1) преимущественно органогенными (коралловыми, криноидными) массивными известняками; 2) карбонатными брекчиями в ассоциации с обломочными и органогенными известняками; 3) оолитовыми известняками и известковистыми песчаниками; 4) темными слоистыми битуминозными известняками и мергелями; 5) красными узловатыми глинистыми известняками фации "аммонитико росса"; 6) слоистыми микрозернистыми известняками без остатков фауны; 7) кремнистыми микрозернистыми известняками и радиоляритами; 8) мергелями, известковистыми глинами с редкими прослоями алевролитов и песчаников (неметаморфизованные "блестящие сланцы"; 9) известняками и доломитами. Взаимоотношения между отдельными типами карбонатных толщ и их парагенезисы требуют специального изучения. Вероятно, перечисленные ассоциации карбонатных пород являются формациями карбонатной группы. Их мощности изменяются от первых десятков до нескольких сотен метров.

С мелководными известняковыми толщами фациально связаны толщи песчаников с железистыми оолитами. Нередко имеют место переходы мелководных известняковых толщ в паралические угленосные формации (примером их может служить "грестенская фация" Карпат).

Из перечисленных формаций только в геосинклинальной области распространены "блестящие сланцы", ассоциация кремнистых микрозернистых известняков и радиоляритов, известняки фации "аммонитико росса". Остальные типы ассоциаций карбонатных пород встречаются в геосинклинальной области и на платформах.

В геологической литературе укоренились представления о том, что с начальным этапом развития геосинклинального процесса связано образование аспидной форма-

ции, которая и рассматривается как показатель этого этапа. Действительно, в прогибе Большого Кавказа, расположенном в раннеюрскую эпоху в ареале терригенного морского осадконакопления, произошло обособление глинисто-сланцевой (аспидной) формации. Но в системе прогибов Западных Альп, во Внутреннем Загросе и других структурах, расположенных в зоне карбонатного осадконакопления, на этой же стадии образовались совсем иные формации — мергельная, которая была изменена до "блестящих сланцев", и известняково-радиоляритовая. Таким образом, парагенезисы осадочных горных пород, обособленные в начальный период геосинклинального развития, оказываются тесно связанными с общим характером осадконакопления на территории, где расположен частный прогиб, и обусловлены им. Поэтому на начальном этапе развития геосинклинальной системы могут накапливаться разные осадочные формации.

Ассоциация карбонатно (терригенно)-сульфатных формаций

Эта ассоциация выделяется в связи с появлением в разрезе карбонатных и терригенно-карбонатных отложений прослоев и пачек гипсов и ангидритов. Ареал ассоциации — северные окраинные структурные элементы Африкано-Аравийской платформы. По данным М.М. Алиева и др. (1971), на территории Алжирской Сахары в разрезе нижней — средней юры наряду с оолитовыми известняками и доломитами широко распространены ангидриты с прослоями известковистых глин и каменной соли. Участками эвапориты сменяются пестроцветными сериями, сложенными песчаниками, глинами, доломитами, ангидритами. Мощности отложений 100—900 м.

На Аравийской плите, в восточных и северо-восточных районах Сирии, карбонатно-сульфатный тип разреза известен по скважинам (Поникаров и др., 1969). В разрезе нижней юры здесь выделяются четыре стратиграфических комплекса: 1) формация Бутма — известняки и доломиты (159 м); 2) формация Адаях — ангидриты с прослоями глинистых доломитов, в кровле — глина (136 м); 3) формация Мус — доломиты с прослоями ангидритов в средней части (74 м); 4) формация Алак — ангидриты с редкими прослоями глин и доломитов (132 м). По-видимому, три верхние "формации" составляют части одной парагенетической ассоциации горных пород — карбонатно-сульфатной формации. Со среднеюрскими отложениями на северо-востоке Сирии и в Ираке сопоставляется формация Саргелу, сложенная доломитами и глинистыми сланцами, которая включает прослой ангидритов и кремней (около 300 м).

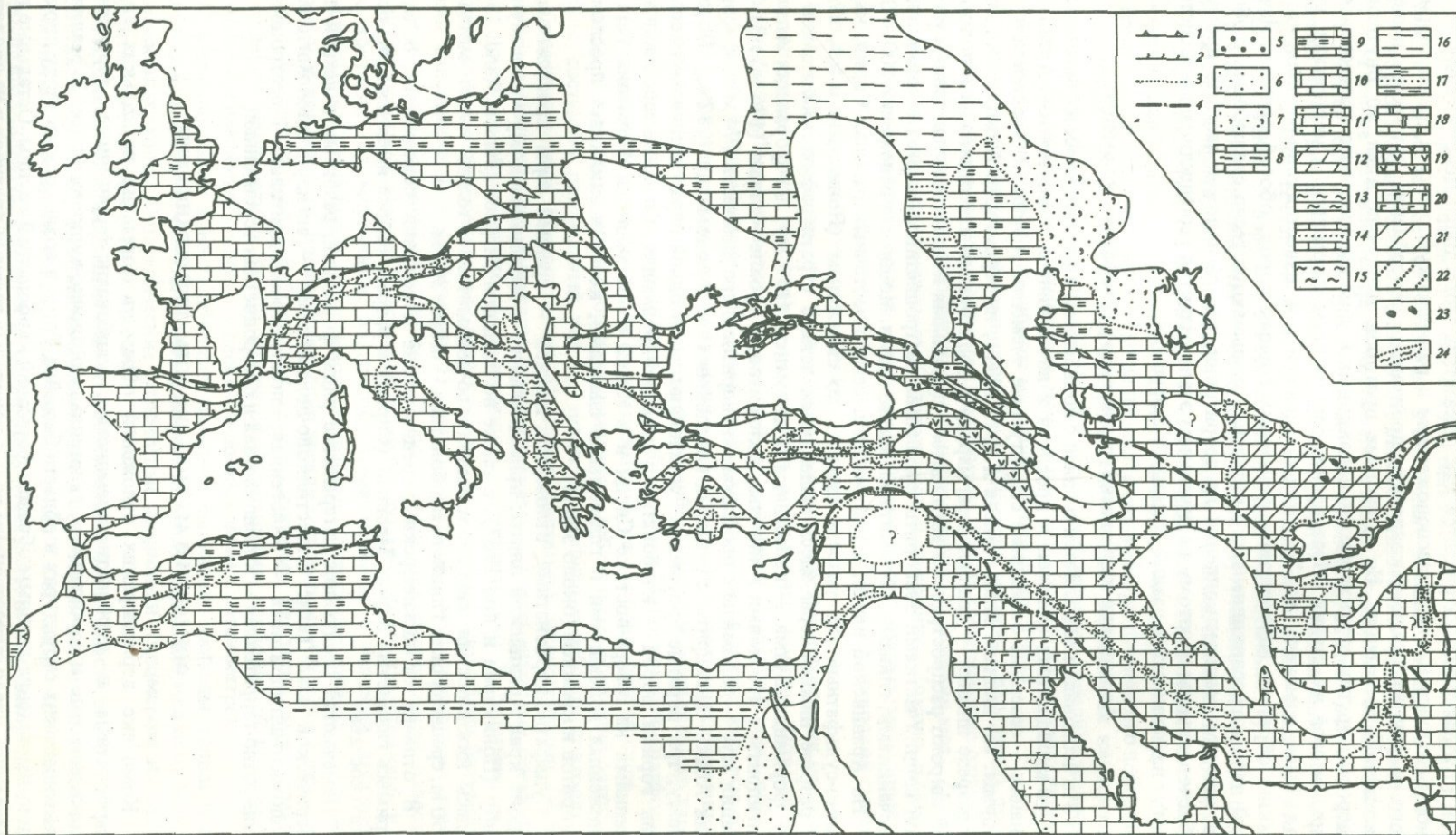
Сульфатно-карбонатные отложения нижней — средней юры прослеживаются вдоль края Аравийской плиты, примыкающего к Месопотамскому краевому прогибу (Поникаров и др., 1967), а также во Внешнем Загросе (James, Wind, 1965). Здесь нижнеюрская гипсово-известняково-доломитовая толща имеет мощность 850 м, среднеюрская глинисто-карбонатная — около 300 м.

В отличие от нижнеюрских, среднеюрские отложения повсеместно содержат примесь глинистых пород. Местами (Сирия) в разрезе байоса имеются лавы основного состава.

Намечаются следующие латеральные ряды формаций, развитых в южной периферической зоне Тетис: известняково-доломитовая — ангидрито-доломитовая — доломито-ангидритовая — галогенная; доломито-ангидритовая — пестроцветная сульфатно-терригенная — красноцветная и пестроцветная терригенная.

ФОРМАЦИИ И АССОЦИАЦИИ ФОРМАЦИЙ ВЕРХНЕЙ ЮРЫ

Комплекс верхнеюрских отложений образуют формации нескольких групп: карбонатные и карбонатно-кремнистые, карбонатно-терригенные, терригенные красноцветные и сероцветные, галогенные, осадочно-вулканогенные. В различных тектонических структурах в области бассейна Тетис в позднеюрскую эпоху происходило накопление главным образом формаций карбонатной группы. Остальные типы формаций, играя существенную роль в некоторых частных прогибах и на поднятиях, имели резко подчиненное значение (рис. 6).



Осадочные формации верхней юры бассейна Тетис составляют три ассоциации: карбонатных, карбонатно-терригенных и красноцветных (пестроцветных) терригенных формаций. Наиболее широкое площадное распространение имеет ассоциация карбонатных формаций. Участки развития кремнистых и галогенных формаций не выходят за пределы ее площади. Поэтому галогенные и кремнисто-карбонатные формации рассматриваются нами условно в составе ассоциации карбонатных формаций.

Ассоциация карбонатных формаций

Ассоциация карбонатных формаций занимает основную часть области распространения верхней юры в центральной и обеих периферических зонах бассейна Тетис. В ареале карбонатной ассоциации выделяются участки с двумя типами разрезов верхней юры: однородного строения и с направленным изменением состава отложений. Для разрезов первого типа характерно, что верхняя юра в них целиком представлена известняками, мергелями, доломитами, радиоляритами и яшмами, иногда с пачками терригенных пород и эффузивов. В разрезах второго типа верхняя юра имеет двух- и трехслойное строение: в нижней части (келловей — оксфорд) преобладают карбонатные породы: верхняя часть (кимеридж — титон) сложена галогенными породами с прослоями карбонатных: в кровле нередко выделяются красноцветные глины и песчаники.

Однородное строение разрез верхней юры имеет в центральной зоне бассейна Тетис (исключая Центральный и Северный Иран), во внешних альпийских мегантиклинориях (Альпы, Карпаты, Стара-Планина, Горный Крым, южный склон Большого Кавказа, Большой Балхан, Копетдаг, а также Сулеймановы горы — хр. Киртхар, юго-восточная часть гор Загрос, Тельский Атлас), в некоторых платформенных структурах северной и южной периферических зон бассейна Тетис (Аквитанская впадина, Мизийская плита, складчатые структуры Высокого и Сахарского Атласа, Антиливана, Пальмирид и др.). Верхняя юра в перечисленных районах занимает внутреннюю часть ареала ассоциации карбонатных формаций.

Расслоение разреза на две части: нижнюю (карбонатную) и верхнюю (эвапоритовую) — типично для внешней зоны ареала ассоциации карбонатных формаций. Эта особенность наблюдается в платформенных структурах южной и северной периферических зон бассейна Тетис (Туранская и Скифская плиты, Сахарская синеклиза, Аравийская плита), в части альпийских мегантиклинориев (северный склон Большого Кавказа, Западный Загрос) и в некоторых внутренних массивах (Центральный Иран, Дзирульский массив).

Граница между областями распространения разных типов разрезов верхней юры не всегда отчетлива.

Состав верхнеюрских отложений в центральной части ареала ассоциации карбонатных формаций изменяется от чисто карбонатного и кремнисто-карбонатного до карбонатно-терригенного и даже полностью терригенного. Развитые здесь небольшие тела терригенных формаций заключены в ассоциацию карбонатных фор-

Рис. 6. Типы отложений верхней юры бассейна Тетис

1 — внешний контур распространения морских и прибрежно-морских отложений; 2 — контуры конседиментационных поднятий с первоначальным отсутствием или локальным накоплением морских отложений; 3 — границы формаций и групп формаций; 4 — граница Альпийской геосинклинальной области; 5–20 — формации: 5 — грубообломочные песчанико-конгломератовые, 6 — красноцветные и пестроцветные терригенные, 7 — песчаниковые глауконитовые, 8 — известняков, глин, песчаников, алевролитов, 9 — известняково-глинистые, 10 — известняковые, 11 — известняковые (их внешние зоны, обогащенные терригенными породами), 12 — известняково-мергельные, в том числе блестящие сланцы, 13 — известняково-кремнистые, 14 — карбонатного и карбонатно-терригенного флиша, 15 — карбонатных глин с сидеритами, 16 — темных битуминозных глин с глауконитом, 17 — глинисто-песчаниковые глауконитовые, 18 — известняков и доломитов, 19 — осадочно-вулканогенные, 20 — соленосные; 21 — зоны распространения соленосных формаций в верхних горизонтах разреза верхней юры; 22 — зоны распространения красноцветных терригенных формаций в кровле верхней юры; 23 — формации рифогенных известняков; 24 — зоны с офиолитами и радиоляритами

маций и входят в ее состав. Типы ассоциаций карбонатных пород, отмеченные при описании нижней — средней юры, характерны и для верхней юры.

В Пьемонтской зоне Западных Альп верхней юре соответствует верхняя часть серии "блестящих сланцев", а в Южных Альпах — глубоководные известняково-мергельные отложения (Трюмпи, 1965). Известняково-кремнистые толщи, имеющие, вероятно, глубоководное происхождение, описаны в верхней юре в Апенниннах и Динарских горах (Bernoulli, 1971), на Паннонском массиве (Надь, 1971; Фюлёп, 1971), в советских Восточных Карпатах (Славин, 1966), в структурах Пиренейского полуострова. С известняково-кремнистой ассоциацией пород тесно связаны кремнисто-радиоляритовые толщи. Последние широко развиты в структурах Балканского полуострова (Обузн, 1967), где они ассоциируются с лавами основного состава и гипербазитами (Пиндский прогиб). Характерно, что мощности известняково-кремнистых и кремнисто-радиоляритовых формаций не превышают десятков метров (30—70 м в Южных Альпах, по Р. Трюмпи, 1965). По всей вероятности, радиоляриты более широко распространены среди верхнеюрских отложений, чем это считалось ранее. Дело в том, что среди "пестрой смеси", характерной для офиолитовых зон, протягивающихся вдоль северного и южного краев центральной зоны Тетис, наряду с обломками ниже- и верхнемеловых пород развиты радиоляриты, относимые к верхней юре (Казьмин, 1966; Ломизе, 1970).

Среди верхнеюрских отложений известны толщи, сложенные красными желваковыми глинистыми известняками фации "аммонитико росса". Маломощные толщи красных известняков "аммонитико росса", по мнению Ж. Обузна (1967), представляют собой горизонты конденсации, приуроченные к пелагическим мелководным зонам или к склонам отмелей. На территории Греции описаны переходы известняков типа "аммонитико росса" в фацию скалистого дна ("хардграунд").

Наряду с глубоководными кремнисто-карбонатными и карбонатными отложениями в составе верхнеюрской карбонатной ассоциации развиты относительно мелководные карбонатные толщи, сложенные известняковыми брекчиями, оолитовыми и водорослевыми известняками, коралловыми известняками и доломитами. По текстурным особенностям среди них выделяются толщи массивных и слоистых известняков. Мощность мелководных карбонатных толщ достигает 1,5—2 км. Для верхнеюрских отложений характерен парагенезис известняков и доломитов; нередко известняки песчанистые и глинистые (келловейский ярус). В разрезе кимериджа — титона появляются включения и прослои гипса, известняки приобретают красную окраску.

Как отмечалось, в ассоциации карбонатных формаций наряду с собственно карбонатными формациями присутствуют небольшие тела терригенных и терригенно-карбонатных формаций. Тесные парагенетические связи карбонатных и терригенных формаций наблюдаются в Горном Крыму. В синклиниях Горного Крыма верхнеюрские карбонатные формации на очень коротких расстояниях замещаются терригенно-карбонатным флишем, грубообломочными конгломератовыми формациями, глинистой формацией с массивами рифовых известняков (Муратов и др., 1960). Наличие терригенных формаций внутри ассоциации карбонатных формаций является важным диагностическим признаком.

Внутри ассоциации карбонатных формаций верхней юры в Телльском Атласе, Бетских Кордильерах, на Большом Кавказе, в Горном Крыму, Динарских горах и Стара-Планине развиты флишевые формации. Между флишевыми и нефлиевыми формациями повсеместно наблюдаются очень тесные связи. Нефлишевые карбонатные отложения верхней юры во флишевых синклиниях становятся терригенно-карбонатными или даже карбонатно-терригенными.

В разрезах южного склона Большого Кавказа, соответствующих наиболее погруженным частям Грузинской глыбы, по р. Бзыбь и в верховьях р. Квирила (Стратиграфия СССР..., 1972) разрез верхней юры карбонатный. Только келловей представлен песчанистыми известняками и песчаниками. В сопряженных флишевых синклиниях карбонатно-терригенному келловею соответствует терригенный флиш, а вышележащей известняковой части разреза — карбонатный и терригенно-карбонатный флиш.

Интересные выводы о взаимоотношении флишевых и нефлишевых серий вытекают из анализа материалов по верхней юре Болгарии, приведенных в работе И.К. Начева (1972). В составе верхнеюрских отложений И.К. Начев выделяет две формации: карбонатную (келловой — кимеридж, на севере включает титон) и флишевую карбонатно-терригенную (титон — берриас?). В центральной части Болгарии (Стара-Планина) карбонатная формация сложена известняками, мергелями и включает прослой радиоларитов. Мощность ее невелика, местами всего 10 м. Выше согласно залегает терехкилометровая серия титонского флиша. В его разрезе карбонатные породы (мергели и глинистые известняки) составляют только 15%, в то время как песчаники и алевролиты — 55%. В северном направлении, к Мизийской плите, титонский флиш сменяется субфлишем, мергелями и известняками и, наконец, чистыми известняками. При этом мощность титонской части разреза последовательно уменьшается от 3000 (флиш) до 350 м (известняки). Если учесть, что в разрезе флишевой серии мергели и глинистые известняки составляют 15%, то получается близкое соответствие мощности титонской части карбонатной формации на Мизийской плите (около 350 м) суммарной мощности слоев глинисто-карбонатных пород внутри флишевой формации в Стара-Планине (около 450 м). Таким образом, объем карбоната кальция, выпавшего в осадок в зоне флишенакпления и вне ее, был примерно одинаковым, но в зону флишенакпления эпизодически дополнительно и в большом количестве поступал терригенный материал. В результате общая мощность отложений во флишевом прогибе Стара-Планины в 9—10 раз превысила мощность известняковых отложений титона на Мизийской плите.

Возможно, что титонский флиш стал накапливаться на участке, где ранее прогибание не компенсировалось осадконакоплением. К этому предположению приводят закономерности изменения мощностей келловой — кимериджа. Под флишем мощность карбонатной формации келловой — кимериджа измеряется метрами или десятками метров. К северу мощность возрастает не менее чем в три раза, при этом происходит изменение и в составе парагенезиса горных пород. Там, где титонские отложения представлены флишем, его подстилают мергели, мелкозернистые тонкослоистые известняки, радиолариты; севернее под титонскими известняками залегают массивные органогенные известняки, доломиты, мергели. Вероятно, указанные различия в парагенезисах в дальнейшем позволят обосновать выделение в келловее — кимеридже двух самостоятельных и пространственно обособленных формаций: кремнисто-известняковой и доломито-известняковой.

В областях резко расчлененного геосинклинального рельефа с карбонатным осадконакоплением большие мощности карбонатных формаций соответствуют структурам относительно приподнятым. Прогибам отвечают участки с минимальными мощностями разновозрастных карбонатных формаций, содержащих линзы и пласты радиоларитов. Это объясняется тем, что в пелагической области скорости накопления карбоната кальция наибольшие на подводных возвышенностях, где формируются биогермы и биостромы. В глубоководных прогибах накопление карбоната кальция замедлено в связи с его растворением.

В области карбонатонакопления прогибам соответствует относительно однообразная формационная характеристика верхней юры, а возрастные объемы формаций максимальны. В зонах, относительно приподнятых, происходит не только увеличение мощности разновозрастных карбонатных отложений, но и расслоение разреза верхней юры на несколько формаций.

Общая форма тела ассоциации карбонатных формаций весьма сложная. Участки с раздувами мощности чередуются с участками, где мощности сокращены, а местами вообще отсутствуют формации соответствующего возраста. В конечном счете тело этой ассоциации формаций имеет неправильно ячеистую форму в плане как в центральной части ареала, так и в его окраинных зонах.

Граница между центральной частью ареала ассоциации карбонатных формаций, где разрез верхней юры однородный, и внешним его краем, где разрез имеет двучленное строение, повсеместно очень постепенная. Так, например, в Копетдаге в верхней части карбонатного разреза среди доломитов появляются прослойки ангидритов. На Большом Балхане в этой части обособливается сульфатно-доломи-

товая формация (около 200 м), и только к северу (Туранская плита) и югу (структуры Центрального Ирана) развита собственно соленосная формация. Трехслойный тип разреза наиболее полно выражен в Мургабской и Амударьинской впадинах, в юго-западных отрогах Гиссарского хребта и в Афгано-Таджикской впадине, а также в Загросе.

Верхнеюрские отложения в юго-западной части Гиссарского хребта представлены карбонатной (известняковой) формацией среднего келловей — оксфорда (300—700 м) и соленосной формацией, относимой по возрасту к кимериджу — титону (до 1000 м). Выше соленосной формации, представленной весьма полно (от ангидритов до калийных солей), залегает красноцветная терригенная формация, нижняя часть которой (карабильская свита), по мнению некоторых исследователей, имеет титонский возраст.

Для внешней зоны ареала этой ассоциации формаций весьма типична верхняя юра на Северном Кавказе и в Предкавказье. На Северном Кавказе Г.А. Логиновой (1972) выделены четыре регионально выдержанные свиты. Нижняя свита представлена глинистой и терригенно-карбонатной формациями. Вышележащая свита соответствует известняково-доломитовой формации, а две верхние свиты — сложной сульфатно-карбонатной формации. Состав и взаимоотношение сульфатно-карбонатных и карбонатных формаций верхней юры — валанжина на Северном Кавказе рассмотрены в публикациях Н.Е. Митина (1962, 1964), который в разрезе верхнеюрских отложений отметил полную гамму взаимопереходов от чисто известняковой до соленосной и красноцветной терригенной формаций.

Кое-где на Скифской и на Туранской плитах развиты терригенные красноцветные формации, занимающие по отношению к ассоциации карбонатных формаций крайнее положение. По возрасту они соответствуют верхней юре в целом или ее верхним горизонтам.

Латеральный ряд формаций, составляющих тело ассоциации карбонатных формаций, намечается только в общих чертах. Систематика карбонатных формаций пока не разработана, и в одном ряду могут оказаться неравнозначные парагенезисы пород. Пока еще не вполне ясно, какой парагенезис карбонатных пород заслуживает выделения в ранге формации, какой в ранге подформации и что можно считать в данном случае парагенезисом формаций.

Ассоциация карбонатно-терригенных формаций

Карбонатно-терригенная ассоциация формаций развита в северной периферической зоне бассейна Тетис: в Днепровско-Донецком, Северо-Устьюртском и Южно-Мангышлакском прогибах, в южной части Прикаспийской синеклизы, в Парижской впадине и др. Верхнеюрские отложения в указанных структурах обладают переходными чертами; такими же являются фаунистические комплексы, включающие представителей средиземноморской и бореальной биогеографических провинций.

В Мангышлакской зоне поднятий и сопряженных прогибах широко распространены зеленовато-серые известковистые глины, часто алевритистые, со стяжениями глинистых сидеритов, а также светлые мергели, пески и песчаники (в небольшом количестве). Чередование пачек мергелей и глин в разрезе верхнего келловей — титона позволяет большинству исследователей рассматривать отложения этого возрастного диапазона на северо-западе Туранской плиты в качестве единой карбонатно-терригенной формации (Крылов, 1970; Стратиграфия СССР..., 1972; Петров, 1973; и др.).

Глины, мергели, известняки и песчаники слагают разрез верхней юры в западной части Прикаспийской синеклизы. Волжский ярус здесь образован темными глинами, кварц-глауконитовыми песчаниками, горючими сланцами, типичными для разрезов бореальной провинции. В кимеридже развиты известняки и мергели (около 30 м), которые в восточной части синеклизы замещаются песчано-глинистой пачкой (4—8 м). Средний келловей — оксфорд (80—270 м) представлен глинами с прослоями мергелей, алевролитов, песчаников.

В Днепровско-Донецкой впадине келловей-оксфордские отложения образуют терригенно-карбонатный тип формаций (от серых грубых песков до оолитовых и

органогенных известняков, глин и мергелей). Высокой карбонатностью характеризуется верхняя часть верхнего оксфорда (Стратиграфия СССР..., 1972), где, кроме органогенных и оолитовых известняков, развиты плотные микрозернистые кремнистые известняки. Отложения кимериджа и титона представлены пестроцветной (красноцветной) терригенной формацией (около 70 м), характерной для верхней юры в периферических зонах бассейна Тетис.

Наибольшей карбонатностью отличаются верхнеюрские отложения Парижской впадины. В южных ее районах чистые органогенные (коралловые) известняки, тонкозернистые и оолитовые известняки и известняковые брекчии характерны для верхнего оксфорда (лузитана). Кимериджские отложения состоят из мергелей, титонские (портланд) — из известняков. Келловейский и большая часть оксфордского ярусов сложены мергелями, глинистыми известняками, глинами. В северном направлении отмечаются последовательное выклинивание карбонатных пород и замещение их глинами. На территории Англии только на уровне верхнего оксфорда и нижней части портланда (южные области), в разрезе сохраняются коралловые, оолитовые и песчаные известняки. Оксфорд, кимеридж, портланд представлены глинами, типичными для бореальной провинции (Аркелл, 1961).

Выделение ассоциации карбонатно-терригенных формаций в значительной мере условно. Направленное изменение формаций от срединноморских, карбонатных (на юге) к бореальным, глинистым (на севере) определяется географическим положением этой ассоциации формаций — в полосе проливов, соединявших Тетис с Полярным бассейном. В результате этого вещественный состав формаций, составляющих карбонатно-терригенную ассоциацию, последовательно изменяется от карбонатного (карбонатно-сульфатного) на юге до чисто глинистого на севере без четко выраженных границ между смежными формациями.

Ассоциация красноцветных (пестроцветных) терригенных формаций

Верхнеюрские красноцветные (пестроцветные) терригенные формации развиты локально в платформенных структурах южной периферической зоны бассейна Тетис (Сахарская синеклиза, Аравийская плита), а также по его северной периферии (Туранская и Скифская плиты, Тянь-Шань), опоясывая окраинные части материков, разделенных этим бассейном. Они имеются и в центральной зоне бассейна (на массивах Центрального Ирана, Афганистана, в Закавказье), где с терригенными отложениями связаны пачки карбонатных и сульфатных пород. Тела терригенных красноцветных формаций, образующие единую ассоциацию, имеют прерывистое распространение.

Возрастной объем красноцветных формаций существенно изменяется. В зонах трехчленного разреза верхней юры красноцветные терригенные формации перекрывают соленосные, соответствуя верхним горизонтам титона, а также слагают разрез неокома (частично или полностью). Вне ареала ассоциации карбонатных формаций, но в непосредственной близости от него (Ферганская впадина, Алайская долина, Сырдарьинская синеклиза, Сахарская плита) красноцветные терригенные формации, возможно, включают аналоги всех ярусов верхней юры и также переходят в неоком.

К верхнеюрским отложениям вне ареала ассоциации карбонатных формаций условно относят пестроцветные песчаники, конгломераты, гравелиты, лиловые глины с остатками папоротникообразных гинкговых. В Ферганской впадине это карабулакская, тулукская, балабанская свиты и верхняя часть шурабской. Их мощность изменяется от 0 до 600 м (Унифицированные стратиграфические схемы..., 1969). На западе Алайской долины верхнеюрские красноцветы содержат гипс.

Также условно выделяется верхняя юра на территории Египта и на западе Аравийского полуострова, где она входит в состав континентальной пестроцветной нубийской серии. В северных районах Алжирской Сахары (Алиев, Лаусин, Корж и др., 1971) верхнеюрским отложениям соответствуют пестроцветные и красноцветные песчаники и глины. В западных районах в разрезе верхней юры (100—750 м) среди обломочных пород присутствуют прослои доломитов и ангидритов. Во впадинах Бешар и Илизи верхнеюрские отложения совместно с подстилающими средне- и нижнеюрскими слагают единую красноцветную терригенную формацию.

На территории Центрального Ирана и Афганистана разделить верхнеюрские и неокомские терригенные красноцветные отложения трудно. Общая характеристика ассоциации красноцветных (пестроцветных) формаций приведена в следующем разделе, поскольку выделение титонских красноцветов не всегда достаточно обосновано.

Стратиграфическое положение описываемых формаций более определено в области распространения карбонатной и галогенной верхней юры и морского глинистого нижнего мела. Так, например, на Северном Кавказе красноцветная терригенная формация залегает на галогенной, относимой к кимериджу и титону, и покрывается морскими отложениями с ископаемыми нижнего валанжина. Обоснованной стратиграфической корреляции красноцветных формаций в разрезах, где их возраст устанавливается с точностью до яруса (Северный Кавказ, южные районы Туранской плиты) и до отдела (север Туранской плиты, Тянь-Шань, Центральный Иран и Афганистан), провести пока не удается.

Говоря о латеральном ряде верхнеюрских формаций, необходимо иметь в виду, что он различается на разных стратиграфических уровнях. В общем, следует различать два ряда: на уровне келловея — оксфорда и кимериджа — титона. Нижний ряд включает следующий набор формаций: известняково-мергельная — рифогенных известняков — известняково-кремнистая — известняково-вулканогенные — яшмовые — терригенно-известняковые — "аммонитико росса" — светлых слоистых известняков — карбонатного флиша — терригенно-карбонатного флиша — карбонатно-терригенного флиша — карбонатно-глинистые — глины с сидеритами — песчаниковые — известняково-доломитовые. Верхний ряд образуют все упомянутые формации, а также соленосная, гипсо-доломитовая, пестроцветная и красноцветная терригенная. Исключительно с геосинклинальной областью связаны флишевые формации, а также формации: яшмовые, известняково-кремнистая, известняково-вулканогенные и красных комковатых известняков. Остальные типы формаций встречаются в геосинклинальной области и на платформах.

ФОРМАЦИИ И АССОЦИАЦИИ ФОРМАЦИЙ НЕОКОМА

Разрез неокома образуют карбонатные, карбонатно-кремнистые, карбонатно-терригенные, терригенные (в том числе красноцветные и пестроцветные) и осадочно-вулканогенные формации. В отличие от верхней юры, неокомские отложения в северной периферической и центральной зонах бассейна Тетис характеризуются частой перемежаемостью типов пород, контрастными изменениями литологического состава, отсутствием осадков на больших площадях. Все это позволяет думать о высокой степени тектонической дифференцированности рассматриваемой области в начале раннего мела. Латеральный ряд осадочных формаций неокома в пределах исследуемой территории состоит из ассоциаций: карбонатных, терригенных глауконитовых, а также терригенных красноцветных и пестроцветных формаций.

Ассоциация карбонатных формаций

Ареал ассоциации карбонатных формаций неокома меньше ареала аналогичной ассоциации верхней юры и располагается внутри него. В начале раннемеловой эпохи накопление карбонатных отложений локализовалось только в центральной и частично южной зонах бассейна Тетис. В ареале ассоциации карбонатных формаций неокома на территории СССР расположены Копетдаг и Большой Балхан, Закавказье, северный склон Большого Кавказа, юго-западная часть Крыма, Закарпатье. Карбонатными формациями представлен неоком в иранской части Копетдага, в Восточном Тавре, Загросе и Месопотамском прогибе, в центральных и восточных районах Аравийской плиты (Саудовская Аравия), Омане. Карбонатные формации неокома широко распространены в альпийских геосинклинальных структурах Южной Европы и Северной Африки, а также в некоторых платформенных структурах (Мизийская плита).

Внутри ареала ассоциации карбонатных формаций их взаимоотношение с верхнеюрскими не остается постоянным. Во многих местах верхнеюрские и неокомские отложения образуют единую известняково-кремнистую (радиоляритовую) формацию. Это характерно прежде всего для офиолитовых зон по северному и южному обрамлению Альпийской геосинклинальной области (Альпы, Северные Апеннины, Греция, Западный и Восточный Тавр, Внутренний Загрос и др.). Имеются области (Копетдаг, Закарпатье), где в разрезе верхнеюрских и неокомских отложений выделяется несколько парагенезисов, связанных зонами взаимопереходов, но часто карбонатные формации верхней юры и неокома разделены глубоким размытием.

В рассматриваемой ассоциации присутствуют практически все основные типы карбонатных отложений, отмеченные нами в разрезе юры. Широко распространены относительно мелководные карбонатные толщи, сложенные органогенными, органогенно-обломочными и оолитовыми известняками с отдельными прослоями песчаников, алевролитов, мергелей, железистых известняков. Они развиты в южных районах СССР и за его пределами: в Копетдаге и Большом Балхане (берриас — готерив), в юго-западной части Крыма (валанжин), на Дзирульском массиве (валанжин — готерив), на Малом Кавказе (готерив — баррем), в Юрских горах и Провансе (валанжин), на Мизийской плите (берриас — валанжин). Это наиболее широко распространенный тип отложений.

Отмеченный тип карбонатных отложений латерально связан со светлыми и темными глинистыми известняками и мергелями с фораминиферами и остатками головоногих моллюсков, содержащими прослой глины, а также микрозернистых известняков ("апиховые известняки"). Эти отложения рассматриваются как относительно глубоководные. Мергельными отложениями представлен верхний баррем в Копетдаге и на Большом Балхане, берриас в Юго-Западном Крыму, нижний готерив в Юрских горах, неоком в Воконтской впадине, так называемая спатанговая фация в Западных Альпах и др.

Известняково-кремнистые толщи нижнего мела, сложенные яшмами, радиоляритами, переслаивающимися с кремнистыми известняками, мергелями и микробрекчиями, описаны в эвгеосинклинальных зонах Альпийской области (Обуэн, 1967; Трюмпи, 1965).

В Южных Альпах, Апеннинах, Динарских горах в неокоме развит особый тип кремнисто-карбонатных отложений — майолика. К ней относят толщи плотных слоистых (0,1—0,5 м) микрозернистых известняков, обычно светлых, иногда доломитизированных, с прослоями мелкообломочных известняков (калькаренитов). Известняки содержат в изобилии линзы, желваки и прослой коричневых, розовых, серых кремней. Мощность майолики в Северных Апеннинах около 300—800 м (Abbate, Saggi, 1970). Очевидно, есть все основания выделять майоликовые известняки как особую кремнисто-известняковую формацию, имеющую глубоководное происхождение. Видимо, к этому же типу относится неоком в Восточных Карпатах.

Среди карбонатных отложений в нижнем барреме юго-западной части Крыма известны желтые, розовые и красные комковатые известняки, образующие пласт мощностью около 2 м. Известняки состоят из обломков и целых раковин головоногих моллюсков, брахиопод, двустворок. В искусственных обнажениях окраска известняков зеленовато-голубоватая. Есть основание думать, что красный цвет пород обусловлен вторичными процессами. Особенности пород нижнего баррема Юго-Западного Крыма позволяют отнести его к типу отложений "аммонитико росса". Указанный тип отложений впервые выделен в разрезе юры Южных Альп.

Ж. Обуэн (1967) проанализировано распространение отложений типа "аммонитико росса" на юге Европы. В своей работе он пишет: "...фация "аммонитико росса" характеризует некоторые зоны или отдельные части этих зон в стадию обособления или стадию становления геосинклинального периода, но не представлена в орогенной стадии этого периода и тем более в позднегеосинклинальном и постгеосинклинальном периодах" (Обуэн, 1967, с. 110). Распространение указанного типа отложений в нижнем барреме Юго-Западного Крыма не позволяет согласиться с высказанной точкой зрения. По-видимому, формация "аммонитико росса" отра-

жает более многообразную тектоническую обстановку, поскольку Юго-Западный Крым в раннемеловую эпоху являлся структурой позднегеосинклинального этапа, представляя собой геоантиклиналь, спаянную с краевой частью Скифской плиты (Цейслер, 1971).

На южном склоне Большого Кавказа (Дибрарский и Новороссийский синклиналии), в Восточных Карпатах, Стара-Планине, Атласских горах, Апеннинах среди неокома развиты формации карбонатного и терригенно-карбонатного флиша. Флишевые и нефлишевые серии неокома тесно связаны общностью пород, слагающих второй элемент ритма флиша и сопряженные нефлишевые серии (мергели, микрозернистые известняки).

Внутри ассоциации карбонатных формаций заключены отдельные формации терригенной группы — глинистые, глинисто-песчаниковые, конгломератовые. Для них характерны прослои известняков среди терригенных отложений, общая повышенная карбонатность, переходы обломочных терригенных пород в обломочные карбонатные.

Число формаций, которые можно выделить в стратиграфических разрезах неокома, неодинаково. В Копетдаге и на Большом Балхане неокому отвечают две карбонатные формации, связанные постепенным переходом. Внизу это формация органогенно-обломочных и оолитовых известняков (около 1000 м) берриаса — нижнего баррема, вверху — формация мергелей (около 300 м) верхнего баррема.

На северном склоне Большого Кавказа в разрезе обособлены известняковые отложения берриаса — валанжина и известняково-песчаниковые — готерива — баррема. Интересно, что во флишевых прогибах (Новороссийском, Дибрарском) известняковому берриасу — валанжину соответствует карбонатный флиш, известняково-песчаниковому готериву — баррему — карбонатно-терригенный и терригенный флиш.

В юго-западной части Крыма в разрезе неокома обособлены по крайней мере три парагенезиса карбонатных пород, разделенные поверхностями размыва, а местами — толщей белых кварцевых конгломератов нижнего готерива (Цейслер, 1959). Карбонатные формации неокома в Горном Крыму на коротких расстояниях сменяются терригенными — глинистыми, песчаниковыми глауконитовыми.

Для выявления особенностей осадконаполнения в связи с развитием тектонических структур в неокоме особый интерес представляет территория Франции, где карбонатные отложения неокома участвуют в строении различных тектонических структур (внешняя и внутренняя зоны Альп, мегантиклиналь Юрских гор, Воконтская и Парижская впадины). Здесь впервые В.Килианом установлена связь фациальных типов отложений неокома с тектоническими структурами. На территории Франции удастся проследить постепенное замещение карбонатных формаций неокома, характерных для бассейна Тетис, глинистыми отложениями бореального бассейна, развитыми на севере ГДР и ФРГ (Жинью, 1952).

В широтном ориентированном прогибе платформенного типа, захватывающем южные Предальпийские цепи между палеозойским массивом Пельву на севере и горами Баррем и Нион на юге, отложения берриаса — баррема, по-видимому, можно рассматривать в качестве единой формации светлых мергелей и глинистых известняков (мощность 150–200 м), имеющих глубоководное происхождение. Указанный тип осадков характеризует центральную часть Воконтского прогиба. При перемещении в сторону положительных структур (Центрального Французского массива на западе, массива Мор-Эстерель на юге и мегантиклинали Юры на севере) происходит увеличение мощности карбонатных отложений (до 1000 м) и расслоение разреза на три части: две формации мелководных органогенных известняков в валанжине и барреме и разобщающая их формация глубоководных мергелей (спатанговые фации) в готериве. Внутри формаций органогенных известняков отмечаются многочисленные перерывы, горизонты с фосфоритами, прослои глауконитовых песчаников. В сторону массивов они сменяются песчаниковой глауконитовой формацией. Границы фациальных зон нижнего мела на юге Франции являются общими для территории, относимой к молодой платформе и к Альпийской геосинклинальной области, секущими границы современных структур (Жинью, 1952).

Мощности карбонатных формаций неокома изменяются таким образом, что осевым частям конседиментационных прогибов соответствуют их уменьшенные величины (по сравнению с мощностями на крыльях смежных поднятий). Максимальные мощности карбонатных формаций неокома оказываются приуроченными к зонам перехода мелководных отложений в глубоководные. Указанное явление установлено М. Жинью для Воконтской впадины и в гельветских покровах Альп. Не менее важно подчеркнуть, что в конседиментационных прогибах платформенного (Воконтская впадина) и геосинклинального (Пьемонтская зона Альп, Пиндский прогиб, Апеннины и др.) типов карбонатные отложения неокома не только уменьшены по мощности, но и однообразно представлены в формационном отношении. С верхней юрой он образует единую формацию. В приподнятых структурных зонах происходит расслоение разреза неокома на несколько самостоятельных формаций (до трех-четырех). Таким образом, в глубоких конседиментационных прогибах стратиграфический объем карбонатных формаций больше, чем на поднятиях, но их мощность уменьшена в несколько раз.

Ассоциация терригенных глауконитовых формаций

Морские терригенные сероцветные глауконитовые формации имеют самостоятельное значение в периферических зонах бассейна Тетис. На территории юга СССР морской сероцветный песчано-глинистый неомом распространен на Скифской и Туранской плитах (Мангышлак и обрамляющие прогибы), в Прикаспийской синеклизе, Восточном Крыму и Северо-Западном Кавказе. Глинистый неомом развит в чехле Польско-Германской впадины. В южной периферической зоне бассейна Тетис морской сероцветный песчано-глинистый неомом известен в Телльском Атласе и Сулеймановых горах — хр. Киртхар. Область развития терригенных формаций неокома отвечает генетически различным структурам.

Рассматриваемый ряд формаций включает всю гамму терригенных и карбонатно-терригенных формаций. В одних случаях это чистые голубовато-серые известковистые глины с линзами и желваками мергелей (валанжин в Восточном Крыму), в других — толщи серых глин с горизонтами глыбовых конгломератов (готерив Восточного Крыма, готерив — баррем Северо-Западного Кавказа). Местами в глинах содержатся тонкие прослои алевролитов, песчаников, органогенно-обломочных известняков (Мангышлак, Прикаспийская синеклиза, Скифская плита). Соотношение пелитовых, алевролитовых и песчаных пород варьирует в широких пределах. Вблизи поднятий развиты толщи известковистых песчаников с прослоями серых глин, алевролитов и известняков. Повсеместно в терригенных породах присутствуют зерна глауконита, зерна и желваки фосфоритов. Нередко содержатся оолиты бурого железняка, растительные остатки.

Ареал терригенных формаций занимает восточную часть северной периферической зоны бассейна Тетис, во внутренней зоне бассейна участки с терригенными отложениями неокома тяготеют к островной суше. Ассоциация терригенных формаций, сформировавшаяся в северной периферической зоне океана Тетис, по литологическому составу близка к однообразным отложениям Полярного бассейна. Это можно установить, прослеживая нижнемеловые отложения от южных районов Скифской плиты через Прикаспийскую синеклизу, Ульяновско-Саратовский прогиб в центральные районы Московской синеклизы. Вероятно, в неомоме существовали широкие связи Полярного бассейна и океана Тетис через синеклизы Восточно- и Западно-Европейской платформ.

Ассоциация терригенных красноцветных и пестроцветных формаций

Красноцветные терригенные формации широко распространены в неомоме северной и южной периферических зон бассейна Тетис. Область развития красноцветных отложений неокома на юге СССР охватывает территорию Северного Памира и Тянь-Шаня (Иссык-Кульская, Нарынская, Ферганская, Афгано-Таджикская впадины, Алайская долина и др.) и прослеживается прерывистой полосой через Туранскую плиту и Предкавказье в Равнинный Крым и Днепровско-Донецкую впа-

дину. От Памира через Гиндукуш полоса неокомских красноцветов уходит в Центральный Иран и Афганистан. На Западно-Европейской платформе нижнемеловые красноцветные обломочные толщи вельда распространены во Франции, на территории Пиренейского полуострова в обрамлении приподнятого Иберийского массива. Область распространения красноцветных терригенных формаций, включающих неоком, занимает Сахарскую синеклизу и западный край Аравийской плиты. Ареал красноцветных терригенных формаций неокома, вероятно, контролировался зонами прибрежного мелководья и прибрежными аллювиальными равнинами.

В зависимости от места положения разрезов возрастной объем красноцветных формаций изменяется весьма существенно, что отчетливо проявляется на юго-востоке Средней Азии при движении от Афгано-Таджикской впадины к западным районам Туранской плиты, примыкающим к Копетдагу. В Придарвазье и Гиссарском хребте красноцветными терригенными породами образованы верхняя юра, весь нижний мел, а также сеноман; в южных районах юго-западной части Гиссарского хребта (Кугитанг, Гаурдак) красноцветным и гипсоносным является титон (?) — баррем, в Мургабской впадине — валанжин — готерив, на Туаркыре — баррем (Цейслер, 1967б).

Красноцветные терригенные формации неокома занимают самое различное структурное положение. Они развиты в чехле древней платформы в Днепровско-Донецкой впадине, широко распространены на молодых платформах (Туранская и Скифская плиты, Западно-Европейская платформа), в областях мезозойской орогенной активизации (Тянь-Шань, Северный Памир), а также среди структур Альпийской геосинклинальной области (Центральный Иран и Афганистан).

Литологический состав толщ, относимых к группе красноцветных терригенных формаций, различается в значительной степени за счет изменений в соотношении типов обломочных пород, в зависимости от наличия или отсутствия гипсов, доломитов, оолитовых известняков, солей, пачек сероцветных отложений с морской фауной.

На юго-востоке Туранской плиты и в Афгано-Таджикской впадине выделяются зоны, отвечающие разным частям тела формации. В Придарвазье, на внутреннем крае тела формации, в разрезе неокома преобладают грубообломочные породы — гравелиты, песчаники. Западнее, в центральной и западной частях Афгано-Таджикской впадины, основное значение приобретают алевролиты и глины, а в южных районах Юго-Западного Гиссара в барремской части разреза выделяется ассоциация пород, в строении которой важная роль принадлежит гипсам, оолитовым известнякам и мергелям, перемежающимся с красноцветными глинами и алевролитами — окузбулакская свита. Имеются данные о том, что в Афгано-Таджикской впадине в альмурадской свите (валанжин) присутствуют соленосные отложения.

Среди аридных карбонатных красноцветных формаций (по А.Л. Яншину) различаются близкие, но не тождественные парагенезисы, отличающиеся соотношением типов пород и генетических типов отложений и заслуживающие выделения в качестве формаций красноцветной (пестроцветной) группы. Несмотря на появление в последние годы исследований, посвященных красноцветным формациям (Анатольева, 1972 и др.), их систематика не может считаться разработанной. А.В. Сочава (1968) при описании меловых красноцветных формаций Средней Азии выделил два типа красноцветных и три типа пестроцветных формаций.

Конкретные примеры, приведенные А.В. Сочавой для подтверждения каждого выделенного им типа формаций, вынуждают нас воздержаться от использования его классификации. Литологический состав нижнемеловых отложений даже на территории Афгано-Таджикской впадины подвержен столь существенным изменениям, что одна и та же свита в удаленных разрезах на одной структуре должна быть отнесена к разным типам формаций в классификации А.В. Сочавы.

Устанавливается вполне определенная закономерность, выраженная в том, что степень "красноцветности" отложений нижнего мела в Афгано-Таджикской впадине уменьшается по мере приближения к горному обрамлению, при смене их глинисто-алевролитового состава конгломерато-гравийным. Это можно объяснить тем, что в области высокогорного рельефа, с которой связано накопление грубообломочных

отложений, при выветривании продуктов разрушения ведущее место принадлежало процессам, обусловленным вертикальной климатической зональностью. На равнине, где накапливался тонкообломочный материал, влияние аридного климата проявлялось более четко. Самая общая зависимость между литологическим составом парагенезисов пород и отрицательной тектонической структурой, которую они заполняют, заключается в том, что в небольших впадинах, обрамленных со всех сторон горными сооружениями, и в бортовых частях крупных впадин развиты более грубообломочные толщи.

Мощности красноцветных формаций неокома значительно изменяются: от нескольких сотен метров вблизи бывших горных поднятий до десятков метров в удалении от них. Так, например, их мощность в Ферганской впадине — около 100 м, на востоке Афгано-Таджикской впадины — 700—750 м, на ее западе — около 600—650 м, в Мургабской впадине — 350—400 м, на Туаркыре — около 50 м.

Четкая направленность в изменении литологического состава и стратиграфического объема нижнемеловой красноцветной терригенной формации на юго-востоке Средней Азии (Цейслер, 1967б), особенности формы и внутреннего строения тела формации, обусловленные тем, что она слагает крупные шлейфы, опоясывающие области горообразования, — все это позволяет относить красноцветные терригенные формации юго-востока Средней Азии, Ирана и Афганистана к классу молассовых.

На западе Туранской плиты красноцветные и пестроцветные толщи накапливались в стабильных платформенных условиях. Ю.Л. Верба (1973) обосновывает их возрастной объем (готерив — нижний баррем) и показывает, что относительно маломощная (до 50 м) красноцветная терригенная формация в Туаркырской зоне в южном направлении (западная часть Большого Балхана, Кубадаг, Бейнеу) сменяется пестроцветной терригенно-карбонатной. Последняя фациально замещается полностью карбонатным разрезом на Большом Балхане и в Копетдаге.

Анализ пространственного размещения разных типов формаций неокома показывает, что положение ареалов их ассоциаций повторяет ареалы верхнеюрских формаций, несмотря на то что во многих районах рассматриваемой территории морские отложения юры и мела разделены угловыми несогласиями, эрозионным размывом, а также красноцветными континентальными отложениями молассового типа. Общие закономерности в распределении типов формаций в геосинклинальной области и на платформах, выявленные при анализе юрских отложений, подтверждаются анализом отложений неокома. По-видимому, неокомскому времени соответствуют наиболее широкие связи океана Тетис и Полярного бассейна, так как на Скифской и Туранской плитах некоторые области, занятые карбонатными юрскими осадками бассейна Тетис, в неокоме оказались зонами накопления глинистых осадков бореального типа.

ФОРМАЦИИ И АССОЦИАЦИИ ФОРМАЦИЙ АПТА — АЛЬБА

В комплексе апт-альбских отложений бассейна Тетис выделяются все группы осадочных формаций, а также вулканогенно-осадочные и чисто вулканогенные формации. Осадочные формации апта и альба образуют протяженный латеральный ряд, который объединяет три их ассоциации: терригенную глауконитовую, карбонатную и терригенную красноцветную. Среди них особое внимание привлекает ассоциация терригенных глауконитовых формаций, широко распространенная на территории юга СССР и в соседних странах.

Ассоциация терригенных глауконитовых формаций

Ареал ассоциации терригенных глауконитовых формаций связан с северной периферической зоной бассейна Тетис в области платформенных структур и внешних альпийских мегантиклинорий. Объем стратиграфических подразделений, сложенных терригенными глауконитовыми формациями, уменьшается в южном и в за-

падном направлениях в связи с переходом терригенных формаций в карбонатные. В восточных районах северной периферии бассейна Тетис (Прикаспийская синеклиза, Туранская плита, Копетдаг, Бадхыз, Афгано-Таджикская впадина) терригенными глауконитовыми формациями представлен апт, альб, сеноман, а также частично турон.

На Северном Кавказе, в Горном Крыму, а также на Скифской плите и в Днепровско-Донецкой впадине отложения сеномана становятся карбонатными (мергельными), и только на конседиментационных поднятиях сохраняется их терригенный состав. Мергелями с глауконитом или глауконитовыми песчаниками образован сеноман на Западно-Европейской платформе, причем глауконитовые песчаники приурочены к зонам поднятий, а мергели связаны с погруженными участками прогибов.

Вблизи положительных платформенных структур (Воронежская антеклиза, Ставропольский свод, Украинский щит, Центральный Французский массив и др.) стратиграфический объем терригенных глауконитовых формаций относительно увеличен, в то время как мощности уменьшены до первых десятков метров.

Изменение стратиграфического объема ассоциации терригенных формаций происходит также за счет фациального замещения терригенных отложений апта карбонатным во внутренних зонах бассейна Тетис. К югу от флишевых синклинориев южного склона Большого Кавказа, в Восточных Карпатах, на Мизийской плите, в альпийских складчатых структурах Южной Европы, в южных районах Западно-Европейской платформы отложения апта становятся карбонатными. В перечисленных областях к ассоциации терригенных глауконитовых формаций относятся только альбские отложения. Тело этой ассоциации формаций (апт-альб, местами сеноман) в разрезе образует неправильной формы клин, сужающийся в южном и западном направлениях в связи с фациальным замещением терригенных отложений известняково-мергельными (на уровне сеномана и апта).

В составе рассматриваемой ассоциации формаций участвуют: зеленые глауконитовые известковистые песчаники (пески) и алевролиты, переходящие в песчанистые органогенно-обломочные известняки; голубовато-зеленые известковистые глины, аргиллиты с линзами мергелей и глинистых сидеритов; темно-серые известковистые глины с ярозитом; мергели и оолитовые известняки. Характерно присутствие глауконита и желваковых фосфоритов. Соотношение типов пород в разрезе и на площади изменяется от одного участка к другому, в связи с чем в теле терригенной ассоциации обособлены глинистые, песчаниковые и глинисто-песчаниковые (в том числе флишевые) комплексы пород, которые могут быть выделены в качестве отдельных формаций. Все они объединяются одним и тем же набором признаков: общей "терригенностью", присутствием глауконита, наличием зерен фосфоритов, прослоев органогенно-обломочных известняков. Размеры тел формаций изменяются в широком диапазоне, в зависимости от их структурной приуроченности, от 4000 км² в геосинклинальной области до 400 000 км² на платформах. Так же значительно изменяется и их стратиграфический диапазон: апт — сеноман, верхний баррем — апт, средний — верхний альб, верхний альб, верхний альб — нижний сеноман. Наибольшим стратиграфическим объемом терригенные глауконитовые серии характеризуются в Копетдаге и на западе Туранской плиты (Туаркыр, Питнякская зона поднятий, Мангышлак, Уст-юрт). Песчано-глинистая глауконитовая толща апта-сеномана залегает на глинистых известняках верхнего баррема (Копетдаг, Большой Балхан) или на барремских красноцветях (Туаркыр, Мангышлак) и покрывается мергелями нижнего или верхнего турона. В ее строении участвуют зеленые и серые рыхлые и крепкие известковистые глауконитовые песчаники, алевролиты, светло- и темно-серые глины, мергели, песчанистые известняки. Общее литологическое сходство позволяет рассматривать апт-сеноманские отложения на западе Туранской плиты и в Копетдаге как единую формацию, несмотря на некоторые различия в соотношении типов пород по разрезу.

С верхнеаптско-нижнеальбской частью разреза в Копетдаге связана толща темных аргиллитов с мергельными стяжениями-септариями. Иногда данную толщу выделяют под названием "септариевой" свиты. Толща глин с септариями верхнего

апта — нижнего альба распространена очень широко: она выделяется на Кавказе и прослеживается от побережья Каспия до восточных районов Афгано-Таджикской впадины. На таких расстояниях ее состав и мощности в общем сохраняются. Сеноманская часть разреза в Копетдаге литологически сходна со средне- и верхнеальбской. Среди рыхлых песчаников и алевролитов развиты желваки крепких известковистых песчаников, способствующих образованию характерных караваеобразных форм выветривания. Караваеобразная отдельность в альбе и особенно в сеномане типична для запада Туранской плиты. На всей территории распространения формации в ней присутствуют желваковые фосфориты. В вертикальном разрезе апта — альба Копетдага установлена ритмичная слоистость нескольких порядков.

В юго-восточных районах Туранской плиты в разрезе апта — сеномана происходят изменения в соотношении типов пород. В юго-западных отрогах Гиссарского хребта наряду с зелеными и серыми глинами, глауконитовыми песчаниками и алевролитами широко распространены известняки-устричники. Отдельные пачки устричных известняков достигают мощности 40 м. В толще глин и песчаников появляются прослои мергелей, а на нескольких стратиграфических уровнях — красноцветные песчаники и глины с пачками гипса. Таким образом, парагенезис пород апта — сеномана, каким мы его видим в разрезе юго-западных отрогов Гиссарского хребта, отличается от описанного выше. Литологическая характеристика апт-сеноманской части этого разреза близка к таковой для вышележащих отложений верхнего мела, а поэтому указанная часть разреза на юго-западе Узбекистана рассматривалась нами как составная часть глинисто-ракушечниковой формации.

В горном обрамлении Афгано-Таджикской впадины (Гиссарский и Дарвазский хребты, предгорья Гиндукуша) ассоциация терригенных глауконитовых формаций замещается ассоциацией красноцветных терригенных формаций, охватывающих весь нижний отдел меловой системы.

В южных районах Советского Союза, западнее Каспийского моря, строение толщи терригенных глауконитовых отложений апта — сеномана значительно более дифференцировано. Здесь, помимо ранее отмеченной глинисто-песчаниковой глауконитовой формации, в разрезе выделяется несколько ассоциаций: глинистых, песчаниковых, осадочно-вулканогенных формаций, в том числе тонкоритмичного флишевого строения. Глинистые формации здесь представлены двумя разновидностями.

Первая разновидность — это формации, сложенные однообразной толщей зеленовато- или глубовато-серых гидрослюдистых глин, содержащих редкие тонкие линзовидные прослои и желваки мергелей и глинистых сидеритов. В глинах обычны "щечочки" вторичного гипса. Подобный тип очень характерен для верхнего баррема — апта всей территории Горного Крыма, где глины имеют мощность 60—120 м.

Второй разновидностью являются формации темно-серых, почти черных, слабоизвестковистых алевролитистых глин, содержащих отдельные тонкие прослои алевролитов, линзы глинистых сидеритов. Эти глины широко развиты среди альбских отложений (верхний альб окрестностей г. Феодосии, Лабино-Малкинской зоны Северного Кавказа, Дагестана, альб Воконтской впадины и др.). Мощности глинистых отложений обычно не превышают 100—150 м. В ряде районов глины светлые, песчанистые, содержат тонкие прослои алевролитов, песчаников, гравелитов, в результате чего толща приобретает флишеидное строение. Местами мощности отложений флишеидного типа увеличены (например, альб в Белогорском прогибе в Крыму имеет мощность до 800 м).

В тесных фациальных взаимоотношениях с двумя указанными выше типами формаций находится песчанико-глауконитовая (кварц-глауконитовая) формация, образованная кварцевыми или полевошпат-кварцевыми песчаниками и известковистыми алевролитами с отдельными прослоями светлых известковистых песчаных глин. Пласты песчаников и алевролитов сменяются пластами органогенно-обломочных песчаных известняков. Содержание глауконита высокое. Песчаники линзовидно-слоистые, крепкие и рыхлые. С этим типом формаций связаны желваковые песчанистые фосфориты. Формации глауконитовых песчаников широко развиты во всех структурных зонах в разрезе альба — сеномана: средний — верх-

ний альб юго-западной части Крыма, альб — сеноман окраин Причерноморской впадины, верхний альб Северного Кавказа, "долменные" песчаники Северо-Западного Кавказа, альб — сеноман склонов Центрального Французского массива, альбские песчаники Западных Альп, альб-сеноманские отложения Мармарошской, Раховской и Черногорской зон в Восточных Карпатах. Из числа типичных ассоциаций следует также отметить ассоциацию глинистых песчаных мергелей и известковистых глин, фациально связанную с ассоциацией кварц-глауконитовых песчаников (нижний альб Грузинской глыбы).

В ряде мест (район Балаклавы в Горном Крыму, Тарханкутская система складок Равнинного Крыма, Севанская зона на Малом Кавказе и др.) среди глауконитовых песчаников альба залегают пачки туфогенных пород. Вулканические породы развиты в апте — альбе Аджаро-Триалетской зоны на Малом Кавказе. Состав парагенезисов осадочно-вулканогенных формации тесно связан с литологическим составом смежных осадочных формаций. Вулканические формации, заключенные в теле ассоциации терригенных глауконитовых формаций, содержат в парагенезе с лавами, туфами и туфобрекчиями глауконитовые песчаники, песчаные глауконитовые известняки, гидрослюдистые глины. В туфопесчаниках присутствуют зерна глауконита.

Ритмичным чередованием всех разностей терригенных пород с участием мергелей характеризуются терригенные флишевые формации апта — сеномана, которые широко распространены на южном склоне Большого Кавказа, в Восточных Карпатах, Восточных Альпах, Апеннингах, Динарских горах и др. Даже в пределах одной тектонической структуры флишевые серии испытывают значительные изменения состава (от тонкого до грубого и "дикого" флиша).

Краткий обзор ассоциации терригенных глауконитовых формаций показывает, что в образовании ее латерального ряда участвуют следующие типы парагенезисов пород: глинисто-сидеритовый (зелено-голубые глины с сидеритами) — глинисто-мергельный (темные глины и мергели) — глинисто-песчаный — глинисто-ракушечниковый — песчаный — песчанико-глинистый флишеидный — терригенный флишевый — осадочно-вулканогенный. Все они примечательны наличием глауконита, иногда — желваковых фосфоритов.

Ассоциация карбонатных формаций

В центральной и южной периферических зонах бассейна Тетис развиты карбонатные формации. За небольшими исключениями, почти всему рассматриваемому стратиграфическому интервалу в южных областях бассейна соответствуют карбонатные породы. В западном секторе северной периферической зоны Тетис (Западно-Европейская платформа) карбонатные породы развиты на двух стратиграфических уровнях: в верхнем барреме — апте и сеномане (они разобщены терригенными глауконитовыми формациями альба). Карбонатные отложения сеномана по северной периферии бассейна Тетис формационно тяготеют к вышележащим мергельно-меловым породам верхнего мела. В центральной и южных его зонах карбонатный сеноман обнаруживает тесную формационную связь с подстилающими карбонатными отложениями апта — альба.

В северной периферической зоне бассейна Тетис располагается северный внешний край ареала ассоциации карбонатных формаций. В разрезах платформенных прогибов на территории Западной Европы выделяются известняковые отложения верхнего баррема — апта и глинисто-мергельные отложения апта — альба. В геосинклинальных структурах центральной зоны Тетис, наряду с карбонатными отложениями присутствуют карбонатно-кремнистые и карбонатно-вулканогенные породы. В южной периферической зоне среди карбонатных отложений развиты эвапориты.

В области распространения карбонатных отложений апта (верхнего баррема — апта) наибольшую известность получили так называемые ургонские известняки или ургонская фация известняков, выделенная впервые на юге Франции. Указанный тип отложений широко распространен в Альпийской геосинклинальной области и на плитах соседних платформ.

В СССР ургонские известняки известны в Мармарошской зоне Восточных Карпат и на Дзирульском массиве. За рубежом они описаны в Альпийской складчатой области на территории Испании и Португалии, в Южной Франции, Швейцарии и Италии, в странах Юго-Восточной Европы, Малой Азии и Ближнего Востока, в Северной Африке. "Ургонская фация" образована светлыми кремевыми и красными массивными биоморфными (главным образом рудистовыми) известняками с остатками кораллов, гастропод, водорослей, орбитолин, участками перекристаллизованными, микрозернистыми. Среди массивных биоморфных известняков содержатся прослойки органогенно-обломочных, оолитовых известняков, мергелей с орбитолинами, известняковых брекчий, известковистых алевролитов и песчаников. З.М. Анатасова-Делчева (1966), рассмотрев распространение ургонских известняков в Предбалканье, отметила их рифогенную природу и приуроченность к положительным тектоническим структурам. В прогибах ургонские известняки замещаются терригенно-карбонатными отложениями. Четкую структурную приуроченность эти известняки обнаруживают в Восточных Карпатах, в Предальпах и в остальных районах своего распространения.

В Восточных Карпатах ургонские известняки протягиваются прерывистой полосой на расстоянии около 500 км вдоль края Мармарошской зоны (Чернов, Янин, 1973), обнаруживая тем самым четкую связь с положительными структурами. Во внутренней части флишевой зоны встречаются только небольшие тела известняков. В.Г. Черновым и Б.Т. Яниным в бассейне Большой Угольки выделено несколько типов разрезов ургонских известняков, соответствующих разным частям рифогенных образований. Известняки образуют линзы (?) мощностью 2 – 300 м, длиной до 3 км и связаны резкими фациальными переходами с вмещающими мергелями и песчано-алевролитовыми отложениями. Известняковая толща содержит разнообразный комплекс ископаемых организмов: фораминиферы (особенно орбитолины), губки, строматопоройдеи, колониальные кораллы, мшанки, брахиоподы, иглокожие, брюхоногие и двусторчатые моллюски (особенно рудисты) и водоросли. Отложения, слагающие "ургонскую фацию", представляют собой устойчивую парагенетическую ассоциацию горных пород, имеющую широкое географическое распространение и четкую структурную приуроченность. Следует, по-видимому, считать, что "ургонская фация" представляет собой один из типов карбонатных формаций. Мощность ургонской формации измеряется первыми сотнями метров.

Подобный тип карбонатных формаций широко развит в мезозое. Не случайно известняковые массивы, охарактеризованные на Карпатах в последние годы как ургонские (Чернов и др., 1972, 1973), ранее считались верхнеюрскими. В свою очередь, красные массивные и слоистые микрозернистые и брекчиевидные известняки титона в Юго-Западном Крыму (северный и восточный борты Байдарской долины) некоторые исследователи, в том числе один из лучших знатоков геологии Крыма Г.А. Лычагин, считали ургонскими и ошибочно относили к баррему.

Наряду с ургонским типом формаций, сложенных мелководными известняками, в ассоциации карбонатных формаций обособливаются и другие типы парагенезисов, имеющие как мелководное, так и глубоководное происхождение. В разрезе апта— альба в центральной части Воконтской впадины и в Пиренеях (Жинью, 1952) в верхнем барреме — апте на Мизийской плите (Анатасова-Делчева, 1966), в апте на Грузинской глыбе развита парагенетическая ассоциация, главным членом которой являются светлые или темные мергели с остатками пелагической микрофауны. В Южных Альпах и Северных Апеннингах (Трюмпи, 1965; Brikmann, 1960; Abbate, Sagri, 1970; Bortolotti et al., 1970), помимо указанных типов отложений, отмечены мергельно-песчаниковые турбидиты (альб—сеноман), а также терригенно-карбонатные отложения с повышенным содержанием марганца (Умбрия, Тоскана). В Пиндском прогибе Греции в разрезе рассматриваемого комплекса выделяется карбонатно-кремнистая ассоциация пород (известняки с кремнями, яшмы), а также терригенно-карбонатный флиш (Обуэн, 1965). Появление терригенных пород в ассоциации с карбонатными характерно для участков прерывистого распространения апта — альба, обусловленного наличием островов в морском бассейне.

На территории Центрального Ирана, Южного Афганистана, Южной Турции, в северной части Аравийского полуострова рассматриваемый комплекс образован толщей так называемых орбитолиновых известняков, которые обычно залегают несогласно на подстилающих образованиях. Формационная принадлежность этих известняков не вполне ясна, так как, судя по описаниям, приведенным в сводных работах (Перфильев и др., 1973; Поникаров и др., 1967), под наименованием "орбитолиновые известняки" фигурируют различные парагенезисы карбонатных пород. Мощности "орбитолиновых известняков" обычно не превышают 200–400 м. В центральной части Эльбурса в разрезе орбитолиновых известняков отмечаются потоки базальтов (Перфильев и др., 1973). Область распространения орбитолиновых известняков не ограничивается азиатской частью бассейна Тетис. Их толща подстилает сеноманские глауконитовые мергели в Венгерской впадине (горы Баконь), где вместе с ними присутствуют рудистовые известняки (Вадаз, 1964).

В южной периферической зоне бассейна Тетис карбонатные отложения являются господствующими на площади распространения апта – сеномана. На востоке, в геосинклинальной системе Сулеймановых гор – хр. Киртхар, это известняки и мергели мощностью 100–500 м (Воскресенский и др., 1971). В западной части Внешнего Загроса (провинция Ларестан) нижняя часть разреза отложений этого возраста образована известняками Дарийяк (250 м), верхняя (200 м) – темными битуминозными известковистыми сланцами и известняками Каздуми (James, Wind, 1965).

К западу от Персидского залива (Поникаров и др., 1967) в области распространения апт-сеноманских отложений на Аравийской плите большие площади заняты карбонатными породами, которые к югу и западу замещаются красноцветными песчаниками апта-альба. Среди карбонатных отложений на Аравийской плите (Сирия, Израиль) доломиты и гипсы образуют крупные линзы по всему разрезу. На Синайском полуострове и на западе Сирии в сеноманской карбонатной толще заключено несколько покровов базальтов (Геология..., 1973). Красноцветные песчаники апта оконтуривают с юго-запада тело ассоциации карбонатных формаций, фиксируя южное побережье океана Тетис в данном районе. Красноцветные терригенные отложения апта – альба, слагающие верхнюю часть формации нубийских песчаников, прослеживаются по всей территории Северной Африки (Сахарская плита и Атласские горы). Среди аптских песчаников в юго-западной части Аравии развиты горизонты базальтов, андезитов и их туфов. На территории Северной Африки, в складчатых структурах Атласских гор и на Сахарской плите, в разрезе апта-сеномана преобладают карбонатные породы (известняки, доломиты, однако большая роль принадлежит терригенным породам (Алиев, Лаусин, Сейфуль-Мулюков и др., 1971; Алиев, Лаусин, Корж и др., 1971; Геология..., 1973).

Область распространения терригенных формаций апта – альба в алжирской части Атласских гор отделена от участков развития прибрежных и континентальных терригенных отложений на Сахарской плите зоной карбонатного осадконакопления (Геология..., 1973). Таким образом, терригенные формации заключены здесь внутри тела карбонатной ассоциации формаций. Наличие терригенных пород в области Алжирских Атласов обусловлено развитием внутренних поднятий – кордильер, обрамлявших трюги. В Телльском Атласе апт представлен карбонатно-терригенной (глинистой) флишоидной серией мощностью около 1500 м. В Сахарском Атласе во многих разрезах нижняя часть разреза апта терригенная, верхняя – карбонатная. Состав карбонатных отложений изменяется от мергелей до биоморфных рифогенных известняков и доломитов. Особенно резким фациальным изменениям подвержена альбская часть разреза (от континентальных грубообломочных отложений до глубоководных известняков и карбонатного флиша в Телле). Отмечается присутствие в альбе черных известняков (Алиев, Лаусин, Сейфуль-Мулюков и др., 1971). Формационная принадлежность указанных здесь типов отложений апта – альба не вполне ясна. На территории Сахарской плиты, в зоне перехода от карбонатного типа разреза к красноцветному терригенному, развитому в глубине Африканского материка, сеноман представлен гипсами и ангидритами с линзами каменной соли.

Красноцветные и пестроцветные терригенные формации

Красноцветные терригенные формации в алпе — альбе не образуют сколько-нибудь значительных по объему тел. Они развиты спорадически вдоль северной и южной прибрежных зон бассейна Тетис (Сырдарьинская синеклиза на Туранской плите, восточные районы Афгано-Таджикской впадины, Ферганская впадина, Сахарская синеклиза, западная часть Аравийской плиты). Красноцветные терригенные формации в указанных районах тесно связаны с подстилающими красноцветными формациями неокома. В Средней Азии апт-сеноманские красноцветы отличаются от неокомских более широким распространением гипсов, зеленых глин, песчаников морского происхождения, а также наличием прослоев ракушечных известняков. На севере Африканской платформы они не выделяются в единой толще красноцветных терригенных отложений.

Обзор апт-альбских формаций в структурных элементах, расположенных в бассейне Тетис, подтверждает ранее сделанный вывод о том, что только ограниченный набор ассоциаций пород характерен исключительно для геосинклинальной области.

Большинство формаций распространено как на платформах, так и в геосинклинальной области. На площади обоих типов структурных элементов распространены известняковые, терригенные глауконитовые, глинистые и глинисто-мергельные формации. Тонкая ритмичность в строении некоторых из них оказывается типичной для геосинклинальной области.

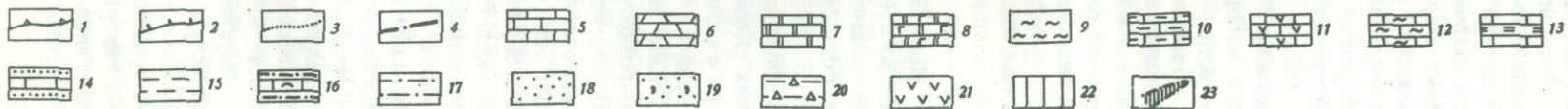
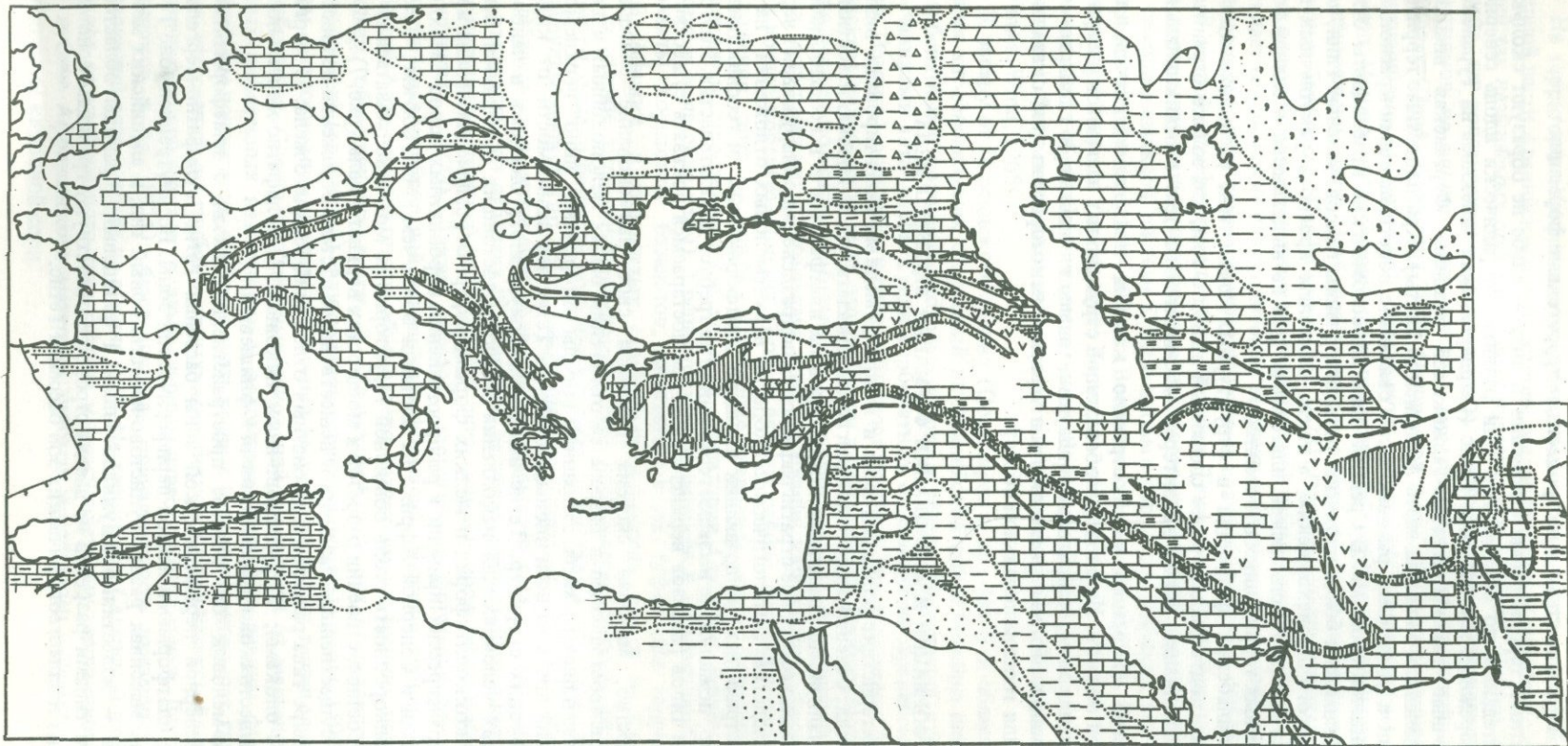
ФОРМАЦИИ И АССОЦИАЦИИ ФОРМАЦИЙ ВЕРХНЕГО МЕЛА

При характеристике формаций юры и нижнего мела мы акцентировали внимание на вопросах, освещение которых могло бы показать, что за хорошо известными внешними различиями осадочных комплексов на платформах и в геосинклинальной области одновозрастные стратиграфические подразделения обнаруживают черты глубокого сходства. Литологическое сходство верхнемеловых отложений на огромных пространствах, включающих площади платформенных и геосинклинальных структур, пожалуй, не вызывает сомнений и не требует доказательства. Поэтому при описании типов разрезов верхнего мела мы постараемся показать существо их различий.

Как известно, меловая система получила свое наименование благодаря широкому распространению в разрезе ее отложений белых мелоподобных известняков, мергелей, дисчего мела. Указанные породы определяют "лицо" верхнемеловых отложений почти на всей площади бассейна Тетис вне зависимости от категории тектонических структур. Тетис в позднемеловую эпоху оказался в наиболее благоприятных условиях для накопления осадков, состоящих в главной массе из скелетов кокколитофорид и мелких фораминифер. Огромные масштабы позднемеловой трансгрессии привели к распространению карбонатных пород верхнего мела в Евразии и Северной Африке на площади более чем 17 000 000 км². Тектоническая неоднородность столь обширной территории не могла не сказаться на вещественном составе, строении разрезов и мощностях верхнего мела (рис. 7).

Наиболее существенные различия в вещественном составе отложений позволяют выделить четыре типа разрезов карбонатных отложений верхнего мела: 1) мергельно-меловой с опоками; 2) рудисто-известняковый; 3) сульфатно-мергельно-меловой; 4) известняково-вулканогенный и флишевый.

Мергельно-меловой тип разреза пространственно связан с платформенными областями северной периферической зоны бассейна Тетис, сульфатно-мергельно-меловой — с платформами южной периферической зоны. Во внутренней зоне Тетис на срединных массивах развит рудисто-известняковый тип, в альпийских мегантиклинориях — известняково-вулканогенный и флишевый. Границы областей с отмеченными типами разрезов не всегда строго соответствуют границам основных тектонических и палеогеографических зон бассейна Тетис.



Формации северной периферической зоны бассейна Тетис

В северной периферической зоне верхнемеловые отложения развиты в чехлах Мизийской, Скифской и Туранской плит, в западных и южных синеклизах Восточно-Европейской платформы: Прикаспийской, Причерноморской, Украинской (Днепровско-Донецкой), Польско-Литовской. С последней тесно связан восточный край молодой Западно-Европейской платформы — Северо-Германская впадина. Крупными позднемеловыми прогибами являются Парижская и Аквитанская впадины. Верхнемеловые отложения развиты на всем платформенном крыле Предальпийского прогиба. По-видимому, верхнемеловыми отложениями были перекрыты значительные участки положительных платформенных структур, где ныне верхний мел отсутствует (например, Украинский щит и др.).

Для понимания закономерностей изменения формационной характеристики верхнего мела большой интерес представляет территория СССР. Различия в тектоническом режиме молодых и древних платформ не оказали влияния на формационный состав верхнемеловых отложений (рис. 8). Это хорошо видно при сравнении вещественного состава верхнемеловых отложений южных синеклиз Восточно-Европейской платформы и смежных структур Скифской и Туранской плит. Фациальные границы и изопахиты верхнемеловых отложений косо секут южную границу Восточно-Европейской платформы (Атлас..., 1961; Атлас..., т.3, 1968). Поэтому закономерности в изменении вещественного состава отложений оказываются едиными вне зависимости от возраста складчатого фундамента платформ.

Стратиграфический объем мергельно-меловой формации на юге Восточно-Европейской платформы изменяется за счет выпадения из разреза отдельных ярусов. В центральных частях Днепровско-Донецкой впадины (Харьков, Ромны) отложения от турона по маастрихт образуют литологически единую серию пород мощностью 370—570 м. Содержание карбоната кальция в турон-коньякских отложениях составляет 96—98%. Кампан-сантонская часть мелового разреза выделяется увеличенным содержанием кремнезема. В основании разреза кампана и сантона почти повсеместно имеются следы размыва, гальки фосфоритов. Для верхней части отложений маастрихта характерна повышенная песчаность.

Поверхность регионального перерыва делит разрез верхнего мела на две части: сеноман-турон-коньякскую и сантон-кампан-маастрихтскую. Последняя иногда также состоит из двух частей — сантонской и кампан-маастрихтской. Датский ярус на платформах юга СССР развит ограниченно и представлен обычно особым типом карбонатных отложений — детритовыми и органогенно-обломочными известняками.

Литологическое изучение верхнемеловых отложений в южных прогибах Восточно-Европейской платформы (Архангельский, 1912; Бушинский, 1954; Атласы..., 1961, 1968) уже давно позволило выявить внутри них типичные латеральные переходы: от пшечего мела и мелоподобных мергелей, 7 — известняково-доломитовые, 8 — гипсово-известняково-доломитовые, 9 — известняков, радиоляритов, мергелей с вулканитами, 10 — известняково-мергельные, 11 — известняков, мергелей с андезитами и базальтами, 12 — кремнисто-известняковая, 13 — карбонатно-глинистые, 14 — карбонатного и карбонатно-терригенного флиша, 15 — глинистые, 16 — песчаников, алевролитов, глин и известняков, 17 — песчанико-глинистые, 18 — песчаниковые пестроцветные, 19 — глауконитовых песчаников, 20 — глинисто-опокковые; 21 — андезитовые и андезито-базальтовые; 22 — области спорадического распространения верхнемеловых карбонатных формаций; 23 — офиолитовые зоны

Наблюдаемые фациальные изменения верхнемеловых отложений в конседиментационных структурах могут быть объяснены двумя причинами. В том слу-

Рис. 7. Типы отложений верхнего мела (сенон) бассейна Тетис

1 — внешний контур области денудации на обрамляющей материковой суше; 2 — контуры конседиментационных поднятий с первоначальным отсутствием или локальным накоплением морских и прибрежно-морских отложений; 3 — границы формаций и групп формаций; 4 — граница Альпийской геосинклинальной области; 5—20 — формации: 5 — известняковые, 6 — пшечего мела и мелоподобных мергелей, 7 — известняково-доломитовые, 8 — гипсово-известняково-доломитовые, 9 — известняков, радиоляритов, мергелей с вулканитами, 10 — известняково-мергельные, 11 — известняков, мергелей с андезитами и базальтами, 12 — кремнисто-известняковая, 13 — карбонатно-глинистые, 14 — карбонатного и карбонатно-терригенного флиша, 15 — глинистые, 16 — песчаников, алевролитов, глин и известняков, 17 — песчанико-глинистые, 18 — песчаниковые пестроцветные, 19 — глауконитовых песчаников, 20 — глинисто-опокковые; 21 — андезитовые и андезито-базальтовые; 22 — области спорадического распространения верхнемеловых карбонатных формаций; 23 — офиолитовые зоны

чае, когда положение крыла синеклизы совпадало с положением прибрежной зоны поздне мелового бассейна, все фациальные различия в составе и мощностях отложений логично связывать с различиями в тектоническом режиме смежных структур. Подобное явление имеет место при прослеживании верхнемеловых отложений из центральной части Прикаспийской синеклизы на восток и северо-восток к Актюбинскому и Оренбургскому Приуралью. Замещение мергельно-меловых пород полосой терригенных (карбонатно-глинистых и глауконито-песчанниковых) отложений на всех стратиграфических уровнях верхнего мела объясняется соседством области поднятия и размыва, соответствующей положительной платформенной структуре (в данном случае южная часть Урала).

Иная трактовка может быть дана для объяснения изменений литологического состава при движении в западном и северо-западном направлениях от центра Прикаспийской синеклизы к Волго-Донскому водоразделу (Доно-Медведицкий вал) и от центральной части Днепровско-Донецкой (Украинской) синеклизы в сторону ее северного крыла.

Карбонатный разрез верхнего мела на своде Воронежской антеклизы при переходе к ее северному крылу, сопряженному с южным крылом палеозойской Московской синеклизы, сменяется глинисто-кремнистым. Одновременно уменьшаются мощности отложений. Если уменьшение мощностей стратиграфических подразделений можно попытаться объяснить положением разрезов в разных тектонических структурах, то фациальный ряд мел — мергели — глины и опоки представляется возможным трактовать только в связи с климатической зональностью. Учитывая, что глинисто-кремнистые, опокосые отложения характерны для верхнего мела Полярного бассейна (Атлас..., т. 3, 1968) и что между северной периферической зоной бассейна Тетис и Полярным бассейном периодически устанавливались связи через проливы (Архангельский, 1912; Бушинский, 1954), можно думать, что эти связи были не только на продолжении сантонского века, как это принято считать, но существовали более продолжительное время (турон, кампан). Об этом свидетельствуют данные измерения палеотемператур. В области накопления писчего мела палеотемпературы изменялись в пределах 20–15°C; при приближении к области накопления кремнистых пород значения палеотемператур снижаются до 14–13°C (Атлас..., т. 3, 1968). Общие закономерности изменения литологического состава отложений свидетельствуют о том, что пролив, связывавший Полярный бассейн с океаном Тетис, располагался не там, где он показан на палеогеографических картах СССР (от Куйбышева на Уфу и Красноуфимск), а северо-восточнее Москвы и Ярославля. Г.И. Бушинским этот пролив ранее был назван Ярославским.

Изучение Атласа литолого-палеогеографических карт СССР (т. 3, 1968) позволяет предполагать, что на Восточно-Европейской платформе латеральная смена писчего мела глинисто-кремнистыми отложениями в северном и северо-восточном направлениях не связана с тектоническими причинами, а объясняется температурными условиями в морском бассейне. Аналогичным образом объясняется смена глинисто-кремнистого (опокового) верхнего мела мергельным при движении с севера на юг на Западно-Сибирской плите: через Кустанайскую седловину в область Туранской плиты.

Интересно, что меридиональная полоса сантонских и кампанских глинисто-кремнистых и глауконито-песчаных отложений, разделяющая площади распространения писчего мела Днепровско-Донецкой и Прикаспийской синеклиз, вклинивается далеко на юг в Северо-Западное Предкавказье, накладываясь на различные типы домеловых структур (рис. 9). В этой полосе писчий мел становится более крупнозернистым, появляются глауконитовые пески, желваковые фосфориты; в толще наблюдается много размывов (Бушинский, 1954). Связывать эти изменения с ростом Доно-Саратовского поднятия, которое ограничивало с запада Прикаспийскую синеклизу, вряд ли правильно, поскольку фациальные изменения меловых отложений выходят за площадь этого поднятия. Мощности песчано-глинисто-опоковых сантонских и кампанских отложений в общем соответствуют цифрам мощностей в тех местах, где указанные ярусы представлены

Этипалеозойская платформа			Альпийская геосинклинальная область				Индостанская платформа	
Туркестано-Гиссарское поднятие	Афгано-Таджикская впадина	Северо-Афганский свод	Фарахрудский синклинорий	Аргандабский массив	Белуджистанская складчатая система	Мегантиклинорий Сулеймановых гор	Краевой прогиб	

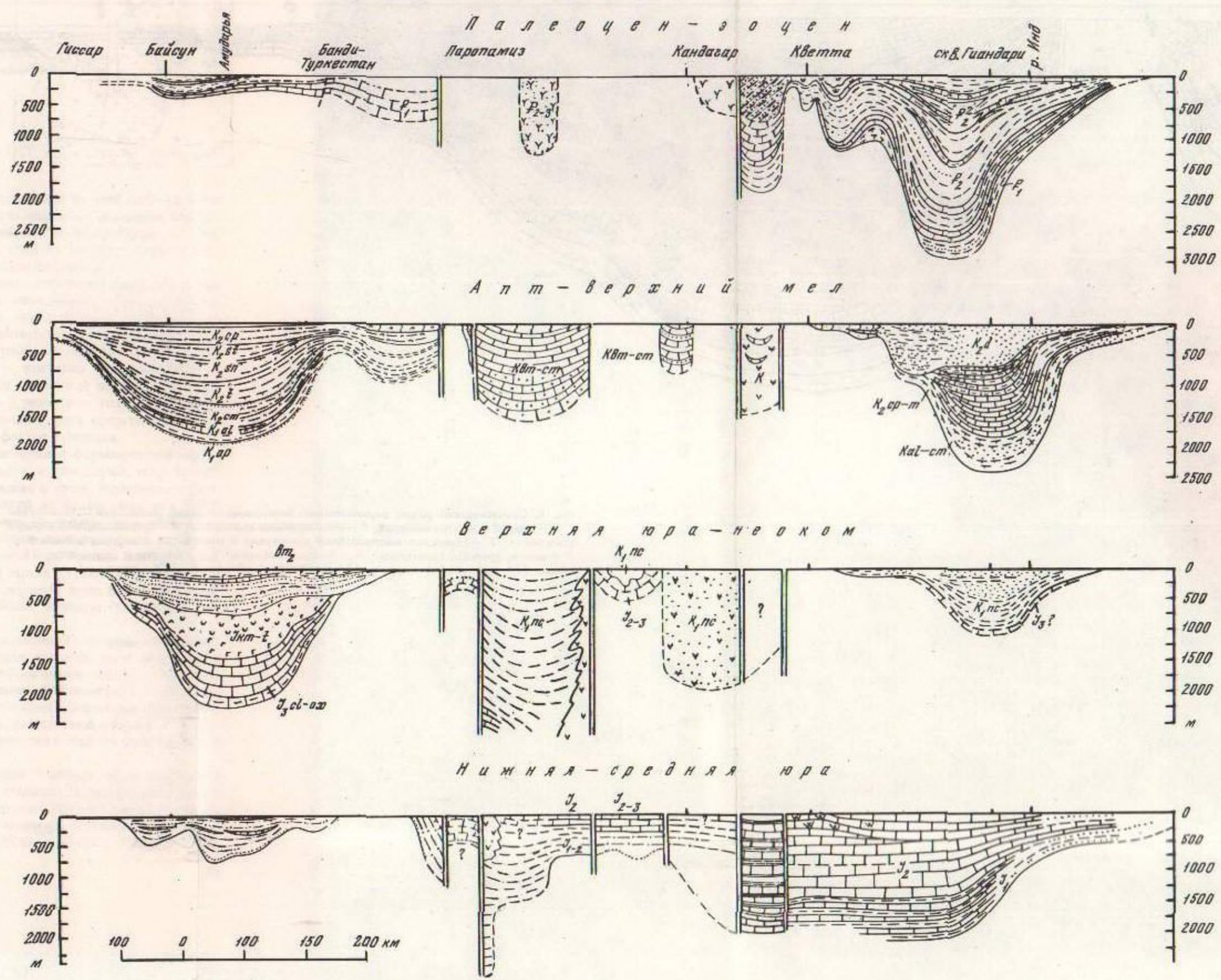


Рис. 5. Осадочные комплексы юры - эоцена по линии Гиссарский хребет - Индостанская платформа
Условные обозначения см. рис. 3

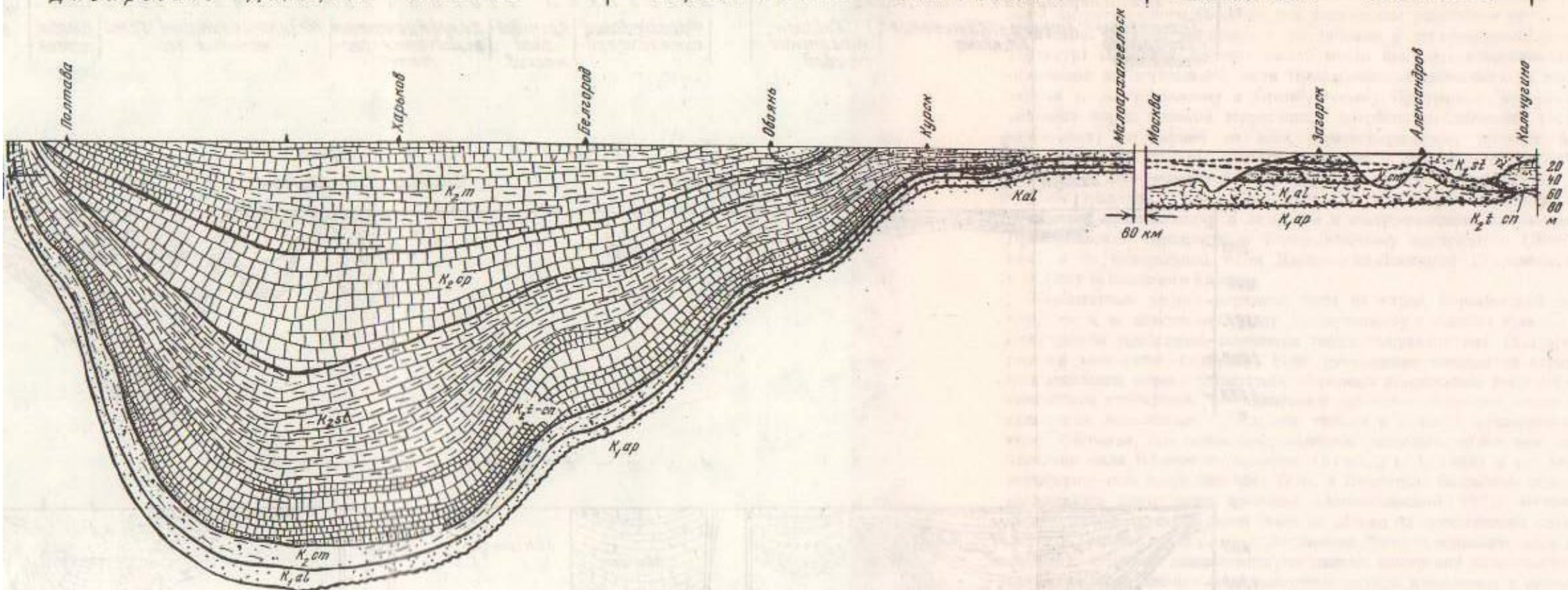


Рис. 8. Схематический разрез верхнемеловых отложений по линии Бахчисарай - Кольчугино

1 - мел; 2 - мел песчаный; 3 - мелоподобные известняки; 4 - органогенно-обломочные известняки; 5 - глинистые мелоподобные известняки и мергели; 6 - мергели песчаные; 7 - опоки, трепелы, спонголиты; 8 - пески, песчаники; 9 - алевриты и алевролиты; 10 - глины; 11 - туфы, туфопесчаники; 12 - фосфориты; 13 - кремни; 14 - глауконит

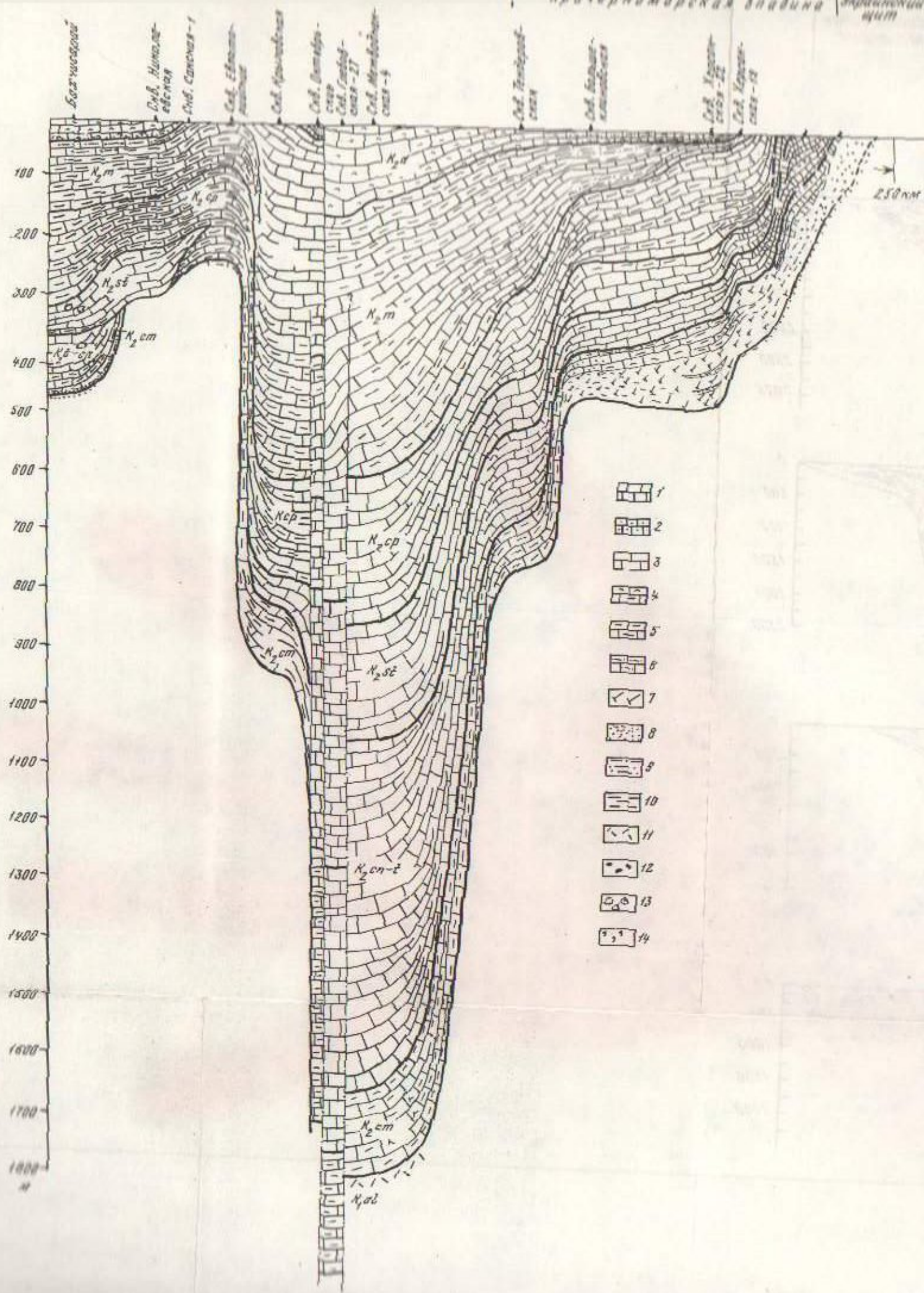
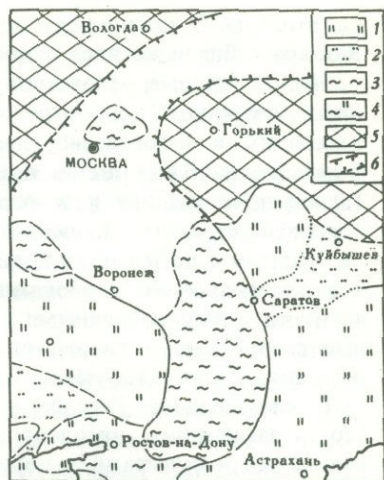


Рис. 9. Пространственное положение песчанико-глинистой опоково-глауконитовой формации сенона среди мергельно-меловой на юге Восточно-Европейской платформы (составлено по Атласу литолого-палеогеографических карт СССР, 1968).

1 — мергельно-меловая формация; 2 — область предполагаемого распространения мергельно-меловой формации; 3 — песчанико-глинистая опоково-глауконитовая формация; 4 — мергельно-меловая формация с повышенным содержанием глинистых и кремнистых пород; 5 — области отсутствия верхнемеловых отложений; 6 — области возможного распространения меловых отложений борейального типа



писчим мелом, но значения палеотемператур, определенные из этой полосы, более низкие, чем в смежных районах (Атлас..., 1968). Это позволяет связывать изменение литологического состава верхнемеловых отложений на Волго-Донском водоразделе с проникновением холодного течения из пролива, который соединял северную периферическую зону океана Тетис с Полярным бассейном.

Действием потока холодных вод можно объяснить появление опок, глауконитовых песков, фосфоритов, исчезновение писчего мела, наличие многочисленных поверхностей размыва в меридиональной полосе верхнего мела на Волго-Донском водоразделе. Отсутствие изменений в вещественном составе пород верхнего мела на склонах Украинского щита — крупнейшей положительной структуры на юге Восточно-Европейской платформы — косвенно свидетельствует о том, что изменение формационной характеристики отложений верхнего мела на Доно-Саратовском поднятии не следует связывать с развитием этого небольшого поднятия. Для объяснения латерального ряда формаций здесь представляется более логичным привлечь чисто палеогеографический фактор — течения.

Влияние развития платформенных структур на изменение формационной характеристики верхнемеловых отложений обнаруживается в том случае, если прогиб (синеклиза) занимал окраинное положение, примыкая к суше. Изменения в формационной характеристике верхнемеловых отложений на платформах юга СССР контролировались структурными элементами более крупными, чем отдельные синеклизы и антеклизы, впадины и своды. Это можно иллюстрировать наличием перехода мергельно-меловой формации, характерной для южных синеклиз Восточно-Европейской платформы, Скифской плиты и запада Туранской плиты, в глинисто-ракушечниковую формацию, типичную для верхнего мела восточных районов Туранской плиты (Амударьинская, Мургабская впадины, Сырдарьинская синеклиза) и Тянь-Шаня (Цейслер, 1966).

Изменение формационной характеристики верхнемелового разреза происходит на Туранской плите по меридиональной линии через среднюю часть Аральского моря. Западная часть Туранской плиты занята карбонатными отложениями верхнего мела, восточная — глинисто-ракушечниковыми. Любопытно, что фациальная граница, разделяющая различные типы верхнемеловых формаций, пространственно близка и параллельна тектонической границе, выделяемой в качестве Урало-Оманского линеамента (Амурский и др., 1966). Примерно с этой же линией связана граница биогеографических зон в Средней Азии.

Область распространения терригенных отложений верхнего мела окаймляет с запада и юга Казахстано-Тянь-Шаньский выступ молодой Центрально-Азиатской платформы (Гарецкий, 1972). Казахстано-Тянь-Шаньский выступ в меловом периоде представлял собой водораздел между южным морским бассейном — океаном Тетис и северным — Полярным, к которому относилась область Западно-Сибирь-

ской плиты. С этого водораздела и из более восточных районов Центральной Азии в оба бассейна выносился терригенный материал.

Верхнемеловые отложения на востоке Туранской плиты и во впадинах Тянь-Шаня изменчивы по соотношению типов пород в разрезе, однако набор пород, входящих в парагенезис, выдержан. Верхнемеловая глинисто-ракушечниковая формация наиболее полно выражена на юго-востоке Средней Азии — в Афгано-Таджикской впадине и в юго-западных отрогах Гиссарского хребта. В полном стратиграфическом объеме она включает отложения от альба по маастрихт.

Главными членами этой парагенетической ассоциации пород являются серые и зеленовато-серые карбонатные глины, алевролиты, песчаники и устричные известняки; второстепенными являются кварцевые конгломераты, красноцветные алевролиты и глины, гипсы, доломиты, мергели и белые микрозернистые известняки. Они образуют горизонты мощностью до 20 м.

В юго-западном Гиссаре в составе формации выделяются четыре литолого-стратиграфических комплекса, разделенных следами размыва или пачками красноцветных и сульфатных пород. Эти литологические комплексы, объединяющие по нескольку свит, выделенных С.Н. Симаковым (1952), соответствуют альбу — сеноману, турону, коньяку — сантону, кампану — маастрихту и отвечают осадочным ритмам, начинающимся трансгрессивными слоями и завершающимся регрессивными. Автором указанные комплексы выделены в качестве подформаций (Цейслер, 1966). Глауконитовые песчаники образуют довольно мощные пачки в разрезе альба, в средней части и в кровле сеномана, в кампане и в маастрихте. В этих частях разреза наблюдается их насыщенность известняками-устричниками. Разрез турона и коньяка по сравнению с остальными ярусами более глинистый, с прослоями мергелей (нижний турон) и микрозернистых мелоподобных органогенных известняков и мергелей (коньяк). Горизонты с красноцветными породами, гипсами, конгломератами приурочены к разделам ритмо-пачек, ритмо-свит, ритмо-серий (Акрамходжаев и др., 1971). Повышенное содержание глауконита в разрезе верхнего мела на юге Узбекистана, наличие фосфоритов — все это, несмотря на присутствие гипсов и устричных известняков, позволяет рассматривать терригенные отложения верхнего мела востока Туранской плиты в едином ряду глауконитовых формаций, типичных для широтной зоны, намеченной Н.С. Шатским (1954) для позднего мела и эоцена.

Кампан-маастрихтские отложения на юго-востоке Туранской плиты и в Афгано-Таджикской впадине испытывают значительные фациальные изменения при приближении к Дарвазу, Паропамизу и Гиндукушу. В Придарвазье разрез кампана — маастрихта слагают главным образом светло-серые, розоватые и желтоватые микрозернистые перекристаллизованные рудистовые известняки с многочисленными стилолитовыми швами. В Северном Афганистане кампан-маастрихтские известняки образуют с вышележащими отложениями палеоцена единую известняковую формацию (формация Гури), залегающую несогласно на всех подстилающих образованиях (Браташ и др., 1970). Учитывая литологическую обособленность кампан-маастрихтской части разреза, Я.Р. Меламед (1971) высказал точку зрения о возможности выделения отложений кампана — маастрихта в ранге самостоятельной формации органогенных известняков, развитой на востоке и юге Афгано-Таджикской впадины. Стратиграфический объем формации и ее мощность (до 600 м) увеличиваются к югу за счет того, что на юге впадины она включает палеоцен. Рассматриваемая известняковая формация, изученная нами в Придарвазье, имеет особый интерес в том отношении, что ее появление в разрезе обозначает переход набора формаций, типичных для северной периферической зоны бассейна Тетис, к формациям центральной зоны, для которых характерны рудистовые известняки. В западных районах СССР рудистовые известняки появляются внутри Альпийской геосинклинальной области (Закавказье), а на юго-востоке Средней Азии они выходят на молодую платформу. Интересно, что юрские отложения южной части Таджикистана (юго-восток Памира) по характеру разреза (известняки в нижней и средней юре) также более напоминают одновозрастные образования центральной и южной периферических зон бассейна Тетис,

чем его северной зоны. Создается впечатление, что на юго-востоке Средней Азии отложения мезозоя, характерные для разных широтных зон Тетис, оказываются пространственно ближе друг к другу, чем мы это привыкли видеть, изучая строение Средиземноморского пояса в его более западных секторах. Этот факт заслуживает специального анализа и выходит за рамки настоящей работы.

На молодой платформе западного сектора Средиземноморского пояса формационная характеристика верхнемеловых отложений подобна вышеописанной. Мергельно-меловой тип разреза турона — маастрихта, типичный для впадины Англо-Парижского бассейна и северной части Польско-Германской синеклизы, сменяется формацией кварцевых и полевошпат-кварцевых песчаников по северному обрамлению Чешского массива (Саксонская Швейцария), а также в Гарце. С континентальными и прибрежно-морскими песчаными отложениями связаны лигниты.

К югу от Парижской впадины, в Аквитанской впадине и Южном Провансе пещий мел отсутствует в разрезе верхнемеловых отложений, напоминающем разрез верхнего мела центральной зоны бассейна Тетис. Главными членами ассоциации верхнемеловых пород здесь являются орбитолиновые, мшанковые, рудистовые известняки с обильными остатками двустворок. Биоморфные (мшанковые, рудистовые) известняки образуют рифовые массивы. Известняки часто песчанистые. М. Жинью (1952) отмечает латеральную связь указанных отложений с терригенными породами, заключающими пласты лигнитов.

Судя по литературным источникам, мощности и состав верхнего мела на Западно-Европейской платформе зависят от положения разреза относительно краев платформенных впадин. По-видимому, степень контрастности тектонических движений смежных конседиментационных структур на Западно-Европейской платформе в позднемеловую эпоху была значительно выше, чем на Восточно-Европейской платформе и на западе Туранской плиты. Каждая меловая синеклиза Западно-Европейской платформы представляет собой как бы миниатюрную плиту. Эта особенность структур Западно-Европейской платформы позволила Р.Г. Гарецкому (1972) выделить особые типы платформенных впадин и поднятий, используя для первых термин "параплаксы", для вторых — "парасписы".

Формации южной периферической зоны бассейна Тетис

Верхнемеловые отложения в платформенных структурах южной периферической зоны бассейна Тетис имеют мощность 1000—1500 м. Они развиты в Сахарско-Ливийской зоне перикратонных опусканий, Восточно-Средиземноморском перикратонном прогибе, на Аравийской плите, а также по западному краю Индостанской платформы — в Предсулейманском и Предкиртхарском прогибах. Повсеместно в разрезе верхнемеловых отложений главную роль играют карбонатные породы, среди которых наряду с мергелями и мелоподобными известняками широко распространены известняки-устричники, рудистовые известняки, органично-обломочные известняки, доломиты и ангидриты. Наличие доломитов, гипсов, ангидритов и каменной соли, отсутствие опок и кремнистых отложений отличает набор пород, развитых в Африкано-Аравийской области, от привычных нам мергельно-меловых глауконитовых образований верхнего мела Восточно- и Западно-Европейской платформ. На указанную особенность в распределении типов верхнемеловых отложений Тетис обращал внимание Н.С. Шатский (1955), рассматривая зональность в расположении формаций глауконитовой группы. Имеющиеся сведения о литологических особенностях верхнемеловых отложений южной периферической зоны Тетис позволяют наметить несколько наиболее часто встречающихся парагенезисов, которые, вероятно, являются самостоятельными формациями.

Эвапоритовая формация развита на востоке Алжирской Сахары, в южной части Триасовой провинции (Алиев и др., 1971). Наиболее полный ее разрез соответствует сеноманскому ярусу. В нижней части она образована белой каменной солью с прослоями глин, в средней — чередованием глин, ангидритов, доломитов и гипсов. Ближе к кровле основную роль играют органические известняки и доло-

миты, подчиненную — ангидриты и глины. Мощность соленосных отложений сенона 540—720 м. Подобный же тип отложений (но без каменной соли) характерен для впадины Илизи, впадин Муйдир и для части территории Сахарского Атласа. На юге Триасовой провинции и во впадине Илизи гипсы, доломиты, ангидриты в ассоциации с пестроцветными и красноцветными глинами образуют вторую эвапоритовую формацию, соответствующую нижней части сеномана (140—220 м). Две отмеченные формации в разрезе разобцены мергельно-известняковой формацией верхнего сеномана — турона.

Парагенезисы терригенно-карбонатных отложений с гипсом и солью очень широко распространены на севере Африканской платформы. Во внутренних ее районах тонкие прослой гипса и соли известны в разрезе карбонатного комплекса верхнего сеномана — (нижнего) турона (Мали-Нигерская впадина), и почти повсеместно пестроцветные эвапориты развиты в разрезе верхнего турона (коньяка) — кампана (Логинава, 1969).

В глубь Африканского континента происходит общее замещение галогенных формаций терригенными пестроцветными, содержащими прослой гипсов и доломитов. В северном направлении, наоборот, эвапоритовые толщи замещаются мергельно-известняковыми.

Мергельно-известняковый тип разреза обычен для верхнего мела восточных районов Сахарского Атласа (Алиев, Лаусин, Корж и др., 1971), а также для Тельского Атласа. Серые и голубоватые мергели, белые фарфоровидные известняки, пачки писчего мела широко развиты среди верхнемеловых отложений в прибрежных районах Сахарско-Ливийской зоны перикратонных опусканий.

Анализ литолого-фациальных карт, составленных для меловых отложений Западной пустыни Египта (Soliman M. Soliman, Oussama El Badri, 1970), показывает, что чисто карбонатные породы типичны для туронских и сенонских отложений в полосе шириной около 200 км, расположенной вдоль современного побережья Средиземного моря. В южном направлении карбонатные отложения сменяются карбонатно-глинистыми, карбонатно-глинисто-песчаниковыми и т.д. Карбонатность разреза турона и сенона изменяется на 10% при перемещении по меридиану на 40—50 км (для сенона участками на 20 км). В разрезе турона — сенона присутствуют глауконит, фосфориты. Суммарная мощность верхнемеловых карбонатных отложений турона — сенона северо-западнее Каира 400—700 м. Отложения сеномана (до 800 м) в северных районах Египта сохраняют карбонатно-терригенный состав и содержат прослой ангидритов.

В области Восточно-Средиземноморского перикратонного прогиба, на территории Израиля, выделяются две серии. Нижняя (сеноман — коньяк) имеет мощность 450 м. Она сложена известняками, доломитами, гипсами. Гипсы обильны в нижней части серии. В верхней ее части отмечаются прослой песчаников. По-видимому, это известняково-доломитовая формация. Верхняя серия (270 м), возраст которой отвечает сантону — данию (?), характерна тем, что ее образуют мергели, органогенно-обломочные известняки и писчий мел, прослой песков. Это — мергельно-меловая формация. Мел и мелоподобные породы широко распространены в Антиливане, где их возраст соответствует интервалу с нижнего турона по маастрихт включительно (Поникаров и др., 1969).

В восточных районах Сирии, в том числе в Пальмиридах, выделяются четыре литолого-стратиграфических комплекса. В сеномане — туроне (100—500 м) широко распространены известняки-устричники, органогенно-обломочные, детритовые и рудистовые известняки. Известняки часто доломитизированные и переслаиваются с доломитами. Встречаются прослой мелоподобных известняков и кремней. В разрезе турона присутствуют рудистовые биогермы.

Средний комплекс (50—300 м) объединяет коньякский, сантонский и кампанский ярусы. Его слагают органогенно-детритовые известняки, известняки-ракушечники, серпуловые известняки, вторичные доломиты, пестроокрашенные мергели, глины, доломитовые песчаники. По всему разрезу присутствуют линзы и прослой кремней. В разрезе кампана кремни образуют пласты мощностью до 1 м, которые, чередуясь с известняками, составляют пачки (около 15—20 м).

Местами встречаются прослои зернистых фосфоритов. Верхняя часть кампана и нижний маастрихт представлены плотными известняками, часто окремнелыми, белыми и темно-серыми мергелями, глинами с линзами кремней и с фосфоритами (около 280 м). Вероятно, это единая кремнисто-известняковая формация.

Верхняя часть отложений маастрихта (80–300 м), залегающая обычно несогласно, сложена белыми мягкими мелоподобными фораминиферовыми известняками, мергелями, глинами (мергельно-меловая формация). Несогласие в основании верхнего маастрихта прослеживается с перерывами на территории Аравийской плиты. Оно имеет важное структурное значение, так как отложения, залегающие выше несогласия, перекрывают и запечатывают структуры, связанные с развитием офиолитовых поясов в Сирии, а также в Омане.

На территории Сирии, в хр. Джебель-Ансария, в сеноманских карбонатных отложениях залегают два горизонта базальтов (80 м). По простиранию базальты замещаются песчаниками и туфами (Поникаров и др., 1969). На северо-востоке Сирии на нефтяном месторождении Карачун (Махмуд, 1969) ниже мелоподобной мергельной свиты Шираниш (верхний кампан – нижний маастрихт) скважинами вскрыта толща (230–300 м) доломитов и органогенных известняков, которые слагают крупные биогермные массивы, типичные для верхнемеловых отложений юго-восточной Турции и Ирана в полосе, примыкающей к Месопотамскому краевому прогибу.

В восточных и юго-восточных районах Аравийской плиты (Ирак, Саудовская Аравия, Кувейт) верхнемеловые отложения изучены на многих нефтяных месторождениях (Геология нефти, 1968). Наряду с карбонатными мергельно-меловыми толщами здесь развиты крупные биогермные массивы в разрезе альба – сеномана (Ирак – Турция) и верхнего сенона (юго-восточная часть Турции). Рифогенные известняки верхнего мела (свиты Мардин, Раман, Гарзан) являются важными нефтяными продуктивными горизонтами на юго-востоке Турции. На юге Ирака и в Кувейте в разрезе верхнего мела появляются прослои зеленых, коричневых и черных глин.

Сведения об ассоциациях пород верхнего мела на западном краю Индостанской платформы вносят мало нового в уже известные наборы пород этого возраста в других местах рассмотренной территории. К верхнему мелу в Сулеймановых горах, в хр. Киртхар и на краю платформы относятся свиты Пар, Мугалкот Паб и частично свита Гору (Воскресенский и др., 1971). От внутренних районов платформы к внешним альпийским мегантиклинориям Сулеймановых гор и Киртхара литологический состав свит существенно изменяется по соотношению карбонатных и терригенных пород: от чисто терригенных песчаниковых до глинисто мергельных и чисто карбонатных отложений.

Формации центральной зоны бассейна Тетис

В центральной зоне бассейна Тетис, соответствующей Альпийской геосинклинальной области, верхнемеловые отложения характеризуются наличием флишевых, осадочно-вулканогенных, кремнистых и офиолитовых формаций. Наряду с перечисленными группами формаций здесь известны почти все типы карбонатных формаций, что и на платформах (за исключением толщ с пясч. мелом). Более того, карбонатные и терригенно-карбонатные отложения верхнего мела характерны для платформенных периферических зон бассейна Тетис, достаточно широко распространены и в пределах геосинклинальной области. Парегнезис горных пород, отмеченные при описании платформенных областей, характерны для верхнего мела Копетдага и Большого Балхана, северного крыла мегантиклинория Большого Кавказа, Дзирульского массива, Горного Крыма, внутренние поднятия в Венгерской впадине, Иберийского массива и Тельского Атласа, восточной части Апеннинского полуострова, Внешнего Загроса, Сулеймановых гор и Киртхара. Суммарная площадь распространения "платформенных" ассоциаций в центральной зоне бассейна Тетис во много раз превышает площади распространения формаций, свойственных исключительно геосинклинальной области.

Мы не будем останавливаться на описании парагенезисов горных пород миогеосинклинальных прогибов и срединных массивов. Их сходство с одновозрастными парагенезисами на платформах хорошо известно.

Различия между карбонатными верхнемеловыми отложениями на плитах и в геосинклинальной области выражаются не в смене парагенезисов, а в контрастности соотношений членов парагенетических ассоциаций, в образовании дополнительных членов парагенезисов, отсутствующих на платформах (вулканиты, яшмы), в высокой степени диагенетических изменений первичного осадка, в появлении парагенезисов с тонкоритмичным строением.

Во внешне монотонных карбонатных толщах в миогеосинклинальных структурах удается обнаружить высокую степень фациальной неоднородности, смену на коротких расстояниях относительно мелководных накоплений глубоководными, а также ясно выраженную ритмичность (Смирнов и др., 1967).

В.П. Акаева (1972) в северной зоне Малого Кавказа наметила такую последовательность формаций: терригенная глауконитовая (альб – нижний коньяк), терригенно-вулканогенная (верхний коньяк – нижний сантон), вулканогенно-известняковая (верхний сантон), известняковая (кампан – маастрихт, даний). Собственно известняковая формация залегает со следами размыва на вулканогенно-известняковой в Казахском, Агджакендском и Мардакертском синклинориях или на терригенно-вулканогенной в Мартуинском синклинории.

По-видимому, толщи верхнего мела, сложенные в значительной степени биоморфными (главным образом рудистовыми) известняками в ассоциации с другими типами известняков (обломочными, оолитовыми) и мергелей, можно рассматривать, подобно ургонским известнякам, в качестве рифогенного типа карбонатных формаций. Рудистовые известняки значительной мощности известны в Западном и Восточном Тавре (Логинова, 1970; Altinli, 1966; Kamen-Kaye, 1971; Brinkmann, 1971), в Центральном Иране, в Северном и Южном Афганистане (Перфильев и др., 1973), в Пиренеях, Южных Апеннинах, на о. Сицилия (Жинью, 1952). По-видимому, по формационной характеристике к ним близки слои Гозау в Восточных Альпах, включающие пачки обломочных пород.

С рифогенными формациями рудистовых известняков тесно фациально связаны представители терригенных формаций. Мощные грубообломочные верхнемеловые отложения, содержащие горизонты рудистовых известняков, описаны в Центральном Афганистане (Демин, 1973). Обломочные толщи верхнего мела известны на территории Венгрии (Вадас, 1964), где они ассоциируются с рудистовыми известняками и угленосной мергельно-глинистой формацией. Угленосные верхнемеловые формации имеются в Болгарии, Югославии, Австрии, Венгрии, Румынии (Матвеев, 1966). Но несмотря на присутствие формаций терригенной группы, верхний мел внутренней зоны Тетис является в основном карбонатным.

Помимо формаций мелоподобных известняков и мергелей, органогенных (рудистых) известняков, грубообломочных и угленосных формаций, в центральной зоне бассейна Тетис распространены флишевые и осадочно-вулканогенные (карбонатно-вулканогенные) формации. Среди характерных формаций мелового и палеогенового возраста в Альпийской геосинклинальной области флишевые формации принято ставить на первое место (Муратов, 1962; 1963б; Хаин, 1968, 1969, 1970). Поэтому мы более подробно остановимся на их характеристике.

Флишевые формации включают серии пород, резко различающихся по вещественному составу. Поэтому мы считаем, что понятие "флиш" не принадлежит одной какой-либо формации. Можно говорить о флишевой группе формаций, объединяющей карбонатные, терригенно-карбонатные, терригенные, терригенно-вулканогенные парагенезисы пород с флишевым типом ритмичности. В этом отношении наши представления близки к точке зрения И.В. Архипова (1971, 1973).

Флишевые отложения верхнего мела развиты на южном крыле мегантиклинория Большого Кавказа, на Малом Кавказе (Аджаро-Триалетский хребет), в Восточных Карпатах, Восточных и Западных Альпах, в Динарских горах, на Балканах, в Северных Апеннинах, в Пиренеях, в Телльском Атласе, в Тавре и ряде

других мест. Характеристике флишевого верхнего мела на территории Советского Союза и зарубежных областей посвящена большая литература, поскольку флишевые серии привлекают особое внимание исследователей.

В данной работе нас интересует только одна проблема флиша: положение флишевых формаций в латеральном и вертикальном рядах формаций геосинклинального комплекса. Оценка их положения в ряду других осадочных образований основывается на сравнительном изучении и сопоставлении разновозрастных флишевых и нефлишевых отложений в максимально приближенных разрезах. Вопрос о соотношении флишевых и нефлишевых отложений с большой полнотой рассмотрен И.В. Архиповым (1971). Мы согласны с большинством его положений и целиком поддерживаем один из главных выводов, заключающийся в том, что флиш нельзя рассматривать и изучать в отрыве от различных нефлишевых осадков, теснейшим образом связанных с ним. Сравнительное изучение флишевых и нефлишевых формаций является наиболее многообещающим для понимания условий происхождения флишевой ритмичности и места флишевых формаций.

Первое, что обращает на себя внимание при анализе стратиграфического положения разных типов флишевых формаций, это тесная связь литологического состава флишевых и нефлишевых серий. Мы уже упоминали, что на плитах и во внешних геосинклинальных прогибах последовательность пород верхнего мела отвечает одному трансгрессивному циклу. Началу трансгрессии соответствуют глауконитовые песчаники или песчанистые глауконитовые мергели и глины различных горизонтов альба и сеномана, середине трансгрессии (турон — кампан) — известняки, мергели, писчий мел. Завершается цикл глауконитовыми песчаниками или глауконитовыми песчанистыми мергелями и органогенно-обломочными известняками маастрихта и перерывом в осадконакоплении. Указанная последовательность ассоциаций пород обусловлена крупной ритмичностью. Стратиграфические объемы отложений, соответствующих начальной стадии позднемеловой трансгрессии, ее максимуму и последней стадии, не остаются постоянными. Песчано-глауконитовые отложения начала трансгрессии, мергельно-известняковые — ее середины и песчано-глауконитовые — конца позднемеловой трансгрессии являются элементами мегаритма. Отмеченная мегаритмичность N-го порядка, отчетливо выраженная и изученная нами в разрезах Горного Крыма и северного склона Большого Кавказа, является общей для всего юга СССР, занятого бассейном Тетис. Парагенезисы горных пород, выделяемые в качестве формаций, соответствуют элементами мегаритмичности. Показателен тот факт, что мегаритмичность верхнемелового комплекса в равной степени характерна для зон распространения флишевых и нефлишевых отложений.

В синклиориях Большого Кавказа (в западном — Новороссийском и восточном — Дибрарском) и в Восточных Карпатах нижнему элементу верхнемелового мегаритма соответствует толща терригенного (или вулканогенно-терригенного) флиша, среднему — карбонатного флиша и верхнему — снова толща терригенного флиша. Следовательно, вещественный состав флишевых серий в общем случае соответствует вещественному составу разновозрастных нефлишевых отложений.

В отклонениях вещественного состава флишевых формаций от разновозрастных, сопряженных с ними в пространстве нефлишевых, намечается определенная закономерность и направленность: во флишевых сериях степень "терригенности" разновозрастных отложений выше, чем в нефлишевых. Как правило, формации слоистых или массивных известняков замещаются формацией карбонатного флиша. Иногда чисто карбонатные формации переходят в терригенно-карбонатный флиш. Более того, при переходе от нефлишевых отложений к флишу карбонатные породы могут почти целиком выпасть из разреза, замещившись терригенными или вулканогенными. Однако нам неизвестны случаи, когда бы тело карбонатного флиша оказалось окруженным разновозрастными нефлишевыми терригенными отложениями.

Как известно, флишевые серии состоят их правильного чередования относительно крупнозернистых (песчано-алевритовых) и мелкозернистых (алеврито-пелитовых) пород: терригенных, карбонатных, терригенно-карбонатных, туфогенных.

В нефлишевых сериях отсутствует правильное чередование пород с разной зернистостью. При сравнении флишевых и нефлишевых карбонатных формаций верхнего мела на Большом Кавказе первое, что обращает на себя внимание, это появление новых разновидностей пород при переходе от разрезов мергельно-известняковой формации к карбонатному флишу Новороссийского прогиба: обломочных известняков, известковистых песчаников и алевролитов, слагающих первый элемент флишевого ритма. Породы, образующие второй элемент флишевых ритмов, ничем не отличаются от пород соседних нефлишевых формаций верхнего мела. Достаточно сравнить белые микрозернистые фарфоровидные известняки, образующие второй элемент ритма в разрезе сенона Новороссийского флишевого прогиба, и сенонские известняки западных окраин Грузинской глыбы или Лабино-Малкинской зоны на Большом Кавказе, чтобы убедиться в их тождестве. Единство литологического состава пород второго элемента ритма верхнемелового флиша и пород, слагающих одновозрастные нефлишевые части разреза верхнего мела, отмечалось Н.Б. Вассоевичем, В.А. Гроссгеймом, С.Л. Афанасьевым и другими исследователями. Таким образом, для зон флишенакпления характерен привнос обломочных пород, отсутствующих в зонах накопления нефлишевых серий.

Переход мергельно-меловой (мергельно-известняковой) нефлишевой формации к карбонатной или терригенно-карбонатной флишевой сопровождается увеличением общей мощности одновозрастных отложений. Можно предположить, что приращение мощности флишевой формации относительно нефлишевой должно быть соизмеримо с суммарной мощностью пород, слагающих первый элемент флишевых ритмов. Указанное предположение требует обоснования. Имеющиеся в литературе отрывочные сведения как будто бы это подтверждают.

Парагенезис флишевых формаций с олистостромами и олистолитами, наличие во флишевых сериях сложных складчатых деформаций подводно-оползневой типа — все это свидетельствует о расчлененном, крутосклонном рельефе поверхности осадконакопления.

Типы слоистости, ритмичность, скульптурные отпечатки на поверхности напластования, характерные для флиша, встречаются не только во флише, но и в нефлишевых отложениях. "Структурно-текстурные характеристики флиша исключительно разнообразны и не ограничиваются теми из них, которые обычно принято считать "собственно флишевыми". Кроме них, во флише встречаются многие разнообразные структуры и текстуры, свойственные нефлишевым отложениям. С другой стороны, "собственно флишевые" структуры и текстуры не являются запрещенными для "нормальных отложений" (Архипов, 1971, с. 10). Однако И.В. Архипов видит во флишевых и нефлишевых сериях только количественные различия, не позволяющие выделять собственно флишевые формации. С этим положением нельзя согласиться. Вряд ли кто-нибудь будет, например, рассматривать карбонатный флиш сенона и одновозрастную известняково-мергельную формацию верхнего мела на Кавказе в качестве одинаковых формаций. Они имеют разное структурное содержание, обозначая областью своего распространения положение разных типов структур; в них нашли выражение разные типы ритмичности. Кроме того, имеет место отличие в наборе пород, слагающих формации, за счет появления во флише обломочных разновидностей известняков, слагающих первый элемент ритма, не говоря уже о сопутствующих флишу олистолитах, олистостромах. Все это позволяет видеть принципиальные различия между флишевыми и нефлишевыми представителями формаций карбонатной группы. И это вовсе не исключает наличия многочисленных типов осадочных серий с промежуточными характеристиками, позволяющих как бы перекинуть мостик от флишевых формаций к нефлишевым.

Вероятно, все те предпосылки, которые необходимы для образования флишевых текстур и структур, в определенных зонах (зоны флишеобразования) в силу особенно благоприятных условий полностью реализуются, в обычных же условиях — только частично, и характерные для флиша структуры и текстуры оказываются рассеянными в разрезе осадочной толщи.

Флишевые формации, с нашей точки зрения, следует рассматривать как группу формаций, литологически разнообразную, объединенную типом ритмичности. Фли-

шевые формации выступают как парагенезисы, определенным образом упорядоченные, обладающие четкой внутренней структурой.

Ассоциации пород, участвующие в строении верхнемелового флиша на Северо-Западном Кавказе, подробно охарактеризованы в работах Н.Б. Вассоевича, В.А. Гроссгейма, С.Л.Афанасьева. По данным С.Л.Афанасьева (1968), в Новороссийском синклинии в разрезе верхнемелового флиша развиты осадочные породы от брекчии и конгломератов до карбонатных и глинистых пелитов. Осадочные брекчии образуют пласты (0,4—4 м) во внешней части флишевой зоны, где слагают до 45% мощности псефитовых слоев. В средней части флишевой зоны их не более 0,1% мощности. Конгломераты также приурочены к внешней части зоны (до 43% псефитов), в средней части они отсутствуют. В гальке встречаются кварциты, известняки, песчаники, алевролиты, сидериты. Меньше развиты гравелиты (12% псефитов). Они не характерны для средней части флишевой зоны. Породы псаммитовой размерности (песчаники, калькарениты) чаще встречаются во внешней части зоны, где слагают 57% всех прослоев грубозернистых пород. В осевой части зоны их содержание не превышает 0,5% мощности. Среди обломочных пород в центральной части флишевой зоны наиболее широко развиты алевролиты кварц-полевошпатовые и известняковые (калькарениты) с глауконитом. Они содержатся в каждом ритме и составляют 9,3% мощности в Новороссийском разрезе. При уменьшении их до 3% для названия соответствующего типа отложений применяется термин "субфлиш". Алевролиты образуют слои мощностью 0,8—5 см. Отложения, которые обычно рассматриваются в качестве второго элемента ритма (Вассоевич, 1951), С.Л. Афанасьев разделяет еще на два самостоятельных элемента ритма: второй и третий.

Ко второму элементу ритма в этом случае отнесены пелиты (от крупных до мелких) — мергели и алевропелитовые известняки, известковистые глины. Они образуют пласты (0,2—5 см) и составляют 72,4% мощности Новороссийского разреза. Наиболее тонкопелитовые породы (мергели, известняки), слагающие третий элемент ритма, образуют тонкие (1,5—10 см) слои и составляют 17% мощности верхнего мела. Следует подчеркнуть, что тонкопелитовые породы широко распространены в середине верхнемелового мегаритма (54% мощности отложений турона — сантона), в разрезе верхней и нижней части мегаритма мощности их уменьшаются.

Отложения, выделяемые в карбонатном флише в качестве третьего (по Н.Б. Вассоевичу) или четвертого (по С.Л. Афанасьеву) элемента ритма, представлены киловыми и кремнистыми глинами, кремнями. Встречаются они эпизодически, образуют слои мощностью 0,5—8 см. Их появление связывают с поступлением в бассейн продуктов вулканизма.

Приведенная общая характеристика верхнемелового карбонатного флиша Новороссийского разреза показывает, что тело флишевой формации обладает резко асимметричным внутренним строением, причем содержание обломочных пород (терригенных и карбонатных) в центральной части тела этой формации (район Новороссийска) относительно невелико и не превышает 17,2% общей мощности разреза. Содержание обломочных пород изменяется по вертикали в соответствии с положением рассматриваемой части флишевого разреза в верхнемеловом мегаритме. Если учесть, что около половины обломочных пород алевролитовой размерности представлено карбонатами, характерными и для нефлишевых отложений, можно сделать вывод о том, что привнос терригенного компонента в среднюю часть зоны флишенакпления невелик, т.е. отклонение в вещественном составе флишевых серий от одновозрастных им нефлишевых в разрезе верхнего мела на Большом Кавказе в целом незначительно.

Иная картина характерна для верхнемелового флиша Восточных Карпат. Флишевые серии верхнего мела широко распространены в Шипотской (Черногорской), Березнинской и Самборской зонах. В Самборской зоне флишевая толща сенона (стрыйская свита) залегает на известняках турона — коньяка. В разрезе выделяются пакки в зависимости от характера ритмичности (мелко-, средне-, крупноритмичный и грубый флиш), а также от карбонатности. Для верхнемеловых отложений Восточных Карпат типичным считается терригенный флиш, ритмичность в котором обусловлена перемежаемостью алевролитов или песчаников (70—85%) с темными

неизвестковистыми и слабоизвестковистыми аргиллитами, образующими тонкие прослойки. Пачки типичного терригенного флиша чередуются с пачками терригенно-карбонатного флиша (второй элемент ритма — мергели) и с пачками тонкоплитчатых и массивных песчаников.

В разрезе сенонской березинской свиты (р. Уж) мощность обломочных пород (алевролитов, песчаников, гравелитов) относится к мощности аргиллитов как 5:1 в нижней ее части и как 20:1 в верхней, т.е. верхние горизонты верхнего мела во флишевой серии обогащены грубообломочными породами. По-видимому, в поздне-меловом бассейне в Карпатской геосинклинали в условиях расчлененного рельефа вблизи островов вынос терригенного материала оказался настолько велик, что карбонатные породы были вытеснены из разреза и сохранились в зоне флишенакпления только на нескольких стратиграфических уровнях. Вне флишевой зоны (западный край Восточно-Европейской платформы, Паннонский массив, Мизийская плита и др.) в одновозрастных отложениях развиты мелоподобные известняки.

Соотношение верхнемеловых флишевых (турбидитовых) и нефлишевых отложений внутренней зоны бассейна Тетис видно на примере Северных Апеннин (Abbate, Saggi, 1970; Bortolotti et al., 1970).

Здесь выделяются две зоны: миогеосинклиальная (территория Умбрии и Тосканы) и эвгеосинклиальная (Лигурия). В миогеосинклиальной зоне верхнемеловым отложениям соответствует формация Скаглия Бианка, образованная слоистыми белыми глинистыми известняками с включениями и тонкими прослоями красного кремня — формация мелоподобных известняков. Мощность этой формации 200 — 360 м. В разрезе верхнемеловых отложений эвгеосинклиальной зоны широко распространены формации Антола (турон — кампан) и Альбиrolа (маастрихт — палеоцен). Формация Антола представлена крупноритмичными турбидитами. В роли первого элемента ритма выступают обломочные известняки (калькарениты), а также известковистые песчаники, переходящие в известковистые алевролиты. Второй элемент ритма образуют темные мергели, глинистые известняки и известковистые глины. В нижней части формации Антола присутствуют брекчии офиолитов. Мощность формации 2000 м. Формация Альбиrolа образована светлыми карбонатными турбидитами. Мощность формации 800—1000 м.

В Северных Апеннинах при переходе от нормально слоистого известнякового верхнего мела к турбидитам резко (почти в 10 раз) возрастает суммарная мощность верхнемеловых отложений, появляются олистостромы с офиолитами. Столь существенные изменения мощности состава отложений следует объяснять подводно-оползновыми процессами, особенно учитывая присутствие олистостромов.

Осадочно-вулканогенные формации в разрезе верхнемеловых отложений имеют относительно небольшое распространение. В периферических зонах бассейна Тетис верхнемеловые эффузивы встречаются редко (Сирия, район Аденского залива, северный склон Большого Кавказа и др.). Более широко они развиты в центральной зоне бассейна — в пределах Альпийской геосинклиальной области. Пространственно эти эффузивы связаны со срединными массивами, а также с геосинклиальными прогибами. На Кавказе вулканиды известны в разрезе турона на Дзирульском массиве, сеномана — нижнего сенона в Аджаро-Триалетах, в Еревано-Ордубадском и Севано-Акеринском синклиналиях. Вулканические породы отмечаются в разрезе верхнего мела в Восточном Понте и Тавре, на востоке Центрального Ирана (район Себзавара), в Омани, Белуджистанской геосинклиальной системе, Центральном Афганистане, Болгарском Среднегорье, Греции и в ряде других мест.

Основные эффузивы присутствуют в составе офиолитовой ассоциации, а также образуют самостоятельные формации. Пространственное положение офиолитов рассмотрено в работах В.Г. Казьмина (1966), М.Г. Ломизе (1970), В.Е. Хаина (1968, 1969). Возраст офиолитовых ассоциаций в разных районах Альпийской геосинклиальной области не может считаться точно установленным, и их принадлежность к разрезу верхнего мела оспаривается.

Лавы и пирокластические породы образуют толщи мощностью несколько сотен метров, а также пачки и прослой среди осадочных карбонатных и терригенно-карбонатных отложений. Они встречаются во флишевых сериях, среди рифогенных

известняков, глауконитовых песчаников, а также среди грубообломочных песчано-конгломератовых накоплений. Можно привести много примеров подобного залегания вулканогенно-осадочных и вулканогенных пород в осадочных толщах на относительно небольшой площади Закавказья. Появление вулканических пород в разрезе карбонатного верхнего мела нередко сопряжено с переходом осадочных формаций карбонатного типа в терригенно-карбонатные и даже терригенные.

Очень интересные наблюдения по соотношению вулканогенного и карбонатного материала в разрезе верхнего мела приведены в работе Г.С. Дзоценидзе (1969). По его мнению, при активных вулканических извержениях процесс карбонатного осадкообразования полностью подавляется и вместо известняков формируются пирокласты с прослоями лав. В периоды ослабления извержений начинает выпадать кальцит, образуя цемент туфов (известковые туффиты). При длительном затишье вулканической деятельности накапливаются слои чистых известняков. В разрезе туронских отложений "чистые" туфы, постепенно обогащаясь кальцитом, на расстоянии в несколько десятков метров переходят в известняки.

В качестве примера отложений, для которых можно установить соотношение карбонатного и вулканогенного материала, Г.С. Дзоценидзе приводит туронскую вулканогенно-осадочную толщу западной части Грузии. В тех частях бассейна на Грузинской глыбе, куда вулканический материал не попадал, отложились известняки мощностью 35—50 м. На участках проявления вулканизма мощность туронской вулканогенно-осадочной толщи составляет 430—830 м. При этом на долю чистых известняков приходится тоже 30—50 м. Таким образом, вне зависимости от проявления вулканизма в туронский век на западе Грузии карбонатонакопление происходило с одинаковой скоростью. Г.С. Дзоценидзе, анализируя указанные соотношения мощностей, пишет: "Это, вероятно, указывает на то, что вулканические извержения происходили внезапно и были слишком кратковременны, чтобы отразиться на мощности известняков. Осаждение последних шло непрерывно с одной и той же интенсивностью, но это давало эффект лишь в периоды затишья вулканических извержений. В этом смысле взаимоотношение осаждения известняков и вулканизма аналогично влиянию терригенного материала на формирование известковых осадков" (Дзоценидзе, 1969, с. 93—94).

В мелководье, в зонах рифообразования, у вулканических островов соотношения между мощностями вулканических и карбонатных пород иные. Здесь зонам наибольшего значения мощностей вулканических пород — вулканическим конусам, по-видимому, будут соответствовать максимальные мощности биоморфных известняков. Еще Ч. Дарвин (1936) обратил внимание на тесную пространственную парагенетическую связь современных коралловых рифов и вулканов.

Подводя общий итог характеристике вещественного состава верхнемеловых отложений в платформенных структурах северной и южной периферических зон океана Тетис, хотелось бы еще раз подчеркнуть большое сходство в наборе и соотношениях типов пород на молодых и древних платформах. Определенные различия выявляются в характере отложений, развитых в них: в северной зоне мергели находятся в парагенезисе с трепелами и опоками, в южной — карбонатные породы перемежаются с эвапоритами и красноцветами. Отмеченные общие различия в осадках следует объяснять различиями в климатических условиях, а также связью морей северной периферии бассейна Тетис с Полярным океаном. Наряду с общими отличиями, для некоторых участков обеих периферических зон отмечается сходство в вещественном составе отложений. Так, например, на юго-востоке Туранской плиты (Амударьинская впадина) и во впадинах Тянь-Шаня в разрезе глинисто-ракушечниковой формации верхнего мела присутствуют пачки гилсов мощностью 10—15 м и более, а также пестрые глины. Таким образом, отложения верхнего мела Средней Азии в формационном отношении близки к таковым на Африкано-Аравийской платформе. Наличие гипсов и ангидритов в сходных глинисто-карбонатных сериях по обеим окраинам бассейна Тетис можно объяснить близкими физико-географическими, в первую очередь климатическими условиями. Прослой эвапоритов в разрезе Сахарской синеклизы и во впадинах Средней Азии, вероятно, связаны с тем, что обе области примыкали к крупным массивам суши с аридным климатом — Центрально-

Азиатскому и Африканскому. Накоплению эвапоритов в Средней Азии, возможно, способствовал общий прихотливый рисунок береговой линии позднемелового бассейна на территории современного Тянь-Шаня. Интересно, что близкие физико-географические условия в районах, расположенных на противоположных сторонах бассейна Тетис, привели к развитию устричных комплексов, близких даже в видовом отношении (Архангельский, 1912).

На плитах северной и южной периферических зон бассейна Тетис мергельно-меловые (известняковые) формации стратиграфически и фашиально связаны с глауконитовым песчаниковыми, глауконитовыми песчанико-глинистыми, пестроцветными терригенными, глинисто-ракушечниковыми формациями; в геосинклинальной области те же известняковые формации находятся в тесных парагенетических взаимоотношениях с флишевыми вулканогенными и кремнистыми формациями. Положение конкретной формации в разных парагенетических ассоциациях формаций или в формационном ряду — вертикальном и латеральном — является одним из структурно-генетических показателей формации (Муратов, Цейслер, 1968).

Общая характеристика состава и пространственного расположения типов осадочных формаций юры и мела бассейна Тетис свидетельствует о том, что конкретные формации в редких случаях образуют изолированные тела. Каждая формация обычно находится в сложных взаимоотношениях со смежными, и провести границу между ними бывает достаточно сложно. На каждом из описанном нами стратиграфическом уровне осадочные формации составляют протяженные латеральные формационные ряды. Соседствующими членами в этих рядах, как правило, являются формации, близкие по вещественному составу и условиям накопления. Различные типы карбонатных формаций пространственно обособливаются в одной части этого латерального ряда, а терригенных — в другой. В результате на площади бассейна Тетис в разные периоды выделилось по нескольку участков (ареалов), на которых оказались пространственно обособленными близкие парагенезисы горных пород. Каждому такому участку бассейна соответствуют крупные, сложные геологические тела, состоящие из нескольких соседствующих формаций — парагенезисы формаций.

Формации, образующие парагенезис, связаны между собой пространственно и генетически. Генетические связи выражены в том, что формации одного парагенезиса обладают общими литологическими характеристиками благодаря единству процессов, регулирующих седиментацию в ареале данного парагенезиса и создающих общий седиментационный фон на этой площади. Среди факторов, контролирующих седиментационный фон, по-видимому, главное значение имеет климат.

Контуры ареалов фоновых ассоциаций формаций не соответствуют границам структурных элементов ранга платформа — геосинклинальная область, а пересекают их.

Близкие по составу формации одной фоновой ассоциации на платформах и в геосинклинальной области различаются формой тел, характером ритмичности, степенью диагенетических преобразований минерального вещества, кремнистостью, содержанием продуктов магматизма, степенью химического разложения минеральных обломков и другими признаками.

Сравнительное изучение мезозойских и кайнозойских отложений, развитых в платформенных и геосинклинальных структурах, специально проводилось в ГЕОХИ АН СССР А.Б. Роновым с сотрудниками (Ронов и др., 1965, 1966). Проанализировав несколько тысяч образцов, отобранных из песчано-глинистых отложений на юге Восточно-Европейской платформы, на Скифской плите и территории Большого Кавказа, авторы установили закономерное изменение ряда показателей в направлении от древней платформы в глубь Кавказской геосинклинали, свидетельствующее о последовательном снижении глубины преобразования исходного терригенного материала при удалении от платформы. Приведенные данные говорят о том, что значения некоторых показателей близки для геосинклинальной области и эпипалеозойской платформы; другие показатели неодинаковы, но их различия объясняются не только разными типами конседиментационных структур, но и степенью удаленности от источников сноса, геологическим строением области размыва, климатической зональностью.

Глава IV

ФОНОВЫЕ АССОЦИАЦИИ ФОРМАЦИЙ И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ АНАЛИЗА ЛАТЕРАЛЬНЫХ ФОРМАЦИОННЫХ РЯДОВ

Парагенезисы близких по литологическому составу формаций, возникшие под влиянием общего седиментационного фона в бассейне осадконакопления, выделены нами в качестве фоновых ассоциаций формаций. Связи между формациями одной фоновой ассоциации имеют генетическое содержание. Они выражаются в сходстве литологического состава сопряженных формаций или в наличии у них общих литологических (фоновых) признаков, свидетельствующих о накоплении всей ассоциации формаций в единой физико-географической обстановке. Прослой углей, фосфоритов, бурых железняков, повышенная кремнистость, общая красноцветность, повышенная карбонатность, обилие глауконита, присутствие солей, гипсов, т.е. "зараженность" формаций определенной минеральной ассоциацией — вот признаки, рассматриваемые в качестве фоновых.

В строении фоновых ассоциаций формаций выделяются формации, у которых фоновые признаки выражены ярко (главные члены парагенезисов), и формации, у которых эти признаки завуалированы или вовсе отсутствуют (второстепенные, необязательные члены парагенезисов). Формация, занимающая основной объем в теле фоновой ассоциации, рассматривается как показательная фоновая формация — формация-индикатор "фона".

Если тело одной конкретной формации рассматривать в виде звена в цепи латерального ряда формаций, то фоновая ассоциация объединяет часть смежных звеньев, сходных по вещественным признакам. Представление о фоновых парагенезисах основывается на единстве признаков вещества формаций в различных структурных зонах одного бассейна осадконакопления. Понятие "фоновый парагенезис" в таксономическом отношении более высокое, чем понятие "конкретные формации", так как в тектонически дифференцированных областях фоновые ассоциации формаций объединяют по нескольку типов формаций. Тела фоновых ассоциаций формаций, образованные парагенезисами формаций, одновременно являются и очень крупными парагенезисами горных пород.

Необходимость выделения парагенезисов пород высокого ранга, объединяющих по нескольку формаций, определяется конкретными задачами. К сожалению, многие исследователи такие парагенезисы тоже называют формациями. Крупными парагенезисами формаций являются формации в понимании Н.М. Страхова, В.В. Белоусова, В.Е. Хаина. К понятию "фоновая ассоциация формаций" близко понятие "литогенетические формации" В.М. Синицына (1967). Ареалу фоновой ассоциации угленосных формаций соответствует понятие "пояса угленакпления" в представлениях П.И. Степанова, получившее развитие в работах А.И. Егорова (1960), И.И. Горского (1956), А.К. Матвеева (1960, 1966).

Крупные парагенезисы формаций — прообразы фоновых — были выделены впервые Н.С. Шатским (1954) при изучении закономерностей пространственного и стратиграфического распределения глауконитовых формаций. Анализируя состав мел-палеогеновых формаций на поверхности Земли, Н.С. Шатский пришел к выводу, что они образуют три крупных парагенезиса, соответствующих площадям северного глауконитового, срединного известняково-терригенного и южного глауконитового формационных поясов.

Анализ пространственного размещения и временной приуроченности различных типов осадочных и вулканогенных накоплений на территории материков в палеозое и мезозое, проделанный А.Б. Роновым и В.Е. Хаиным (1960, 1961, 1962), по существу отражает самые общие закономерности распространения фоновых парагенезисов формаций, поскольку авторы выделяли в качестве формаций очень крупные ассоциации пород, группы формаций, сходные по вещественному составу или ритмичности (флиш). В перечне выделенных А.Б. Роновым и В.Е. Хаиным "формаций" только их ограниченное число оказалось связанным с определенными тектоническими структурами типа платформ и геосинклиналей (например, флишевые).

Характерно, что, оперируя в качестве формации очень крупными парагенетическими ассоциациями пород, В.В. Белоусов (1954) пришел к выводу о том, что формации платформ и миогеосинклиналей не имеют принципиальных различий, т.е. в одно и то же время и на платформах, и в геосинклинальных областях накапливаются однотипные парагенезисы горных пород.

Таким образом, выделение крупных парагенезисов горных пород — парагенезисов формаций — по вещественным признакам приводит нас к понятию о фоновых ассоциациях формаций, занимающих разные структурные элементы земной коры.

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ В РАСПОЛОЖЕНИИ АРЕАЛОВ ФОНОВЫХ АССОЦИАЦИЙ ФОРМАЦИЙ БАССЕЙНА ТЕТИС В ЮРСКО-МЕЛОВОЕ ВРЕМЯ

Одним из важнейших способов изучения парагенетических ассоциаций горных пород является анализ пространственных взаимоотношений компонентов, составляющих ассоциации любого уровня. На основе расположения и взаимоотношения минералов в горной породе определяется ее генезис. Генезис формации проявляется в пространственном соотношении типов пород, слагающих тело формации, а также во взаимоотношениях смежных формаций. Выяснению условий образования ассоциаций формаций на последовательных этапах развития бассейна Тетис также во многом способствует анализ взаиморасположения их тел.

Ареал терригенной сероцветной (угленосной) ассоциации формаций в ранне- и среднеюрскую эпохи образует обширный серповидный шлейф, опоясывающий с юго-запада Евразийскую сушу (рис. 10, а). Максимальная ширина ареала на меридиане Копетдага составляет 1500–1600 км. Восточнее, в Придарвазье, полоса терригенных отложений сужена до 100–150 км. Она узкая и в западной части северной периферии бассейна Тетис. В западном и южном направлениях терригенная ассоциация формаций замещается ассоциацией карбонатных формаций, область распространения которых соответствует всему западному сектору морского бассейна и его южной периферической зоне на востоке. Таким образом, в ранне- и среднеюрскую эпохи в удаленной от северного побережья части морского бассейна происходило накопление карбонатных (и карбонатно-кремнистых) осадков. Вдоль внешней части южной периферической зоны океана Тетис область развития карбонатных отложений сменяется областью с карбонатно-сульфатными и пестроцветными терригенными отложениями, развитыми вдоль южного, африкано-аравийского, побережья бассейна Тетис. Первичная ширина шлейфа прибрежных пестроцветных и красноцветных отложений неизвестна, однако имеющиеся данные показывают, что терригенный шлейф вдоль южного побережья был намного уже, чем вдоль северного.

Взаиморасположение ассоциаций формаций нижней — средней юры, а также вещественный состав фоновых ассоциаций позволяют сделать предположение о том, что в ранне- и среднеюрскую эпохи пространственное положение ареалов фоновых ассоциаций формаций определялось главным образом двумя факторами: климатом и размерами бассейна. Северная периферическая зона бассейна Тетис располагалась в области гумидного климата, южная — в области аридного, что и привело к смене состава ассоциаций формаций: от терригенной угленосной до

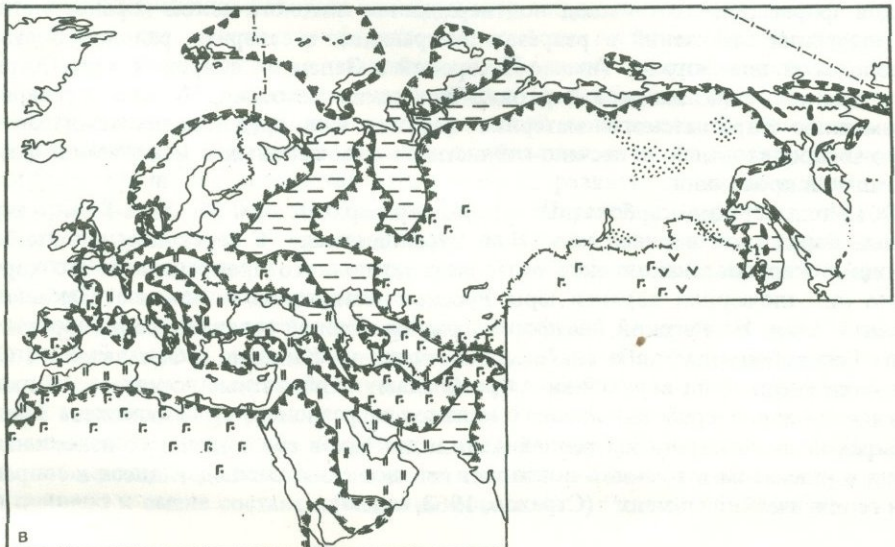
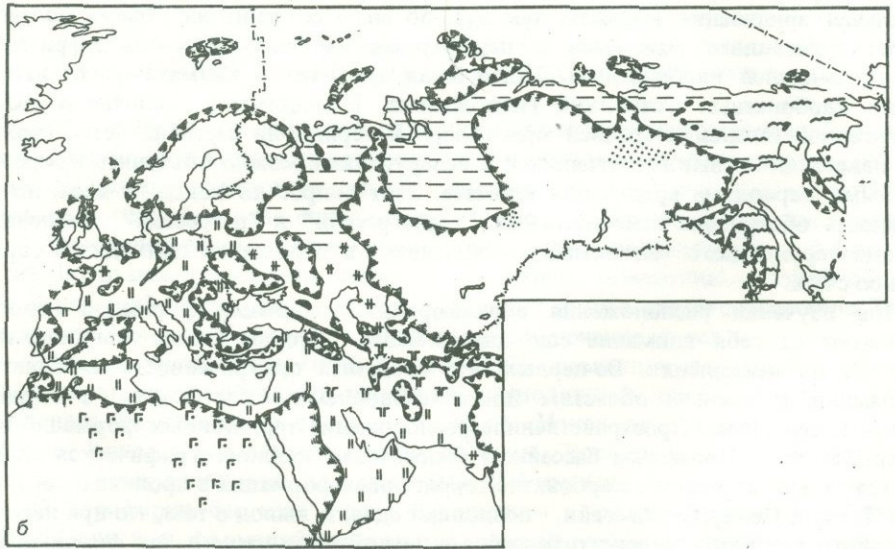
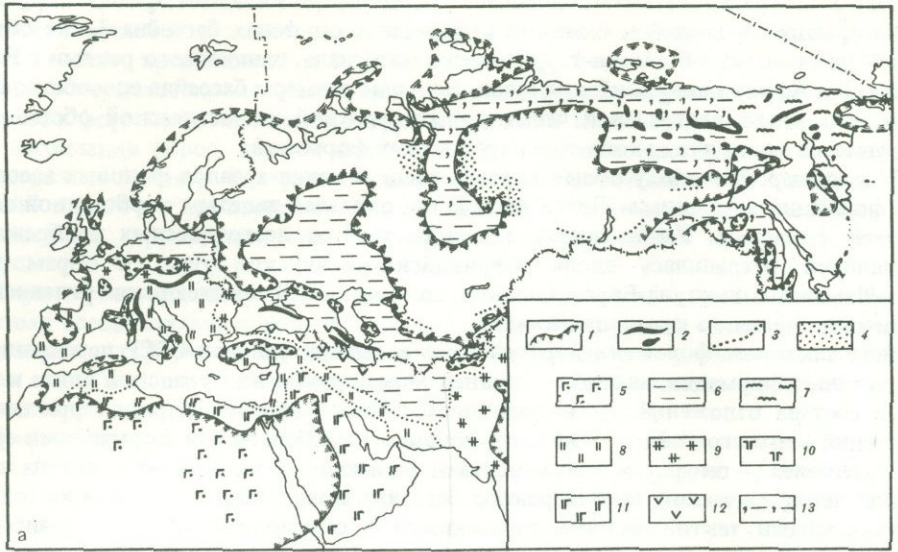
терригенной красноцветной и соленосной. Неодинаковая ширина ареалов терригенных формаций в южной и северной периферических зонах бассейна Тетис объясняется различными объемами терригенного материала, выносимого реками с Евразийской и Африкано-Аравийской суши. Большие размеры бассейна способствовали тому, что в его центральной части в благоприятной климатической обстановке сохранилось место для накопления карбонатных формаций.

В позднеюрскую эпоху общая картина расположения ареалов фоновых ассоциаций формаций изменилась. Почти весь Тетис оказался занятым карбонатной ассоциацией формаций. Узкая полоса красноцветных и пестроцветных прибрежных накоплений сохранилась вдоль Африканско-Аравийской суши; в обрамлении Тянь-Шаньского выступа Евразийской суши (рис. 10,б) среднеюрские угленосные формации сменились красноцветными.

Известняковые формации верхней юры в южных районах СССР перекрывают терригенные формации нижней — средней юры, причем на Туранской плите изменение состава отложений происходит постепенно. Смена по разрезу терригенных формаций верхнего байоса — нижнего келловоя карбонатными формациями среднего келловоя — оксфорда и соленосными формациями кимериджа — титона в северной периферической зоне морского бассейна может быть объяснена не только вертикальными тектоническими движениями и обусловленными ими трансгрессиями и регрессиями. К подобному результату могла привести также последовательная аридизация климата, так как по мере сокращения объема поступающего терригенного материала в периферических зонах бассейна терригенный "фон" сменился карбонатным. Дальнейшая аридизация климата могла вызвать смену карбонатных отложений галогенными. По-видимому, наличие в разрезе терригенной нижней и средней юры северной периферии бассейна Тетис горизонтов известняков, выклинивающихся к северу, также можно объяснить кратковременными периодами аридизации климата. Этот вопрос до конца не ясен, но возможность объяснения относительных "трансгрессий" и "регрессий" изменениями объема терригенного материала, поступающего в водоем, не приходится сбрасывать со счета.

При изучении расположения верхнеюрских ассоциаций формаций невольно обращают на себя внимание еще два момента, которые важны для понимания условий их накопления. Во-первых, это известная приуроченность карбонатных отложений к южным областям Восточно-Европейской платформы, а терригенных — к северным. Пространственное расположение терригенных формаций в областях, занятых Полярным бассейном (бореальная зообиогеографическая провинция), а также размещение карбонатно-терригенных формаций в проливах, соединявших Тетис и Полярный бассейн, позволяют сделать вывод о том, что при переходе из одного крупного морского бассейна в другой изменяется набор фоновых ассоциаций формаций. Этот вывод подтверждается литологической характеристикой верхнеюрских отложений в разрезах центральных и северных районов Восточно-Европейской платформы, Тимано-Печорской и Западно-Сибирской плит, Хатангского прогиба, синклиналиев Верхояно-Чукотских мезозойд. По всему северному обрамлению Евразийского материка верхняя юра представлена темными глинисто-алевролитовыми и песчано-глинистыми отложениями с ископаемой фауной бореальной провинции.

Объясняя переход карбонатных отложений верхней юры бассейна Тетис в терригенные бореальной верхней юры, Н.М. Страхов писал: "С переходом в зоны более холодные карбонатакопление ослабевает до полного прекращения. Это хорошо видно на отложениях верхней юры Русской платформы и Кавказа, Закавказья, Средней Азии. На Русской платформе, расположенной севернее, верхнеюрские породы бескарбонатные либо слабокарбонатные; на Кавказе, в Закавказье и Средней Азии среди толщ верхней юры преобладают карбонатные породы; сходные соотношения характерны для нижнего мела тех же регионов — для палеогена Западно-Сибирской низменности и Средней Азии и др. Такая связь древнего известнякопления с климатом в точности повторяет соотношения, наблюдающиеся в современный геологический момент" (Страхов, 1963, с. 154).



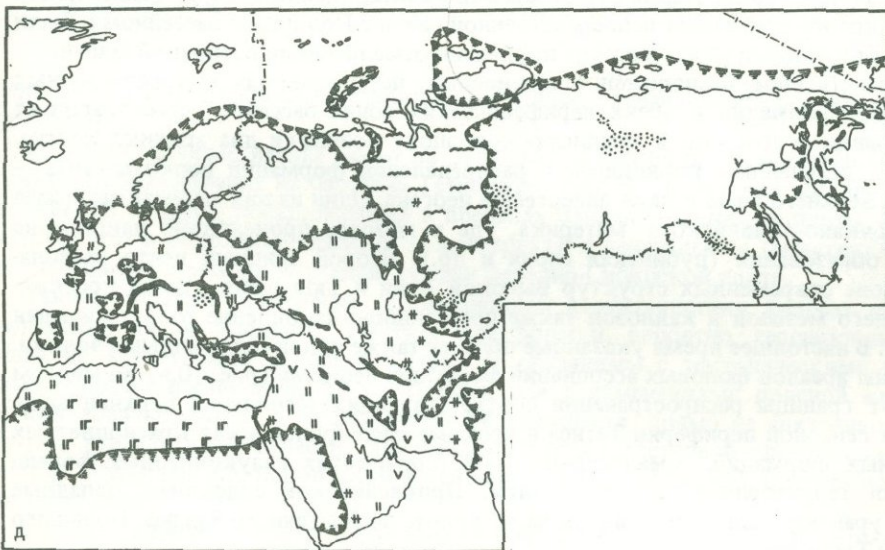
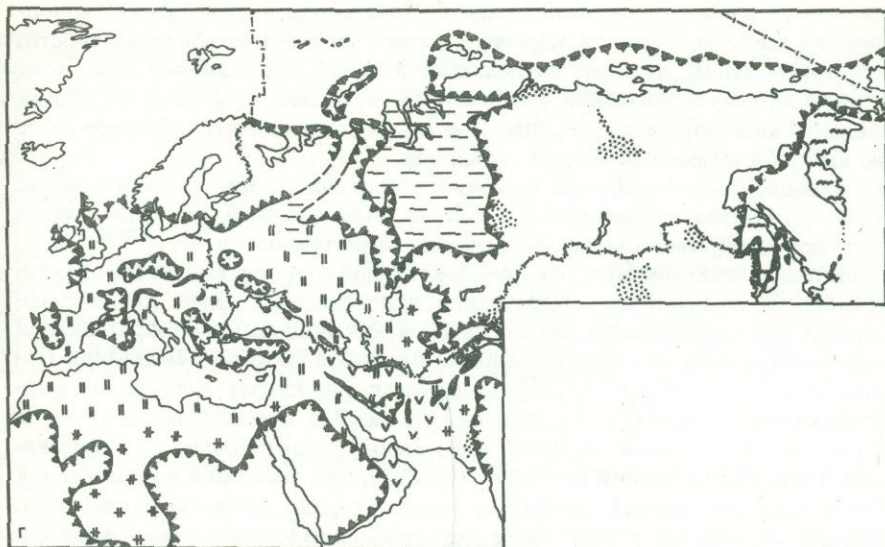


Рис. 10. Размещение ассоциаций осадочных геологических формаций

a – нижней – средней юры; *б* – верхней юры; *в* – неокома; *г* – турона – нижнего сенона; *д* – верхнего сенона

1 – граница суши; 2 – островные гряды; 3 – границы ареалов ассоциаций формаций; 4 – континентальные угленосные формации; 5 – континентальные красноцветные и пестроцветные формации; 6 – ассоциации морских терригенных сероцветных формаций с углями; 7 – ассоциации кремнисто-терригенных формаций; 8 – ассоциация карбонатных и кремнисто-карбонатных формаций; 9 – терригенные и карбонатные формации; 10 – ассоциация карбонатных и эвапоритовых формаций; 11 – ассоциация карбонатно-эвапоритовых формаций; 12 – вулканогенные формации; 13 – ассоциация терригенных глауконитовых формаций

Температура воды в морском бассейне зависит от того, в какой климатической зоне он находится, насколько он удален от экватора. Однако между температурным режимом морского бассейна и общей климатической зональностью ни в коем случае нельзя ставить знаки равенства, как это следует из приведенного высказывания Н.М. Страхова. Температурный режим определяется не только поясной климатической зональностью, но и течениями, а последние, как известно, связаны с многими факторами: от глобальных (вращение Земли) до местных тектонических (возникновение или исчезновение барьерных островных гряд). Теплые

течения проникают далеко в высокие широты (например, Гольфстрим), холодные — в низкие широты, изменяя картину поясной климатической зональности. Кроме того, объем тепла, который выделяется в зонах повышенного теплового потока, а также при вулканических извержениях, не может не влиять на общий температурный режим морского бассейна. Примером тому является Красное море с аномально высокой температурой придонных вод.

Поэтому границы распространения фоновых ассоциаций формаций в океане не следуют точно границам климатических поясов. Прихотливый рисунок границ фоновых ассоциаций формаций во многом определяется течениями.

Второе интересное явление, которое привлекает внимание, может иметь практическое значение. В северной периферической зоне бассейна Тетис верхние горизонты верхней юры образованы соленосными и красноцветными терригенными формациями. Любопытно, что вблизи бывших проливов, которые соединяли Полярный бассейн и Тетис (например, Прикаспийская синеклиза) соленосные формации редуцированы, мощности их невелики, в разрезе преобладают доломиты и гипсы. В стороне от проливов соленосные формации развиты полно (Амударьинская впадина, Придобруджинский прогиб). Вероятно, при смешении вод бассейнов Тетис и Полярного изменялись солевой и температурный режимы в проливах; соединявших оба океана, что отрицательно сказывалось на накоплении эвапоритов. Следовательно, мощные толщи верхнеюрской каменной соли следует искать на тех участках, которые не имели непосредственной связи с Полярным бассейном и были отделены от проливов этого бассейна крупными отмелями или островной сушей.

Пространственное расположение соленосных, пестроцветных и красноцветных терригенных формаций в обеих периферических зонах бассейна Тетис позволяет сделать вывод о том, что в позднеюрскую эпоху возникли два аридных центра, которые в дальнейшем проявились в распределении формаций неокома, апта — сеномана, верхнего мела и даже палеогена и неогена. Один из них занимал северную часть Африкано-Аравийского материка, где в мезозое происходило накопление аридных образований (нубийская серия и др.). Второй аридный центр располагался в зоне современных структур Высокой Азии и Тянь-Шаня, где на протяжении позднего мезозоя и кайнозоя также происходило накопление толщ с гипсами и солями. В настоящее время указанные области также являются аридными зонами.

Границы ареалов фоновых ассоциаций формаций неокома (рис. 10, в) во многом повторяют границы распространения соответствующих ассоциаций верхней юры. Однако в северной периферии Тетиса в неокоме расширился ареал красноцветных терригенных формаций. Ареал сероцветных терригенных глауконитовых формаций занял территорию Скифской плиты, Прикаспийской синеклизы, западные районы Туранской плиты, проникнув на юг вплоть до Восточного Крыма, Большого Кавказа и Туаркыра.

В центральной зоне бассейна Тетис, а также в западной части его северной периферической зоны в неокомский этап продолжалось накопление карбонатной ассоциации формаций. Аналогичная обстановка имела место на платформах южной периферии Тетис. В зоне пролива, связывающего Тетис и Полярный бассейн, и в пределах самого океанического бассейна накапливался глинисто-песчаный материал, чуждый ему. Примером тому являются глинистые толщи берриаса — валанжина на Мангышлаке. Можно предположить, что из центральных районов Восточно-Европейской платформы через Прикаспийскую синеклизу течениями выносился терригенный материал, который достигал Северного Предкавказья и западных районов Туранской плиты, "разбавляя" карбонатонакопление, свойственное данной зоне. Следовательно, в проливе на Восточно-Европейской платформе течения были направлены с севера на юг.

Анализ пространственного положения ареалов фоновых ассоциаций формаций верхнего мела (рис. 10, г, д) не может изменить выводов, вытекающих из изучения закономерностей расположения фоновых ассоциаций формаций юры и неокома. Уместно напомнить, что на Восточно-Европейской платформе в сантонское — кампанское время сохранялся пролив, по которому глинисто-кремнистые илы и глауконитовые пески выносились течениями в область Волго-Донского водораз-

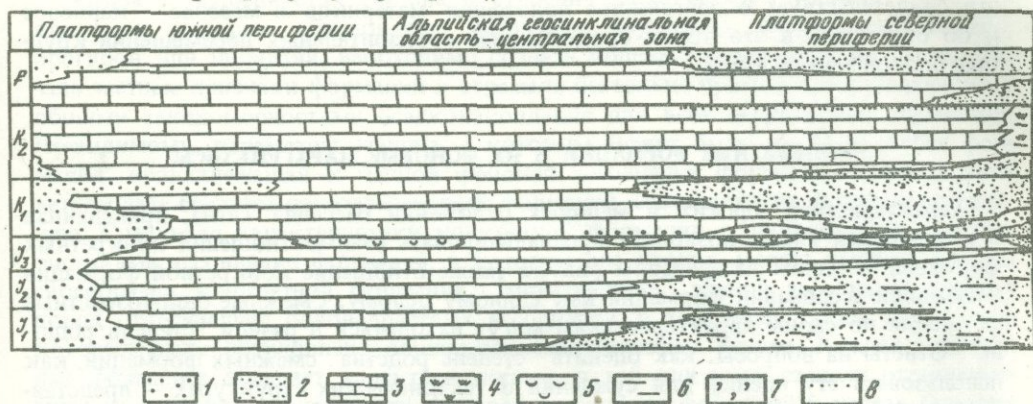


Рис. 11. Обобщенный схематический разрез юрских, меловых и палеогеновых отложений бассейна Тетис.

1-3 — ассоциации формаций: 1 — красноцветных и пестроцветных терригенных, 2 — сероцветных терригенных, 3 — карбонатных; 4 — глинисто-опокковые формации; 5 — соленосные формации; 6 — угленосность; 7 — глауконит; 8 — общая песчанность

дела и в западные районы Предкавказья. Холодное течение в эти районы проникало с севера.

Обратное явление имело место на Западно-Сибирской плите в кампане — маастрихте. Проникновение из бассейна Тетис через Тургайский пролив теплого течения на север, в бассейн, расположенный в пределах Западно-Сибирской плиты, привело к тому, что в ее южных (кампан — маастрихт) и центральных (маастрихт) районах возникла формация мергелей, чуждая Западно-Сибирской плите.

Таким образом, изменение формационной характеристики разреза морских отложений на значительных участках платформ и, вероятно, геосинклинальных областей может быть непосредственно не связанным с тектоническими процессами, происходившими на этих участках, или с изменениями поясной климатической зональности. В силу различных обстоятельств, прямо не связанных с развитием той или иной области, она может оказаться доступной для холодных или теплых течений и для накопления в ней взвешенного материала, приносимого этими течениями.

Следует подчеркнуть, что центральная и южная зоны бассейна Тетис на протяжении его мезозойской и палеогеновой истории выделялись карбонатным "фоном". В северной периферической зоне карбонатный "фон" периодически сменялся терригенным, что приводило к изменению формационной характеристики разреза в прогибах и на поднятиях, расположенных в северной зоне бассейна. В южной периферической и центральной зонах бассейна Тетис формационная характеристика разреза всего мезозоя — палеогена сходная (рис. 11).

Периодическое расширение ареала ассоциации карбонатных формаций с одновременным сужением площади, занятой ассоциацией терригенных формаций в северной периферической зоне Тетис, приводило к чередованию карбонатных и терригенных формаций в разрезах платформенных прогибов и поднятий. Периоды расширения ареалов терригенных формаций в северной зоне бассейна Тетис совпадали с установлением прочных связей последнего с Полярным бассейном. В зоне на Восточно-Европейской платформе, соединяющей оба океана, накапливались глинистые глауконитовые формации бореального типа; в Тургайском проливе в сенонское время отлагались карбонатные формации.

Устойчивость пространственного положения ареалов ассоциаций формаций, постоянство участков аридного климата, выраженное в приуроченности соленосных и пестроцветных отложений к вполне определенным районам (Северная Африка и Аравия, Средняя Азия) на протяжении юры, мела, палеогена, неогена и

антропогена (Синицын, 1962), постоянная связь с бореальным бассейном — все это свидетельствует о постоянстве положения материков в мезозое — кайнозое и об отсутствии в это время существенных горизонтальных перемещений крупных блоков земной коры.

КОНКРЕТНЫЕ ФОРМАЦИИ И ИХ ФОНОВЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ

Характеристика юрских и меловых отложений бассейна Тетис, приведенная в предыдущей главе, позволяет проанализировать взаимоотношения конкретных формаций в одном латеральном ряду, а также отношение конкретной формации к фоновой ассоциации формаций как единому целому. Смежные разновозрастные формации по своим характеристикам могут находиться в разной "степени родства". Ответы на вопросы: как оценить "степень родства" смежных формаций, как использовать эту оценку для суждения о тектонических структурах — представляют собой немалый интерес и влияют на то, в каком направлении должен развиваться формационный анализ.

На чем основано выделение конкретной парагенетической ассоциации пород в ряду сопряженных с ней ассоциаций пород? Любая парагенетическая ассоциация легко выделяется среди подобных смежных ассоциаций в том случае, если ей присущи какие-то особые характеристики. Они могут выражаться в изменении соотношений главных членов парагенезиса, в появлении новых членов парагенезиса, в различной степени упорядоченности внутреннего строения (в типе ритмичности), в аномально больших или малых мощностях ассоциации пород¹ и т.д. Указанные характеристики в совокупности отличают смежные формации. При этом важны не столько абсолютные характеристики, сколько относительные отличия данной парагенетической ассоциации пород от смежных с ней ассоциаций. Чем резче отличаются две смежные формации, тем большие различия могли существовать между тектоническими структурами или климатическими зонами, контролировавшими накопление формаций. Поэтому развитие тектонического анализа осадочных формаций должно идти по пути сравнительного изучения формаций.

Располагая сведениями о конкретной формации, но не учитывая ее взаимоотношений со смежными формациями, невозможно успешно использовать формационный анализ. Уместно вспомнить высказывание П. Кюри о том, что нельзя рассматривать симметрию какого-либо тела, не учитывая симметрию окружающей его среды (Шафрановский, 1968). С полным основанием эта мысль может быть отнесена и к оценке вещества, а также структуры осадочной формации.

Н.П. Херасковым (1952) сформулировано понятие о конкретных и абстрактных формациях (формационных типах). По мнению большинства исследователей, для палеотектонических реконструкций необходимо выявить принадлежность данной конкретной парагенетической ассоциации пород к определенному формационному типу (к абстрактной формации), свидетельствующему о категории тектонической структуры, в которой он образовался, и о стадии ее развития. Однако пользуясь абстрактными формациями, мы невольно отвлекаемся от конкретной геологической обстановки, рассматриваем формации как нечто абсолютное, не учитываем, в каких условиях они обособились. В то же время при палеотектонических реконструкциях иногда приходится совершенно по-разному оценивать одинаковые парагенезисы пород в зависимости от состава и строения окружающих парагенезисов, в зависимости от положения данной конкретной формации внутри более крупного подразделения — парагенезиса формаций как единого целого. Только изучая парагенезис формаций, можно выявить условия накопления, т.е. установить тип конседиментационной тектонической структуры. Если это так, то для палеотектонических реконструкций важное значение имеют конкретные формации со всеми их особенностями, связанными с пространственными и временными условиями образования.

¹ Если толща отличается только мощностью, вряд ли правильно будет выделять ее в самостоятельную формацию.

Чтобы в особенностях состава и строения парагенезисов уловить только те признаки, которые обусловлены развитием изучаемых конседиментационных прогибов или поднятий, необходимо создать модель эталона, которая бы исключала частные признаки формаций и отражала бы только признаки, определяющиеся общими закономерностями осадконакопления для всех структурных элементов. По-видимому, параметры эталона, с которым может быть сравнима любая формация, принадлежащая к данной фоновой ассоциации формаций, должны соответствовать средним показателем всех формаций, составляющих фоновую ассоциацию. Сравнивая характеристики конкретной формации с обобщенными характеристиками ассоциации формаций, в которую она входит, можно выявить степень своеобразия конкретной формации, "аномальность" данной ассоциации горных пород относительно разновозрастных ассоциаций, в том числе таких, накопление которых было обусловлено общим седиментационным фоном. Каждая конкретная формация обладает характеристиками, в той или иной степени отличающимися от средних характеристик фоновой ассоциации формаций в целом. Отличия эти тем резче, чем своеобразнее тектоническая структура, развитие которой обособило "необычный" парагенезис.

На практике получить средние значения параметров, характеризующих седиментационный фон бассейна, сложно, а порой и невозможно. Поэтому для эталонов необходимо выбрать параметры, приближающиеся по своим значениям к средним параметрам тела фоновой ассоциации формаций.

Анализируя карты распространения осадочных формаций океана Тетис в юрском или меловом периодах, нетрудно убедиться, что средние значения параметров любых фоновых ассоциаций формаций определяются значениями параметров тел платформенных формаций, поскольку именно они обладают размерами, соизмеримыми с размерами тел фоновых ассоциаций формаций.

Рассмотрим ассоциацию ниже-среднеюрских терригенных формаций. Она образована латеральным рядом формаций, объединяющим формации Альпийской геосинклинальной области, и плит обрамляющих ее молодых и древних платформ. Ряд составляют формации терригенного флиша, глинисто-сланцевая (аспидная), темных глин с сидеритами, глинисто-песчаниковые (с различными соотношениями типов пород), угленосные, глинисто-ракушечниковые, спилито-диабазовые, андезитовые, осадочно-вулканогенные, красных органогенных известняков, грубообломочные песчанико-конгломератовые и др. Какова размерность тел названных формаций? Площадь распространения этих формаций в Альпийской складчатой области уменьшена благодаря складчатости и частичной эрозии. Первоначальные размеры тел формаций были, вероятно, не менее чем в два раза больше современной площади их распространения. С учетом поправок площадь тела нижнеюрской флишевой формации в Горном Крыму может быть оценена в 10 000 км², нижнеюрской складчатой аспидной формации на Большом Кавказе — в 40 000–50 000 км², угленосной формации батского яруса на Закавказском массиве — в 12 000 км², глинисто-сланцевой среднеюрской формации на южном склоне Большого Кавказа — в 18 000 км². Как обособленные тела выступают среднеюрские отложения на западе и востоке Прикаспийской синеклизы на площадях 390 000 и 400 000 км², а также на юге Туранской плиты — 675 000 км². Оценивая площади тел отдельных формаций нижней и средней юры, следует иметь в виду, что тело всей фоновой ассоциации этих формаций занимает площадь около 4 730 000 км², т.е. в 100–400 раз большую, чем тело конкретной формации в геосинклинальной области, и в 7–10 раз большую тел конкретных формаций на платформах (рис. 12).

Таким образом, платформенные формации обладают размерами, соизмеримыми с размерами тела всей фоновой ассоциации формаций. Поэтому можно предполагать, что средние характеристики платформенных формаций наиболее близки к средним характеристикам фоновой ассоциации формаций как единого целого. Примерное соответствие средних характеристик формаций крупных окраинных синеклиз, плит или погруженных срединных массивов общему формационному "фону" вытекает из относительной тектонической стабильности и величины ука-

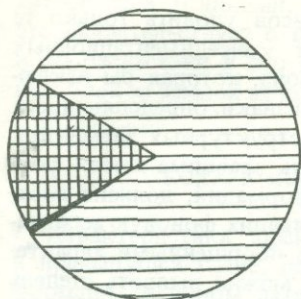


Рис. 12. Соотношение площадей, занятых телами разных типов осадочных формаций

1 — геосинклинальные формации; 2 — платформенные формации; 3 — фоновая ассоциация формаций

занных структур, соизмеримой с современными окраинными морями. На таких площадях сглаживается неоднородность парагенезисов осадочных пород, обусловленная тектонической контрастностью области осадконакопления.

Платформенные формации и формации чехлов срединных массивов, тела которых составляют основную площадь ареала фоновой ассоциации формаций, рассматриваются нами как индикаторы "фона", которые можно принять в качестве эталонов. Сравнение конкретной формации с формацией-эталонem позволяет оценить влияние элементарного прогиба и поднятия на осадконакопление и тем самым получить характеристику тектонической структуры, запечатленную в веществе осадка.

Следовательно, формационный анализ как метод тектонического районирования должен основываться на сравнении частных формаций и формаций фоновых индикаторов.

Для анализа юрских формаций и геосинклинальных структур южных районов СССР в качестве формаций-эталонem могут быть приняты отложения соответствующего возраста южных районов Туранской плиты (Мургабская или Амударьинская впадины). Общие условия осадконакопления в северной периферии бассейна Тетис в неокоме, пожалуй, наиболее ярко отражены в формациях западных районов Туранской плиты и юго-восточных районов северного Предкавказья. Общие закономерности поздне мелового осадконакопления в северной периферии бассейна Тетис запечатлены в средних характеристиках верхнемеловых формаций южных синеклиз Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты.

Для анализа формаций геосинклинальных прогибов и поднятий, расположенных в центральной и в южной периферической зонах бассейна Тетис, должны быть взяты совсем иные эталоны — карбонатные формации перикратонных прогибов Восточного Средиземноморья, Аравийской плиты, Аквитанской впадины. Они будут отражать общие условия седиментации в морских бассейнах.

Осадочные формации, которые развиты в типичных геосинклинальных структурах (мощные глинисто-сланцевые серии, терригенный или карбонатный флиш, рифовые известняки, вулканогенно-осадочные толщи, яшмовые серии) должны рассматриваться как аномальные парагенезисы пород на общем фоне осадконакопления в бассейне.

Известно, что огромное число "переходных" глинисто-песчаниковых парагенезисов можно выделить между глинистой и песчаниковой формациями. Чем больше названий формаций, тем труднее ими оперировать, а поэтому не случайно почти все исследователи стараются как-то ограничить число выделяемых типов формаций. Вместе с тем при анализе тектонических структур важно учитывать, что песчаниковые, глинистые, известняковые формации могут быть настолько разными, что будут свидетельствовать о разных структурах. В настоящее время необходимо перейти в формационном анализе от качественной характеристики формации, выраженной ее названием, к количественным характеристикам. Работа с эталонами в дальнейшем позволит вести исследования на количественной основе, пользуясь приемами математической статистики.

В заключение следует подчеркнуть один важный вывод. Весь имеющийся материал показывает, что формации нельзя рассматривать и изучать автономно, в отрыве от смежных с ними формаций. Каждое формационное тело совместно с окружающими его телами образует парагенезисы более крупного ранга, парагенезисы формаций.

Глава V

ВЕРТИКАЛЬНЫЕ РЯДЫ ФОРМАЦИЙ АЛЬПИЙСКОГО КОМПЛЕКСА В СТРУКТУРАХ АЛЬПИЙСКОЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ И СИНХРОННЫЕ ИМ РЯДЫ ПЛАТФОРМЕННЫХ ФОРМАЦИЙ

Выявление общих и индивидуальных черт развития тектонических структур в значительной степени основано на изучении стратиграфической последовательности осадочных формаций. Сравнительный анализ вертикальных формационных рядов позволяет осуществлять историко-тектоническое районирование земной коры.

Разнообразие структурных элементов земной коры предопределяет различие масштабов ассоциаций горных пород, принимаемых во внимание при изучении истории развития структур. Вполне естественно, что закономерности развития крупных структурных элементов земной коры, таких, как складчатые пояса, складчатые области, лучше могут быть выявлены при анализе последовательности крупных ассоциаций горных пород — ассоциаций формаций, формационных комплексов. История развития частных прогибов и поднятий устанавливается с помощью анализа последовательности конкретных формаций, подформаций.

Использовать анализ формаций в качестве методов палеотектонических реконструкций можно в том случае, если выделяемые парагенетические ассоциации горных пород несут в себе вполне определенное тектоническое содержание. Для этого они должны восприниматься не просто как парагенезисы пород, но и как парагенезисы генетических типов отложений¹, накопившихся в определенной палеогеографической обстановке.

Без четкого представления о том, в каких условиях накапливались осадки, составляющие формацию, какое тектоническое содержание несут поверхности, разделяющие формации, невозможно правильно проанализировать историю тектонического развития того или иного участка земной коры. В настоящее время остается много неясного в вопросе об условиях образования отдельных типов формаций. Особенно это касается оценки степени глубоководности древних морских толщ (Гарецкий, Яншин, 1971), а также структурной приуроченности многих формаций в силу их конвергенции (Шатский, 1960; Шванов, 1965). Несомненно, что все это сказывается на достоверности палеотектонических реконструкций.

Определение условий образования формаций должно основываться на изучении их парагенетических взаимоотношений со смежными формациями и на анализе взаимоотношений генетических типов отложений внутри самих формаций (Крашенинников, 1971).

Формирование устойчивой парагенетической ассоциации осадков происходит при условии длительно (от 3 до 15 млн. лет) сохранявшейся палеогеографической обстановки. Ее определенное постоянство обусловлено выдерживающимся соотношением скоростей осадконакопления и прогибания земной коры — характером тектонического режима. Поэтому формации как парагенезисы генетических типов отложений являются показателями тектонического режима об-

¹ По Е.В. Шанцеру (1966) — парагенезисов географических вариантов генетических типов отложений.

ласти, где они накапливаются, или смежной с ней области размыва. Определение тектонического режима и его изменений во времени с помощью анализа вертикальных рядов формаций основано на использовании тектонических группировок формаций, на выяснении принадлежности конкретных формаций к определенным категориям тектонических структур.

СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ГРУППИРОВКИ ФОРМАЦИЙ- ОСНОВА ДЛЯ ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ

Прежде чем рассматривать последовательность формаций в структурных элементах юга СССР, необходимо кратко остановиться на характеристике тектонических классификаций формаций. Имеется много примеров региональных и общих тектонических классификаций формаций (Попов, 1966), которые суммируют данные о связях формаций с определенными тектоническими структурами, с этапами развития структурных зон. Каждая такая классификация отражает представления ее составителя о систематике тектонических структур и типизации формаций. Но поскольку по вопросам систематики тектонических структур существуют весьма противоречивые мнения, а систематика формаций также не вполне разработана, все без исключения общие тектонические классификации формаций являются дискуссионными, и в адрес их приходится слышать много справедливых замечаний. Тем не менее, тектонические классификации формаций полезны, так как они подводят определенный итог тектоническому изучению формаций, способствуют развитию формационного анализа как метода палеотектонических реконструкций. В табл. 1 перечислены группы (классы, ряды) формаций, которые выделяются в работах тектонистов, посвященных формационному анализу. Очевидно, что выделение очень большого числа тектонических групп формаций не оправдано, так как мы не располагаем детальными характеристиками формаций, позволяющими противопоставлять однотипные формации в разных тектонических группах. Классификацию формаций в соответствии с их структурной приуроченностью можно считать рациональной, если она исходит из крупных структур земной коры, контролирующих накопление конкретных формаций и их парагенезисов.

При анализе вертикальных рядов формаций использована тектоническая классификация формаций, предложенная автором совместно с М.В. Муратовым (Муратов, Цейслер, 1968). В соответствии с ней в стратиграфической последовательности формаций одного тектонического цикла в пределах складчатых геосинклинальных поясов выделяются формации, связанные: а) с геосинклинальными прогибами; б) с геоантиклинальными поднятиями; в) со срединными массивами. В свою очередь, они перекрыты орогенными (молассовыми) формациями. Авторы имели в виду, что вне геосинклинального пояса разновозрастными по отношению ко всем группам являются платформенные формации. В настоящее время такая классификация может быть расширена в соответствии с известными крупными конседиментационными структурными формами (Богданов и др., 1972).

Тектонический принцип типизации формаций в зависимости от категорий структур земной коры, вероятно, не следует понимать так, что каждой структуре должна соответствовать только та, а не иная формация и что одни формации характерны только для платформ, другие — только для геосинклинальных поясов. Вопрос решается значительно сложнее, и выделить тектоническую группировку формаций на практике не так просто.

При характеристике латеральных рядов юрско-меловых формаций Альпийской геосинклинальной области мы обращали внимание на сходство литологических характеристик разновозрастных отложений в генетически разных структурах. В некоторые промежутки времени разные структурные формы обладали сходным тектоническим режимом и были выражены одинаково в рельефе поверхности суши или морского дна; смежные структуры часто оказывались захваченными общим прогибанием или поднятием. В этом случае наблюдаются весьма сходные, а иногда

Тектонические группировки формаций

Исследователь	Тектонические группы, подгруппы (классы, подклассы, парагенезис, ряды и др.)
Н.С. Шатский, 1945 В.В. Белоусов, 1954 А.В. Пейве, 1948	Платформенные, геосинклинальные Платформенные, геосинклинальные Геосинклинальные, брахигеосинклинальные, краевых прогибов
В.Е. Хаин, 1973а	Устойчивых платформ, подвижных платформ, внешних (миогеосинклиналей) и краевых прогибов, внутренних (эвгеосинклиналей) и межгорных прогибов
Л.Б. Рухин, 1961 Н.П. Херасков, 1963 В.И. Попов, 1966	Платформенные, геосинклинальные, переходные Геосинклинальные, платформенные, орогенные Океанические: праокеанические, равнинно-океанические, срединно-океанические, периферийно-океанические; окраинно-материковые: праорогенные (панорогенные), квазиплатформенные (панплатформенные), геосинклинальные (ядерные и междуядерные); внутриконтинентальные: постгеосинклинальные, платформенные, постплатформенные
М.В. Муратов, В.М. Цейслер, 1968	Платформенные; геосинклинальных областей: чехлов срединных массивов, геосинклинальных прогибов, геоантиклинальных поднятий; орогенные (молассовые)
Э.Н. Янов, Н.С. Малич, 1968	Геосинклинальные: эвгеосинклинальные, флишево-миогеосинклинальные, миогеосинклинальные; геоантиклинальные: пригеосинклинальные, геоантиклинальные; эпи-геосинклинальные: пригеосинклинальные, межгорные, краевых прогибов; постконсолидационные: предгорные, межгорные; катаплатформенно-авлакогенные: катаплатформенные, авлакогенные; платформенные: приорогенные, перикратонные, кратонные; квазиплатформенные Эпиконтинентальные (континентальных шельфов и склонов), приконтинентальные (подножий континентальных склонов и окраинных частей океанских котловин), геосинклинальные, талассогенные, срединно-океанских хребтов

и единые формации в генетически различных структурах, и можно говорить не о разных формациях, характеризующих различные структуры, а о различном проявлении той или иной формации в геосинклинальной области (в пределах геосинклиналей и геоантиклиналей), т.е. о структурных вариантах одного и того же типа парагенезиса горных пород. Оказывается, что только ограниченный набор типов осадочных формаций сам по себе может определенно свидетельствовать о тектоническом режиме и категории структурной единицы, в пределах которой происходило обособление формации. Безусловно, в чехле платформы не встречаются флишевая группа формаций, офиолитовая ассоциация формаций, спилито-диабазовые формации, наличие которых определенно свидетельствует о геосинклинальном режиме. В платформенных структурах типичны кварц-каолиновые формации (часто угленосные), ангидрито-доломито-известняковые, формация писчего мела, глауконитовая глинисто-опокная и ряд других. Для орогенного типа структур наиболее показательны грубообломочные песчанико-конгломератовые формации. Большинство типов осадочных формаций, по-видимому, может накапливаться при различном тектоническом режиме, приобретая в каждом конкретном случае свои особенности, обусловленные палеогеографической обстановкой накопления осадков и процессами дальнейшего их преобразования.

Группы формаций, которые образуются в условиях геосинклинального, платформенного и орогенного режимов, Н.П. Херасковым (1963) отнесены к тектоническим классам формаций с соответствующими наименованиями. При этом группы формаций, образующиеся на геоантиклинальных поднятиях, в геосинкли-

нальных прогибах, на срединных массивах, являются подклассами геосинклинального класса формаций. Принадлежность формации к тому или иному тектоническому классу (подклассу) определить достаточно сложно, если формацию рассматривать обособленно, в отрыве от латерального ряда, в котором она находится. В то же время изучение формации в парагенезисе с окружающими ее формациями, изучение формы тела конкретной формации, ее внутреннего строения, типа диагенетических и постдиагенетических изменений, соотношения составляющих ее генетических типов отложений — все это в совокупности позволяет сделать вывод о принадлежности формации к определенному структурному типу и на этой основе высказать предположение о тектоническом режиме.

Каковы признаки, позволяющие относить формации к определенным тектоническим классам? Н.П. Херасков (1963), опираясь на сравнительный анализ и георетические предпосылки, отметил следующие признаки¹ для трех тектонических классов формаций.

Признаки геосинклинального класса формаций: 1) преимущественно морские отложения; 2) наличие относительно глубоководных осадков; 3) крупные фациальные изменения на коротких расстояниях и большие литологические различия как между смежными свитами (по-видимому, формациями. — В.Ц.), так и между смежными слоями; 4) значительная выдержанность фаций и мощностей вдоль простирания тектонических структур; 5) наличие мощных толщ осадков; 6) редкие региональные перерывы в осадконакоплении и частные локальные перерывы, сопровождавшиеся угловыми несогласиями; 7) наличие граувакк; 8) широкое распространение обломочных, хемогенных, органогенных и вулканических образований.

Для платформенных формаций характерно: 1) большая выдержанность фаций и мощностей; 2) широкое распространение химических и биогенных отложений и компонентов этого генезиса среди обломочных отложений; 3) преобладание малых и умеренных мощностей; 4) исключительно мелководный характер осадков; 5) большое число региональных перерывов; 6) наличие многократно перемытых обломочных серий — кварцевых песков; 7) эпизодичность и изолированность магматических проявлений.

В качестве характерных признаков орогенного класса формаций отмечается: 1) преобладание обломочных и грубообломочных континентальных отложений; 2) накопление осадков в изолированных и полуизолированных бассейнах аккумуляции, наличие лагунных отложений; 3) резкая фациальная изменчивость осадков и мощностей; 4) преобладание наземных вулканогенных серий.

Учитывая внутреннюю неоднородность геосинклинальных и орогенных поясов, легко убедиться, что многие признаки, используемые Н.П. Херасковым для определения тектонического класса формаций, если их взять выборочно, могут быть применимы к формациям, накопившимся и в платформенных, и в геосинклинальных, и в орогенных структурах. Однако если указанные признаки рассматривать в совокупности, они могут явиться основанием для установления структурной принадлежности формаций.

В том случае, когда данные, которыми мы располагаем о конкретной формации, не позволяют высказаться определенно о ее структурной принадлежности, вероятно, необходимо проанализировать признаки смежных формаций. Важно учесть, что различия между отдельными формациями весьма относительны. Формации внутри одного тектонического класса (подкласса) могут существенно отличаться по составу, мощностям и типу ритмичности. В то же время формации, относимые к разным классам, могут иметь близкие характеристики. Например, различия между разновозрастными платформенными формациями, накопившимися на шитах, и формациями во внешних синеклизах (в перикратонных прогибах) более существенны, чем между платформенными формациями во внешних синеклизах и сопряженными с ними формациями миеогеосинклинальных прогибов. Таким образом, "внутриклассовые" различия формаций могут быть более значительными, чем "межклассовые".

¹ Признаки даны в формулировках Н.П. Хераскова.

В том случае, когда вертикальный ряд формаций образован формациями одного тектонического класса, установить тип структурно невыразительных формаций несложно. Однако в настоящее время необходимо также уметь обнаружить в едином вертикальном ряду перемежаемость формаций разных тектонических классов (если, конечно, они есть) и тем самым обосновать смену тектонических режимов на протяжении одного цикла.

ВЕРТИКАЛЬНЫЕ РЯДЫ ЮРСКО-ПАЛЕОГЕНОВЫХ ФОРМАЦИЙ

Формационный ряд, отражающий тектоническую эволюцию складчатой области, был намечен М. Бертраном для Альп в 1897 г. Этот ряд отражает следующую стратиграфическую последовательность формаций: гнейсы — сланцевый флиш — грубый флиш — пуддинги и молассы (красноцветные песчаники). Отмеченная последовательность формаций (точнее, групп формаций. — В.Ц.) свидетельствует о том, что в ходе развития складчатой области геосинклинальные формации (в данном случае флишевые) сменяются орогенными (в данном случае красноцветные песчаники). Установленная М. Бертраном стратиграфическая последовательность формаций в современной литературе отражена в понятиях: комплекс основания, геосинклинальный комплекс, молассовый комплекс (Муратов, 1963а).

Основные положения анализа вертикальных рядов осадочных формаций заложены исследованиями В.В. Белоусова, А.А. Богданова, Б.М. Келлера, М.В. Муратова, А.В. Пейве, В.И. Попова, Л.Б. Рухина, В.Е. Хаина, Н.П. Хераскова, Н.С. Шатского, Н.А. Штрейса, установивших важные общие закономерности в смене групп и классов осадочных формаций в их стратиграфической последовательности, что позволило наметить этапность в развитии геосинклинальных областей. Все исследователи единодушны в выделении двух этапов в эволюции складчатой области: этапа общего погружения с накоплением различного типа формаций в условиях открытого морского бассейна (геосинклинального) и этапа общего поднятия с накоплением формаций в наземных условиях и в полузамкнутых морских водоемах (орогенного, молассового, заключительного). Рубеж между двумя обозначенными этапами понимается не вполне однозначно.

В настоящей главе мы рассмотрим вертикальную последовательность формаций, соответствующих собственно геосинклинальному этапу развития Альпийской складчатой области (поздний триас — палеоген). Последовательность формаций орогенного комплекса (неоген — антропоген), а также соотношение геосинклинальных и орогенных формаций будут рассмотрены в следующей главе.

Большая часть исследователей выделяют в геосинклинальном этапе две стадии: раннюю (дофлишевую) и позднюю (флишевую). Ранняя стадия обосновывается наличием в разрезе так называемой нижнетерригенной (глинисто-сланцевой, аспидной) или спилито-диабазовой (спилито-кератофировой) формаций. Поздняя стадия связывается с появлением флишевых и карбонатных формаций. Указанные положения развиваются в работах многих советских тектонистов и литологов: В.В. Белоусова, Н.Б. Вассоевича, Б.М. Келлера, Л.Б. Рухина, В.Е. Хаина, И.В. Хворовой и др.

Западноевропейскими литологами и тектонистами высказано мнение о том, что ранней (дофлишевой) стадии геосинклинального развития отвечают кремнисто-карбонатные, карбонатные и вулканогенные формации, тогда как терригенные формации более широко развиты среди отложений поздней (флишевой) стадии (Трюмпи, 1965; Обуэн, 1967; Abbate et al., 1970). Таким образом, представления о строении типового вертикального формационного ряда, отражающего общие закономерности развития геосинклинальных областей, неоднозначны.

Различия в представлениях о стратиграфической последовательности формаций в разрезе альпийского цикла объясняются тем, что авторы изучали разные объекты. В первом случае обобщение сделано на основе последовательности мезозойских и палеогеновых формаций Кавказа, во втором — объектом изучения явились мезозойские — палеогеновые отложения Западных Альп, Динарских

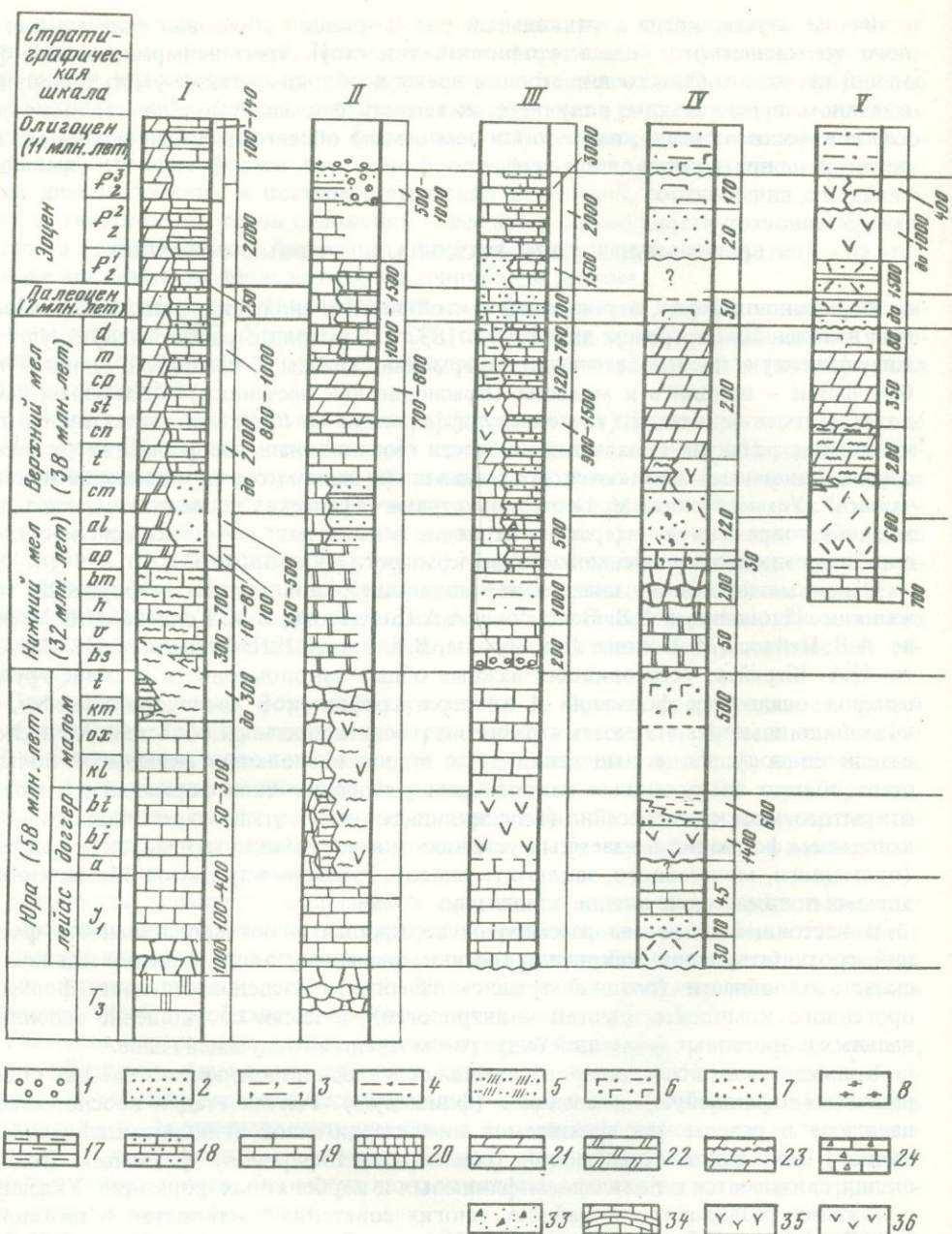
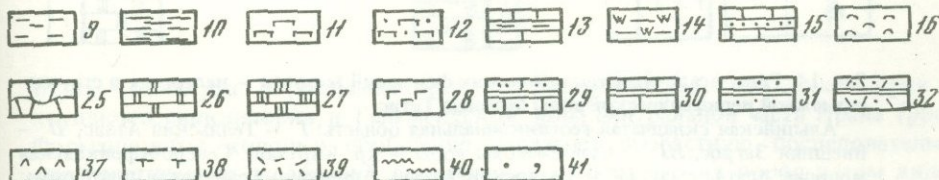
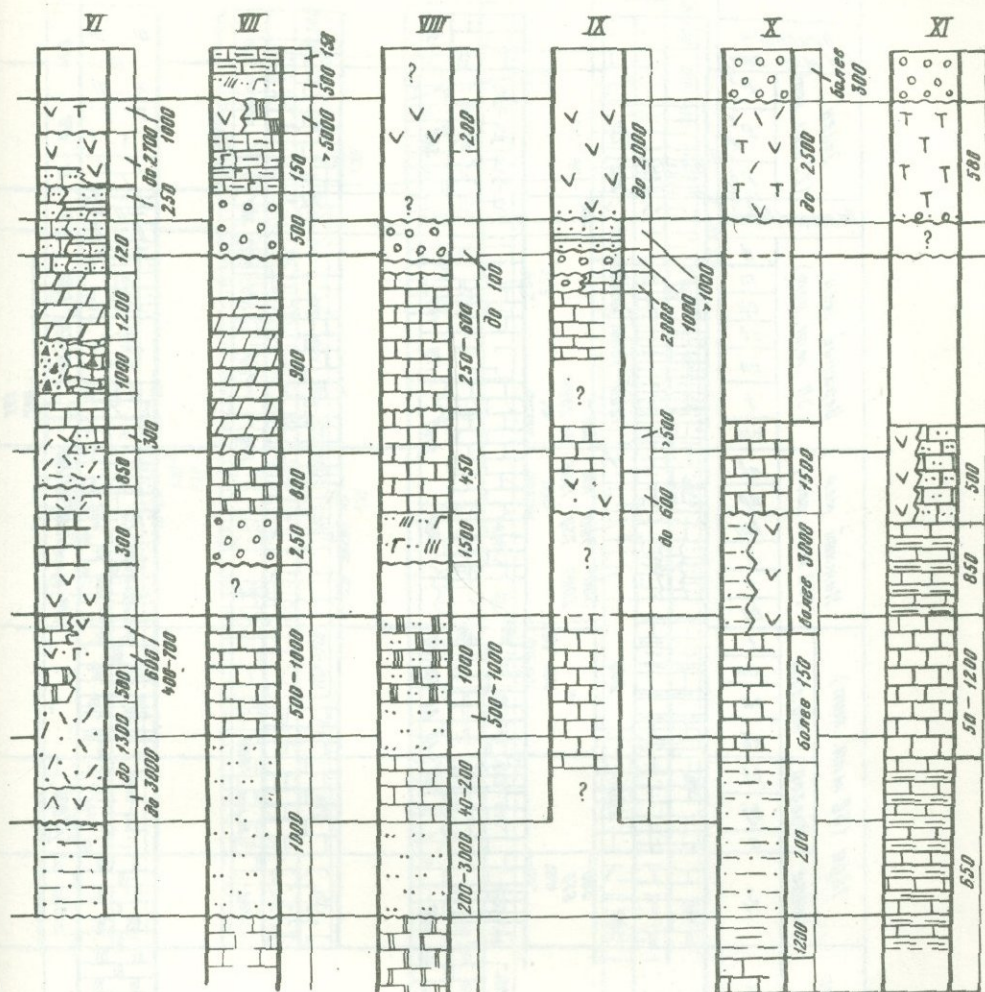


Рис. 13. Ряды осадочных геологических формаций мезозоя – палеогена в структурах центральной зоны бассейна Тетис

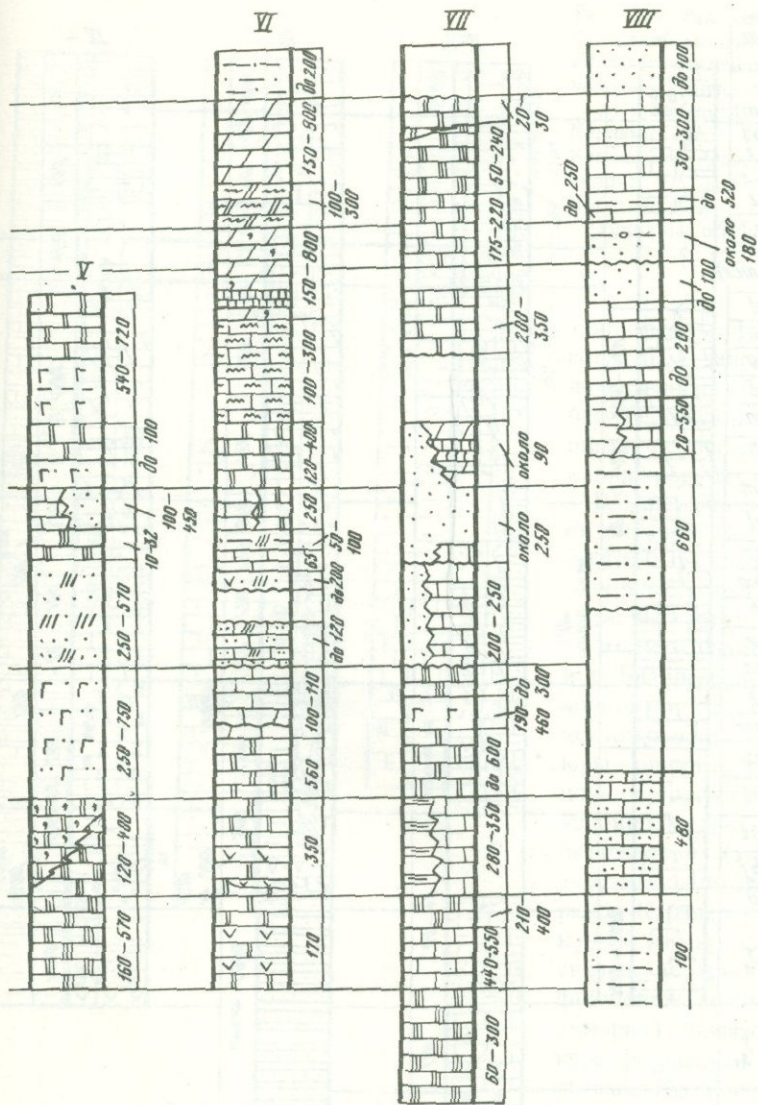
I – Северные Апеннины; II – Динарские горы; III – Понтиды; IV – Грузинская глыба; V – Аджаро-Триалетская зона (Малый Кавказ); VI – Севанская зона (Малый Кавказ); VII – Эльбурс – Биналуд; VIII – Керманский прогиб; IX – Восточно-Иранский синклиорий; X – Фарахрудский синклиорий; XI – Гельмендская зона (Центральный Афганистан)

1–39 – формации и группы формаций: 1 – грубообломочные (песчанико-конгломератные), 2 – песчаные, 3 – глинисто-песчаные глауконитовые, 4 – песчанико-глинистые сероцветные, 5 – терригенные красноцветные, 6 – сульфатно-терригенные пестроцветные, 7 – угленосные параличские, 8 – угленосные лимнические, 9 – серых и голубых известковистых глин, 10 – темных битуминозных глин (черносланцевая), 11 – мергельно-глинистые, 12 – мергельно-песчаные, 13 – известково-глинистые, 14 – глинисто-опокные, 15 – терригенно-карбонатные нерасчлененные, 16 – глинисто-устричничковая, 17 – глинисто-известняковые, 18 – песчанико-известняковые, 19 – известняковые, 20 – писчего мела и мелоподобных известняков, 21 – мелоподобных известняков и мергелей, 22 – мергельные сероцветные и пестроцветные, 23 – опокно-мергельные глауконитовые, 24 – брекчиевидных



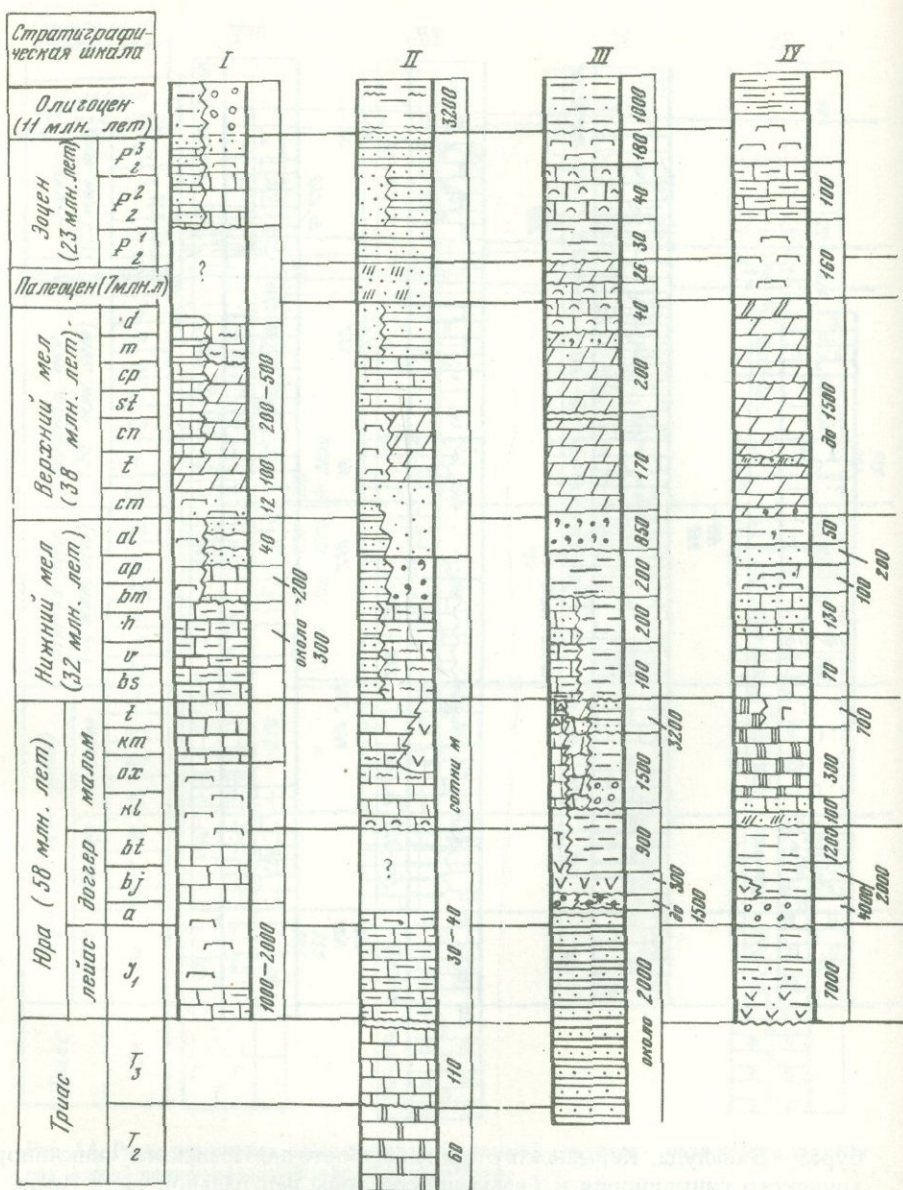
известняков и доломитов, 25 – массивных рифогенных известняков и доломитов, 26 – известняково-доломитовые, 27 – гипсово-известняково-доломитовые, 28 – эвапоритовые с галитом, 29 – флишевые терригенно-карбонатные, 30 – флишевые карбонатные, 31 – флишевые терригенные, 32 – флишевые терригенно-вулканогенные, 33 – грубого флиша с офиолитами, 34 – известняково-кремнистые, 35 – трахибазальтовые, 36 – андезито-базальтовые, 37 – андезито-дацитовые, 38 – липарито-дацитовые, 39 – туфо-андезитовые; 40 – кремнистость; 41 – песчаность, примесь глауконита

гор, Апеннин. Разный состав формаций ранней стадии геосинклинального этапа свидетельствует о том, что типовые формационные ряды, составленные на основе последовательности формаций, наблюдаемой в разных районах Альпийской геосинклинальной области, выглядят неодинаково. Но если для разных районов обобщенный формационный ряд оказывается неодинаковым, какой формационный ряд следует рассматривать в качестве типового при формационном анализе?



бурса — Биналуда, Керманского прогиба, Восточно-Иранского синклиория, Фархрудского синклиория и Гельмендской зоны центральной части Ирана (рис. 13). Формационные колонки обобщенно отражают возрастную последовательность парегенетических ассоциаций осадочных и вулканических пород в том виде, как она представляется по материалам, опубликованным в отечественных и зарубежных изданиях. Анализ вертикальных рядов платформенных структур южной периферии бассейна Тетис и смежных альпийских мегантиклинорий основан на сопоставлении стратиграфической последовательности юрско-палеогеновых осадочных формаций в структурах Тельского Атласа, Внешнего Загроса, Сулеймановых гор — Киртхара и одновозрастных формаций в Сахарском Атласе, в осадочном чехле Сахарской синеклизы, Восточно-Среднеземноморской перикратонной зоны (Пальмириды), на Аравийской плите и западном склоне Индостанской платформы (рис. 14).

Общая картина последовательности литологических комплексов юры — палеогена в складчатых структурах северной полосы альпийских мегантиклинорий вырисовывается при сравнении вертикальных формационных рядов Западных Альп, Восточных Карпат, Горного Крыма, Большого Кавказа, Большого Балхана, Копетдага, составленных с использованием личных наблюдений и опубликованных мате-



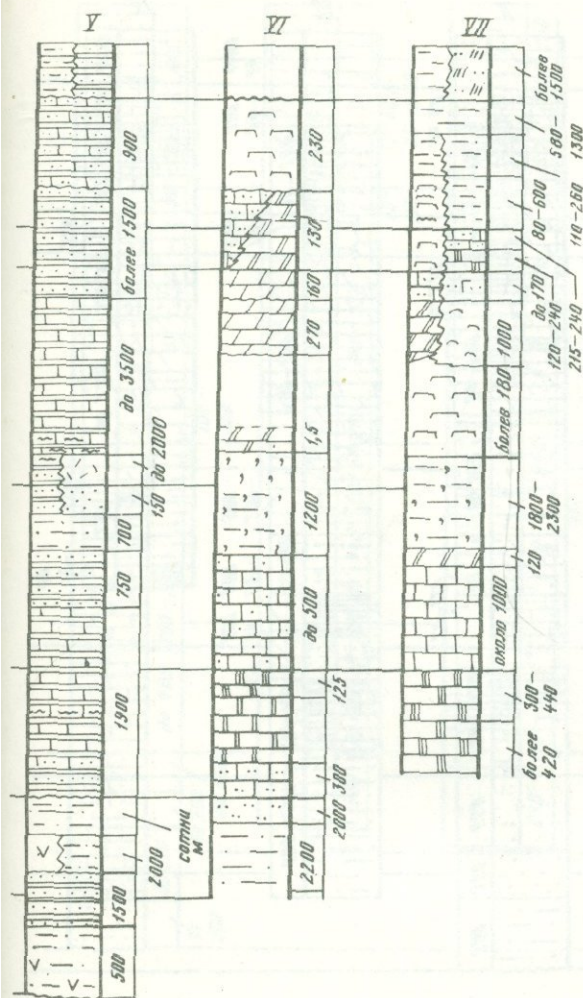
риалов (рис. 15). Характерно, что вертикальный ряд формаций во внешних северных мегантиклинориях вписывается в последовательность разновозрастных формаций на прилегающих платформенных структурах северной периферии бассейна Тетис — на Туранской, Скифской и Мизийской плитах, в Причерноморской впадине и Прикаспийской синеклизе Восточно-Европейской платформы, во впадинах молодой Западно-Европейской платформы (рис. 16).

Из-за ограниченного объема всей работы нет возможности привести описание последовательности формаций во всех перечисленных выше структурных элементах. Поэтому мы вынуждены остановиться на анализе вертикальных рядов формаций Альпийской складчатой области юга СССР и учесть материал, приведенный на колонках, для обоснования окончательных выводов.

Обобщенная последовательность формаций в разрезе мегантиклинали Горного Крыма выглядит следующим образом: нижняя часть разреза альпийского геосинклинального комплекса (таврическая серия) образована терригенным флишем — формацией, которую связывают с геосинклинальными условиями развития. На

Рис. 15. Ряд осадочных геологических формаций мезозоя – палеогена в альпийских геосинклиналих северной периферической зоны бассейна Тетис

Условные обозначения см. рис. 13



таврическом флише с угловым несогласием залегают песчанико-конгломератовая (битакская) и угленосная (бешуйская) формации, накопившиеся непосредственно после замыкания прогиба с флишем (см. рис. 19).

Верхнебайосско-батская толща имеет сложную формационную характеристику, различную в четырех синклиналиях Горного Крыма: в Юго-Западном, Восточно-Крымском и Судакском синклиналиях и в Бахчисарайском прогибе, оформившихся на месте единого раннеюрского прогиба. В разрезе средней юры широко распространены осадочно-вулканогенные серии, которые условно можно отнести к андезитобазальтовой (юго-запад Крыма) и андезитодацитовой (восток Крыма, район Карадага) формациям. С вулканическими сериями фациально связана песчано-глинистая формация флишеидного типа (Судакский синклиналий). Венчается разрез средней юры формацией серых глин с сидеритами (бат). Формационная харак-

теристика среднеюрских отложений дифференцирована в зависимости от пространственного положения их разреза относительно главных структурных элементов Горного Крыма. Еще более дифференцирован состав верхнеюрских отложений (Муратов и др., 1960). Очень интересным является тот факт, что верхнеюрские геосинклиналии формации в Юго-Западном и Восточно-Крымском синклиналиях большей частью залегают относительно полого. Фациальная изменчивость среднеюрских и верхнеюрских отложений, большие градиенты мощностей, активный подводный среднеюрский вулканизм, наличие мощных верхнеюрских рифов, верхнеюрского терригенно-карбонатного флиша – все это, несмотря на слабую степень дислоцированности отложений, позволяет рассматривать формации юры Крыма как геосинклиналии.

Нижнемеловые отложения начинают новый период в истории формирования структуры Горного Крыма. Некоторые исследователи (Пчелинцев, 1966; Шлезингер, 1972) считают меловые и кайнозойские отложения Крыма платформенным комплексом. Эта точка зрения представляется излишне упрощенной. Работа над палеогеографическими картами (Атлас... 1962), анализ строения нижнемеловых отложений в пределах Горного Крыма позволяют присоединиться к точке зрения М.В. Муратова о принадлежности Горного Крыма к геосинклиналии (в широком смысле слова) альпийским структурам. Горный Крым в меловом периоде пред-

Верхнемеловые и палеоцен-эоценовые отложения представлены формациями мелоподобных известняков и мергелей (сеноман — маастрихт, верхний палеоцен и верхний эоцен), органогенных известняков (даний — нижний палеоцен и средний эоцен) и известковистых глин (нижний эоцен). Мергельно-меловые формации являются относительно глубоководными, известняковые — мелководными. В течение мела — палеогена на месте Горного Крыма существовало относительное поднятие — геоантиклиналь, которая периодически выходила из-под уровня моря.

Не до конца ясна в Горном Крыму природа майкопской серии (олигоцен — нижний миоцен). Ее большие мощности (до 2000—3000 м), тонкая ритмичность и глинистый состав позволяют думать, что майкопская глинистая формация на Керченском полуострове должна быть отнесена к типу формаций геосинклинальных прогибов.

В результате структурная характеристика последовательности формаций юры — палеогена, слагающих Крымскую мегантиклиналь в целом, выглядит следующим образом: формации геосинклинального прогиба (верхний триас — верхняя юра) → формации геоантиклинального поднятия (мел — эоцен) → формации геосинклинального прогиба (олигоцен — нижний миоцен) → формации орогенные (средний миоцен — антропоген).

Внутри геосинклинальных формаций верхнего триаса — верхней юры выделяются формации прогибов двух генераций: поздне триасовой — раннеюрской и среднеюрской — позднеюрской. Наличие нескольких пространственно обособленных прогибов в средне-позднеюрскую, раннемеловую и олигоценую эпохи и имеющие место различия в формационной характеристике одновозрастных отложений в каждом прогибе — все это привело к тому, что вертикальный ряд формаций, который можно построить для Горного Крыма в целом, содержит в себе множество обобщений и допущений.

Реальные взаимоотношения формаций в их стратиграфической последовательности можно изобразить лишь в том случае, если даже для такой небольшой по площади тектонической структуры, как мегантиклиналь Горного Крыма, построить два формационных ряда: для Юго-Западного Крыма и Восточного Крыма, которые различаются вещественным составом формаций (в Восточном Крыму преобладают глинистые толщи, в Юго-Западном — карбонатные) и их тектонической сущностью (нижний мел в Юго-Западном Крыму — типичный чехол на геоантиклинальном поднятии, в Восточном Крыму — это несколько редуцированный геосинклинальный комплекс).

Множественность формационных рядов видна на примере альпийского комплекса в разрезах мегантиклинория Большого Кавказа. На рис. 15 последовательность юрских — палеогеновых отложений Большого Кавказа отображена в виде двух рядов, составленных для структурных элементов северного и южного крыльев мегантиклинория. Указанные формационные ряды являются обобщенными, и в них подчеркнута принципиальное различие типов формаций. Реальная картина последовательности формаций значительно более сложная.

Мезозойские и палеогеновые отложения северного крыла мегантиклинория характеризуются по крайней мере тремя типами последовательности осадочных формаций (рис. 17). Первый тип с мощными терригенными нижнемеловыми отложениями, флишевым верхним мелом и глинисто-мергельным палеогеном характерен для Северо-Западного Кавказа. Весь разрез юры, мела, палеогена на Северо-Западном Кавказе имеет геосинклинальную природу (Абино-Гунайский синклиниорий). Второй тип вертикального ряда формаций отвечает территории Северо-Кавказского краевого массива. Альпийский структурный комплекс в его пределах образован мелководными формациями, относимыми к чехлу Скифской плиты (Кравченко и др., 1973). Мощности отложений здесь сокращены. Последовательность формаций мела — палеогена напоминает такую на юго-западе Крыма. Третий тип разреза с очень мощными морскими терригенными среднеюрскими формациями геосинклинального типа, карбонатными отложениями верхней юры и нижнего мела, мергельно-меловыми верхнего мела, глинисто-мер-

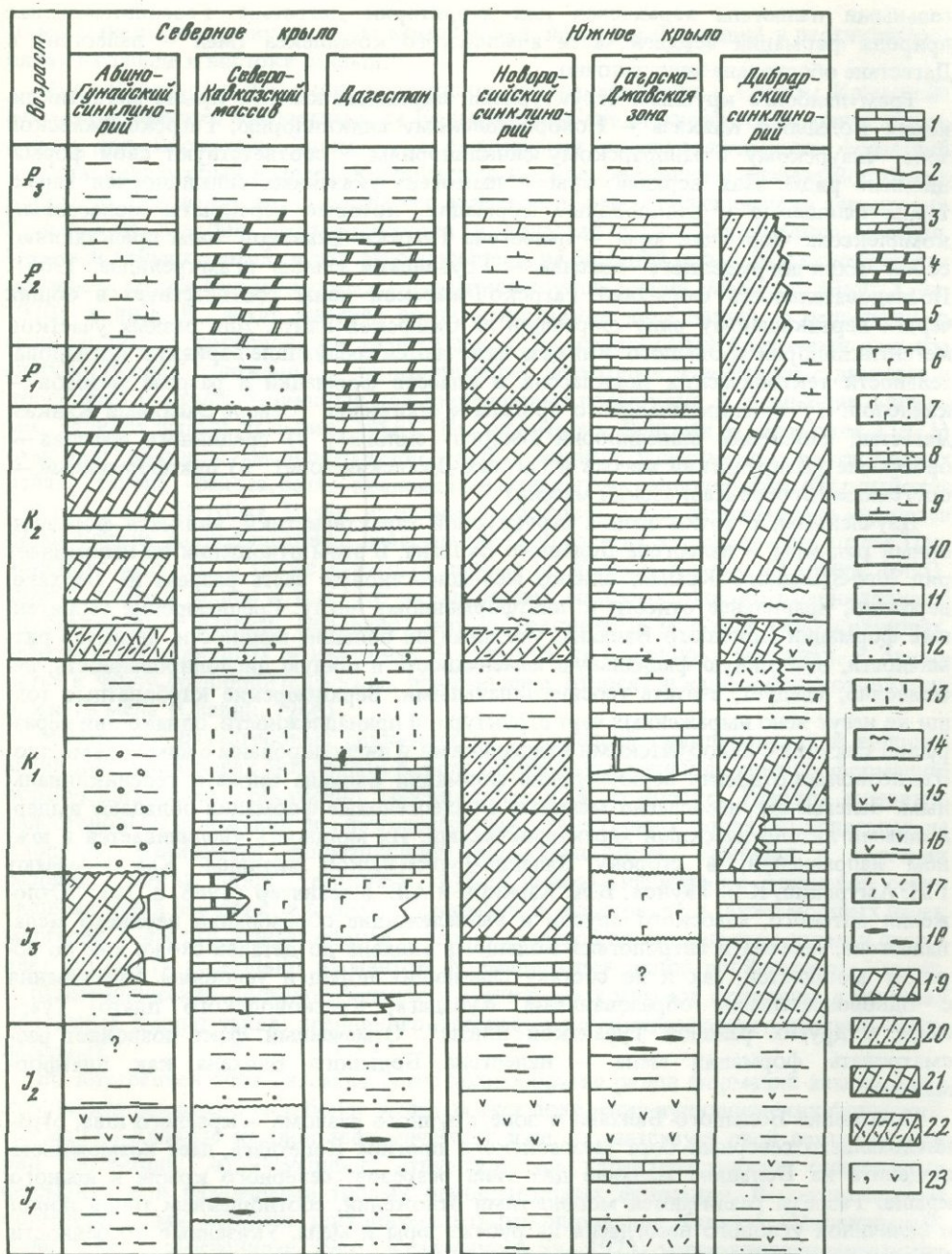


Рис. 17. Формации юры – палеогена в разрезе мегантиклинория Большого Кавказа

1–22 – формации и типы формаций: 1 – известняковые, 2 – рифовых известняков, 3 – мелоподобных известняков и мергелей, 4 – пестроцветных и сероцветных мергелей, 5 – доломитовые, 6 – соленосная, 7 – пестроцветная сульфатная, 8 – известняков и песчаников, 9 – мергельно-глинистые, 10 – глинистые, 11 – песчано-глинистые и глинисто-песчаниковые, 12 – песчаниковые, 13 – известняково-песчаниковые, 14 – карбонатно-кремнистые и глинисто-кремнистые, 15 – вулканогенные, 16 – вулканогенно-осадочные, 17 – туфовые, 18 – угленосные; флишевые: 19 – карбонатные, 20 – терригенные, 21 – терригенно-карбонатные, 22 – туфогенные; 23 – глауконит, прослои вулканитов

гельными палеогена характерен для территории Дагестана. Геосинклиальная природа формаций верхней части альпийского комплекса (мел — палеоген) в Дагестане обоснована недостаточно.

Трем наиболее крупным структурным элементам южного крыла мегантиклинория Большого Кавказа — Новороссийскому синклинорию, Гагрско-Джавской зоне, Чиаурскому и Дибрарскому синклинориям — соответствуют свои формационные ряды. Для верхней юры — палеогена указанных синклинориев характерны флишевые и флишoidные формации, которые перекрыты молассовым комплексом. Формации юры — палеогена Гагрско-Джавской зоны представляют собой чехол погруженного массива — Грузинской глыбы (Гамкрелидзе, 1966). Последовательность формаций Гагрско-Джавской зоны соответствует в общих чертах вертикальному ряду формаций на Скифской плите. Для разных участков мегантиклинория Большого Кавказа намечаются следующие варианты последовательности тектонических подклассов и классов формаций в разрезе мезозоя — кайнозоя: 1) геосинклиального прогиба → орогенные (Северо-Западный Кавказ, Дагестан, флишевые синклинории южного склона); 2) срединного массива → орогенные (Дзирульский массив и Гагрско-Джавская зона); 3) платформенные → орогенные (Северо-Кавказский массив).

Двучленным, с точки зрения структурной характеристики, является формационный ряд юры — палеогена Большого Балхана. В этом отношении он напоминает ряд Юго-Западного Крыма, однако мел-палеогеновую часть разреза на Балхане, вероятно, правильнее отнести к платформенному чехлу. Среднеюрские терригенные формации Большого Балхана, учитывая их большие мощности, характер ритмичности, отчетливую фациальную изменчивость и общую дислоцированность, несомненно, следует считать геосинклиальными. Верхнеюрские карбонатные толщи не несут ясно выраженных черт структурной принадлежности, однако они неразрывно связаны с байос-батскими отложениями и дислоцированы с ними совместно. Это позволяет относить верхнеюрские формации Балхана также к геосинклиальным. Залегающие несогласно меловые и палеогеновые формации обладают выдержанными литологическими характеристиками. Их мощность увеличивается в южном направлении, в сторону Западно-Туркменской впадины. Как отмечают Г.И. Амурский, К.В. Тиунов, Б.А. Хариков и А.Е. Шлезингер (1968, с. 15): "Отложения аптского, альбского ярусов и вышележащие образования верхнего мела, палеогена, неогена и антропогена Большого Балхана до деталей схожи как по порядку мощностей, так и по составу слагающих пород и условиям образования с одновозрастными образованиями Кубадага, Красноводского плато, Туаркыра и других районов Туранской плиты". Отмеченный факт позволяет рассматривать формации мела — палеогена Большого Балхана как платформенные.

Положение Большого Балхана в зоне крупного разлома — краевого шва, ограничивающего северный борт мезозойского прогиба Копетдага, дает возможность выделить на Большом Балхане два типа разрезов: северного крыла и южного крыла. Разрезы различаются мощностями отложений, соотношением типов пород и величиной углового несогласия на рубеже юры и мела. Указанные особенности в рядах формаций способствуют выявлению индивидуальных черт истории формирования Большебалханской мегантиклинали. Последовательность структурных классов формаций на Большом Балхане (геосинклиального прогиба → платформенные → орогенные) свидетельствует о том, что смена геосинклиального режима платформенным происходила непосредственно, без орогенного этапа. Замыкание геосинклиальных прогибов и складчатость совершенно не обязательно должны сопровождаться орогенными процессами.

Два типа формационных рядов характеризуют и Копетдаг. Как известно, разрезы мела и палеогена Западного Копетдага и Восточного Копетдага с Бадхызом (Тектоника Копетдага. . . , 1972) обладают рядом особенностей, проявляющихся в вещественном составе отложений, их мощностях, числе перерывов в осадконакопении. Структурная характеристика формаций для Копетдага в целом единая. Геосинклиальные меловые и палеогеновые формации Копетдага перекрыты оли-

гоцен-четвертичным молассовым комплексом, но набор формаций в вертикальных рядах на западе и востоке разный.

Множественность формационных рядов, устанавливаемая в Горном Крыму, на Большом Кавказе, в Копетдаге, на Большом Балхане оказывается не менее типичной и для Восточных Карпат, где структурная последовательность формаций представляет особый интерес. Карбонатные юрские формации в разрезе Восточных Карпат на основании их сходства с одновозрастными отложениями на территории Румынии и Венгрии рассматриваются в качестве чехла Паннонского массива. Сходный вещественный состав отложений юры на большой площади и их небольшие мощности позволяют согласиться с указанной точкой зрения (Муратов, 1969; Хаин, 1970; и др.). В чехле массива среди известняков юры наряду с относительно мелководными коралловыми разностями и известняковыми брекчиями развиты глубоководные отложения — тонкоплитчатые аптиховые известняки с линзами и прослоями кремней, глинистые кальционелловые известняки в ассоциации с яшмами, радиоляритами (Славин, 1966). На территории Венгрии Й. Фюлепом (1971) отмечено широкое распространение глубоководных известняков в отложениях лейаса, аалена — байоса, бата — келловея с накоплением радиоляритов (Задунайское Среднегорье). В горах Мечек наиболее глубоководными отложениями являются оксфордские радиоляритовые известняки. Опираясь на характеристику юры Паннонского массива, а также учитывая данные по Южным Альпам (Трюмпи, 1965), можно сделать вывод о том, что на срединных массивах широко распространены глубоководные осадки. Вероятно, можно говорить о морских глубоководных, морских мелководных и наземных формациях на срединных массивах. В Закарпатье к чехлу срединного массива, помимо юры, относятся карбонатные отложения нижнего мела (Славин, 1966).

Меловые и палеогеновые формации во внутренней синклинали и внешней антиклинали зонах Восточных Карпат образованы серией флишевых формаций, образующих здесь собственно геосинклинальный комплекс. Разрезы меловых-палеогеновых отложений в многочисленных структурных зонах, выделяемых на Карпатах, отличаются формационной характеристикой. Различия в строении разреза ("дикий флиш", тонкий и грубый флиш), наличие во флишевой серии мощных толщ песчаников в альбе — сеномане и маастрихте, а также мощных пачек мергелей — все это создает общую пестроту разрезов по фаціальным зонам и позволяет составить несколько вариантов формационных рядов для Восточных Карпат. Стратиграфическая последовательность структурных классов формаций в разрезах Восточных Карпат такая: срединного массива → геосинклинального прогиба → молассовые.

Во внутренней зоне бассейна Тетис многообразие рядов формаций альпийского комплекса выражено еще более резко за счет появления вулканических формаций. На Малом Кавказе каждой тектонической зоне соответствует свой вертикальный ряд формаций, отличающийся структурными характеристиками одинаковых формаций или различными типами одновозрастных формаций. В соответствии с общепринятыми схемами тектонического районирования Кавказа (Милановский, Хаин, 1963; Гамкрелидзе, 1966; Кравченко и др., 1973) устанавливаются не менее шести типов формационных рядов: 1) аджаро-триалетский; 2) самхито-агдамский; 3) севанский; 4) еревано-ордубадский; 5) мисханский; 6) даралагезский. Предполагается, что геосинклинальные формации альба — зоцена в разрезе Аджаро-Триалетской зоны залегают на более древних формациях чехла Грузинской глыбы. В Самхито-Агдамской антиклинорной зоне¹, в зоне Мисханского поднятия, на склонах Даралагеза весь альпийский комплекс рассматривается как чехол Закавказского массива. Не вполне ясна структурная характеристика формаций нижней части альпийского комплекса в Севанской и Еревано-Ордубадской синклинали зонах. Пространственное расположение меловой Севанской зоны относительно юрской Самхито-Кафанской и их пересечение под углом позволяют предполагать,

¹ Современная Самхито-Агдамская антиклинорная зона является частью юрской Самхито-Кафанской зоны прогибов.

что меловые геосинклинальные формации Севанского синклинория расположены (хотя бы частично) выше чехла формаций нижней — средней юры Самхито-Кафанской зоны.

Наличие офиолитовых зон с меланжем в Севанском и Еревано-Ордубадском синклинориях, в строении которых участвуют радиолариты с микрофауной верхней юры — нижнего мела (?), позволяет предполагать, что последовательность формаций может быть отражена для каждого синклинория не менее чем двумя формационными колонками. Один тип колонок должен соответствовать последовательности формаций в центральных частях этих позднеюрских — меловых прогибов, положение которых соответствует зонам с офиолитовым меланжем. Второй тип колонок отражает последовательность формаций в бортах прогибов, где в стратиграфическом разрезе присутствуют глыбовые горизонты с офиолитами, залегающие в виде надвиговых пластин под верхнесенонской формацией мелоподобных известняков.

Различия в типах разрезов в осевых частях и на склонах подобных офиолитовых прогибов отражены на палеотектонических профилях, составленных Ж. Обуэном через структурные зоны Эллинид. Последовательность формаций в Пелагонийской и Субпелагонийской зонах, в Пиндском прогибе и на поднятии Гаврово обладает особенностями, которые позволяют выделять перечисленные структурные зоны (Обуэн, 1967).

Таким образом, в разрезе юрско-палеогеновых отложений в Альпийской геосинклинальной области юга СССР насчитывается значительное число формаций: для нижней — средней юры — одна-три, для верхней юры — две-три, для нижнего мела — две-три, для верхнего мела — две-три, для палеогена — три-четыре.

Примеры хорошо известных разрезов мезозоя и палеогена в складчатых структурах Горного Крыма, Кавказа, Копетдага, Восточных Карпат, Юго-Западных Альп, Северных Апеннин, Загроса, Туркмено-Хорасанских гор, Центрального и Южного Афганистана позволяют сделать вывод, что почти в каждой пространственно обособленной структурной единице типа мегантиклинория или мегасинклинория насчитывается несколько (два-три) вариантов формационных рядов, в разной степени отличающихся один от другого. Различная последовательность формаций дает возможность выделять структурно-формационные (структурно-фациальные) зоны при тектоническом районировании складчатых систем. Число реальных формационных рядов в общем случае соответствует числу структурно-фациальных (формационных) зон. Крупная складчатая структура, как правило, объединяет по несколько таких зон, из которых каждая обладает своей последовательностью формаций, что связано со структурными перестройками, происходившими в процессе развития зон.

Многообразие вариантов формационных рядов связано с тем, что формирование крупных структурных элементов обычно происходит путем наложения друг на друга прогибов нескольких генераций со смещением их в пространстве. В итоге окончательная (современная) складчатая структура включает неодинаковые части нескольких ранее существовавших на ее месте разновозрастных и разнородных конседиментационных структур. Многообразие формационных рядов в крупных структурных элементах складчатых областей является одной из важных характеристик геосинклинальных систем разного возраста (Беккер, 1968; Кухтиков, 1971). Даже самый краткий и общий обзор вертикальных рядов формаций юры — палеогена показывает, что последовательность тектонических режимов на разных участках Альпийской геосинклинальной области неоднозначна, а смена типов тектонических режимов не подчиняется строгим правилам (рис. 18).

В ранне- и среднеюрскую эпохи на одних участках располагались геосинклинальные прогибы (Крымско-Кавказский, Копетдагский), другие участки в это время развивались как срединные массивы (Закавказье). Соответственно так называемая ранняя стадия развития Альпийской геосинклинальной области оказывается выраженной разными формациями.

В меловой период многие срединные массивы оказались раздробленными и погруженными, возникли "поздние" (по М.В. Муратову) геосинклинальные прогибы

Возраст	Мегантиклинорий Восточных Карпат		Крымская Мегантиклиналь		Мегантиклинорий Большого Кавказа					Мегантиклинорий Малого Кавказа			Мегантиклиналь Большого Балкана	Мегантиклинорий Кавказа	
	Западная зона	Внутренний синклиниорий	Юго-западный Крым	Восточный Крым	Северо-западный Кавказ	Северо-Кавказский массив	Дагестан	Газро-Джаб-ская зона	Дибарский синклиниорий	Аджаро-Триалетская зона	Самшитово-Адамская зона	Себанский и Ереванский синклиниорий	Дарал-Агз		
27 млн. лет	N-Q	••••	••••	••••	••••	••••	••••	••••	••••	••••	••••	••••	••••	••••	••••
	P ₃	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~
	P ₂	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~
40 млн. лет	P ₁	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~
	K ₂	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~
32 млн. лет	K ₁	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~
	J ₃	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~
50 млн. лет	J ₂	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~
	J ₁	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~
	T ₂	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~
	T ₃	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~	~ ~

•••• 1 ~ ~ 2 " " 3 - - 4 ○ ○ ○ 5

Рис. 18. Структурная характеристика формаций в Альпийской геосинклинали складчатой области юга СССР
 Комплексы: 1 - геоантиклинальный, 2 - геосинклиналиный, 3 - чехлов массивов, 4 - платформенный, 5 - молассовый

(Аджаро-Триалетский, Севанский, Еревано-Ордубадский, флишевые прогибы южного склона Большого Кавказа). Наоборот, многие ранние прогибы замкнулись и превратились в относительные поднятия — геантиклиналы (Горный Крым, осевая зона Большого Кавказа) или вошли в состав платформ (Большой Балхан). Таким образом "поздней стадии" соответствуют также разные тектонические структуры и формации. Самые типичные геосинклинальные формации-индикаторы тектонического режима и стадийности: флишевые серии, формации рифовых известняков, спилитовые серии — распространены в разрезе альпийского геосинклинального комплекса от верхнего триаса до олигоцена (Дзоценидзе, 1966; Яншин, 1972; Архипов, 1974).

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРОЕНИЯ ФОРМАЦИОННЫХ РЯДОВ НА ПЛАТФОРМАХ ЮГА СССР

Платформенные формации в целом очень многообразны и различаются в зависимости от климатических условий, исходного материала (терригенного, карбонатного, кремнистого, галогенного и пр.) и гипсометрического положения поверхности осадконакопления в рельефе земной коры, т.е. от типа тектонической структуры. Условия осадкообразования на платформенных поднятиях и сформировавшиеся на них формации резко отличаются от условий осадконакопления и набора формаций в прогибах плит, где разновозрастные отложения по характеру сходны с миогеосинклинальными. Разнообразные условия осадконакопления и неодинаковый исходный материал приводят к существенным различиям в парагенезисах горных пород на платформах, однако систематика платформенных осадочных формаций практически не разработана.

Подробная характеристика общих закономерностей строения формационных рядов молодых платформ Евразии имеется в работе Н.А. Крылова (1970). Он детально рассмотрел вопрос о рядах платформенных формаций. Объемы парагенезисов, выделяемых Н.А. Крыловым в качестве формаций, близки к тем, которые мы описываем в данной работе. Анализируя стратиграфическую последовательность формаций в прогибах юга Восточно-Европейской платформы, на Скифской плите, на юге Туранской плиты, в прогибах Африкано-Аравийской платформы (см. рис. 18, 20), можно высказать ряд соображений в дополнение и уточнение опубликованных ранее Н.А. Крыловым.

Главное (мы уже неоднократно обращали на это внимание) заключается в том, что формации в крупных платформенных прогибах в наибольшей степени отвечают общим условиям осадконакопления на шельфе, т.е. общему седиментационному фону.

Во внешних платформенных прогибах типа Мургабской впадины, Бахардокской мезоклинали, Восточно-Кубанского прогиба и других, где осадконакопление в мезозое происходило почти непрерывно, формационные ряды являются наиболее полными. Здесь четко выражена мегаритмичность, которой подчинена смена формаций в разрезе чехла. Формации выступают в качестве элементов мегаритмичности, соответствующей естественным этапам осадконакопления. Вертикальные ряды платформенных формаций представляют особый интерес для изучения ритмичности осадочных серий (Бгатов, Казаринов, 1965; Тихомиров, 1965; Бабаев, 1966; Дафф и др., 1971; и др.).

Простым крупным ритмом является юрско-неокомский, отчетливо проявившийся на Туранской и Скифской плитах. Он начинается континентальной терригенной угленосной формацией, которая вверх сменяется морской глицисто-песчаниковой или глинистой. Далее следует известняковая формация, потом галогенная, и разрез венчается красноцветными терригенными формациями. Крупным сложно построенным седиментационным ритмом является меловой. Наиболее четко он проявляется в переходе терригенных глауконитовых формаций апта — альба вверх по разрезу в карбонатные (мергельно-меловые) формации сеномана — маастрихта. Обычно в верхнем маастрихте вновь появляются глауконитовые формации. Палеогеновый

седиментационный ритм начинается органогенно-обломочными песчанистыми глауконитовыми известняками датского яруса — палеоцена. Максимум развития карбонатных пород отвечает верхнему эоцену. В разрезе олигоцена вновь появляется терригенная глинистая формация (майкопская серия).

При переходе в ареалы распространения ассоциаций карбонатных формаций на всех уровнях юрско-мелового и палеогенового разрезов ритмичность сглаживается.

Мегаритмичность, выявляемая при сравнении рядов формаций на платформах северной периферии бассейна Тетис (см. рис. 16), отчетливо улавливается в последовательности осадочных формаций в разрезе мезозоя — палеогена во внешних альпийских мегантиклинориях (см. рис. 15). Однако в конкретных структурах в геосинклинальной области мегаритмичность затушевана ритмичностью иных порядков, проявляющейся локально. Если обобщить разрезы, наблюдаемые в геосинклинальных структурах, "достроить" недостающие элементы формационного ряда до полной последовательности формаций, "снять" ритмичность высокого порядка, проявляющуюся локально, то мы придем к вертикальному ряду формаций, очень похожему на ряд одновозрастных платформенных формаций.

Не случайно В.В. Белоусов (1954), анализируя вертикальные ряды крупных обобщенных ассоциаций формаций (он их называл просто формациями — В.Ц.), пришел к выводу, что последовательность "формаций" одного тектонического цикла на платформе и в миогеосинклинальной области одинакова. Вероятно, вертикальный ряд платформенных формаций наиболее полно отражает общие закономерности седиментации в бассейне, поскольку слагающие его платформенные формации являются формациями-индикаторами фона. Вертикальный ряд формаций геосинклинальных структур является более "специализированным", более частным, поскольку он формируется в условиях резко расчлененного рельефа.

Сравнивая ряды осадочных формаций молодых и древних платформ, мы не можем согласиться с некоторыми выводами Н.А. Крылова (1970), который отмечает, что в чехле молодых платформ господствующая роль принадлежит различным терригенным формациям, причем среди обломочных пород преобладают кварцполевошпатовые и полимиктовые разности. Карбонатные формации, по его мнению, в чехле молодых платформ имеют второстепенное значение (менее 20% мощности чехла). На основании таких представлений Н.А. Крылов приходит к заключению о существенном различии в рядах формаций молодых и древних платформ, о высокой подвижности молодых платформ и о том, что молодые платформы следует сопоставлять не с древними платформами вообще, а с "подвижными" (по В.Е. Хаину) древними платформами. Представление о более высокой степени "терригенности" чехла молодых платформ по сравнению с чехлом древних платформ он обосновывает сопоставлением разрезов юры — палеогена главным образом Западно-Сибирской плиты с девонскими, каменноугольными и пермскими формациями приуральской части Восточно-Европейской платформы. Но если бы автор сравнил мезозойские формации чехла южных районов молодой Западно-Европейской платформы (южные районы Франции) с одновозрастными формациями Московской и Мезеньской синеклиз на древней Восточно-Европейской платформе, ему бы пришлось сделать вывод противоположный: на древних платформах более широко развиты терригенные формации, на молодых — карбонатные. Сравнивая одновозрастные мезозойские формации северных районов Восточно-Европейской платформы и Западно-Сибирской плиты, мы не увидим различий, о которых писал Н.А. Крылов.

Можно привести много примеров, доказывающих, что между одновозрастными интервалами формационных рядов молодых и древних платформ не существует различий, если мы рассматриваем структуры, расположенные в ареале одной фоновой ассоциации формации, — в единой седиментационной зоне. Наоборот, эти отличия будут весьма существенными, если сравнивать формационные ряды структурных элементов, расположенных в разных бассейнах осадконакопления (Тетис и Полярный бассейн) или в разных климатических зонах одного океанического бассейна. Формационный ряд чехла платформы (молодой или древней) отражает историю осадконакопления на шельфе того океанического бассейна, которым омывался данный участок материка. Участки платформ Евразии, представляющие

собой шельфы бассейна Тетис, обладают одним набором мезозойско-кайнозойских формаций, а области Евразии, развивавшиеся в мезозое — кайнозое как шельфы Северного Ледовитого океана, — другим, представление о котором дает последовательность формаций Западно-Сибирской плиты (Гольберт, 1968).

МОДЕЛИ РЕГИОНАЛЬНЫХ ЭТАЛОННЫХ ФОРМАЦИОННЫХ РЯДОВ АЛЬПИЙСКОЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Вследствие многообразия вариантов формационных рядов геосинклинальных структур возникает необходимость детализировать типовой формационный ряд, рекомендуемый для формационного анализа В.Е. Хаиным (1973). В качестве формаций В.Е. Хаин выделяет крупные геологические тела, которые в одном случае представляют собой группу формаций (флишевые), в другом случае это класс формаций (молассовые), а в третьем — ассоциация формаций (карбонатная, терригенная). Вслед за В.Е. Хаиним многие исследователи для анализа вертикальных рядов используют очень общие понятия: терригенная, карбонатная, флишевая, молассовая формации, соответствующие крупным стратиграфическим подразделениям (до одной-двух систем). Конечно, в этом случае множественность формационных рядов исчезает, мы улавливаем ряд важных закономерностей: смену геосинклинального этапа развития орогенным, крупную ритмичность тектонических процессов (Хаин, 1973б), выраженную в смене терригенных формаций карбонатными и вновь — терригенными, но подобные закономерности оказываются общими для целой группы структур.

Формационный ряд Горного Крыма выглядит следующим образом: терригенная (верхний триас — средняя юра) → карбонатная (верхняя юра — нижний мел — эоцен) → терригенная (олигоцен — нижний миоцен) ассоциации формаций. Первое, на что хотелось бы обратить внимание при анализе такого обобщенного формационного ряда, — это несоизмеримый возрастной объем формационных тел. Так, нижняя терригенная ассоциация формаций отвечает интервалу времени около 40 млн. лет, карбонатная — около 120 млн. лет, верхняя терригенная — около 15 млн. лет. Цифры показывают, что при объединении формаций в крупные подразделения, подчеркивающие ритмичность одного тектонического цикла, в качестве элементов цикла выступают тела явно разных порядков, далекие от реальных геологических тел, которые оконтуриваются на картах как конкретные формации.

При анализе последовательности ассоциаций формаций не менее важно учесть, что формационный ряд в том виде, как он составлен для Горного Крыма, оказывается характерным для Большого Кавказа, Большого Балхана, Копетдага, Центрального Ирана, Северного Афганистана. Аналогичным образом выглядит формационный ряд мезозоя — палеогена юга Туранской плиты, Скифской и Мизийской плит, Причерноморской впадины. Следовательно, ряд терригенные → карбонатные → терригенные ассоциации формаций отражает закономерности мезозойского — палеогенового осадконакопления не только в пределах геосинклинальных систем, но и на платформах, занятых северо-восточной частью бассейна Тетис, т.е. этот ряд специфичен для определенной части бассейна как единого целого.

Попытка анализа формационного ряда, в строении которого устанавливаются терригенные и карбонатные "формации", по отношению к прогибам, расположенным во внутренней части бассейна Тетис и по внутреннему краю его южной периферической зоны (Загрос, Сулеймановы горы — хр. Киртхар, Тельский Атлас, Динарские горы, Южные Альпы, Апеннины и пр.), приводит к заключению, что альпийский геосинклинальный комплекс здесь сложен целиком "карбонатной формацией"¹. Во внутренней зоне бассейна Тетис ритмичность осадочного комплекса, соответствующего альпийскому тектоническому циклу, может быть обнаружена лишь в последовательной смене типов карбонатных отложений (мелководных и от-

¹ При аналогичной методике анализа геосинклинальный комплекс Верхоянских мезозойских формаций оказывается целиком образованным "терригенной формацией".

носителем более глубоководных). Для того чтобы уловить ритмичность в разрезе альпийского комплекса в этой зоне, недостаточно выделить "карбонатную формацию". Необходимо расчленение карбонатных серий на самостоятельные парагенетические ассоциации карбонатных пород, накопившихся в разных палеогеографических условиях. Карбонатные формации в разрезе мезозоя — палеогена одинаково типичны в структурных элементах Альпийской геосинклинальной области и на обрамляющих плитах (Африкано-Аравийская и Северо-Сахарская плиты, южные районы Западно-Европейской платформы), расположенных в западной части бассейна Тетис и по его южной периферии.

Оперируя крупными парагенетическими комплексами — ассоциациями формаций, при анализе их последовательности можно вскрыть важные общие закономерности осадконакопления очень крупных структурных элементов уровня материк — океан. Индивидуальные особенности частных геосинклинальных структур при этом оказываются утраченными. Привлечение таких понятий, как аспидная, спилито-кератофировая, флишевая "формация", позволяет противопоставить платформенные и геосинклинальные области в целом, а в геосинклинальных областях выделить: а) миеосинклинальные и эвгеосинклинальные зоны; б) флишевые и "нефлишевые" складчатые системы; в) "ранние" и "поздние" геосинклинальные системы одного тектонического цикла; г) части геосинклинальных областей нормального, т.е. полного, незавершенного, остаточного и квазиплатформенного развития (Хаин, 1973а). Выделение указанных типов геосинклинальных областей (систем), доступное с помощью анализа последовательности крупных ассоциаций формаций, важно для наиболее общего тектонического районирования и сыграло свою роль для выяснения наиболее общих характеристик складчатых областей.

В связи с тем что детальность геологических исследований постоянно возрастает, анализ формационных рядов не может опираться на изучение стратиграфической последовательности групп формаций, а должен предусматривать изучение реальных вертикальных рядов с конкретными парагенезисами осадочных пород. Это приводит к необходимости детализации формационных рядов, уменьшению объемов парагенезисов, выделяемых в роли единичных формаций, к разработке моделей региональных типовых формационных рядов. В итоге наряду с общими закономерностями тектонического развития складчатых поясов оказывается возможным выявить и подчеркнуть частные особенности составляющих их структурных элементов. Только в этом случае прогноз полезных ископаемых может получить надлежащую формационно-тектоническую основу, надежные критерии для оценки перспектив на те или иные виды осадочных полезных ископаемых.

Вертикальные ряды юрско-палеогеновых формаций в структурах, расположенных в северной периферической зоне бассейна Тетис и в примыкающих к ней внешних альпийских мегантиклинориях (Большой Кавказ, Горный Крым, Копетдаг и др.), отличаются от разновозрастных рядов осадочных формаций в структурных элементах, расположенных в центральной зоне бассейна Тетис и в его южной периферии (см. рис. 13, 14). Эти отличия обусловлены не столько индивидуальными особенностями истории развития элементарных прогибов и поднятий, сколько их положением в разных зонах бассейна Тетис, которым на протяжении юры — палеогена было свойственно накопление карбонатных осадков или же периодическая смена терригенного и карбонатного осадконакопления (см. рис. 11).

Для того чтобы учесть влияние общей обстановки осадконакопления в морском бассейне на формирование вертикального ряда формаций в элементарном прогибе или на поднятии, расположенном в этом бассейне, при анализе формаций необходимо использовать не универсальный типовой формационный ряд, а региональный эталонный ряд. В региональных эталонах отражена эволюция фонового осадконакопления, в условиях которого развивались элементарные конседиментационные прогибы и поднятия. Региональный эталон следует составлять путем обобщения реальных рядов формаций.

Для структурных элементов, сформировавшихся в пределах бассейна Тетис, предлагаются три модели региональных эталонных рядов. Первый эталон отражает общие особенности осадконакопления на востоке северной периферии бассейна

Стратиграфическое подразделение		Литография	Мощность, м	Формация и краткая характеристика парагенезов горных пород	Главнейшие осадочные порезные ископаемые
P ₃	P ₃		300	Глинистая. Глины темные, листоватые, прослойки песчаников, алевролитов, глинистых сидеритов	
	P ₂		100 60 50	Мелоподобных известняков и мергелей. Мергели и мелоподобные известняки, известковистые глины Известняковая. Известняки органогенные нуммулитовые, органогенно-обломочные и оолитовые, алевролиты глауконитовые и песчаники Мергельно-глинистая. Известковистые глины и мергели	Фосфориты, глауконит Опока
P ₁	P ₁		20 50	Глинисто-мергельная. Мергели и мелоподобные известняки, известковистые глины Песчано-известняковая. Известняки органогенные, органогенно-обломочные, песчаники глауконитовые, мергели	Карбонатные породы
	K ₂		500	Мелоподобных известняков и мергелей. Известняки мелоподобные, мергели, писчий мел, глауконитовые песчаники, желваки кремней и фосфоритов	Фосфориты, бейтоновые глины, карбонатные породы
K ₁	al		400	Песчаниковая глауконитовая. Глауконитовые песчаники, алевролиты, глины, органогенно-обломочные и оолитовые известняки	Глауконит, фосфориты
	ap		150	Глинисто-мергельная. Мергели и известковистые глины, глинистые сидериты	
	bm		350	Известняковая. Известняки органогенные, органогенно-обломочные, оолитовые, песчаники, алевролиты глауконитовые	
	h		50	Известняковая. Известняки органогенно-обломочные, мергели, песчаники и алевролиты	
	bs		50	Известняковая. Известняки органогенно-обломочные, мергели, песчаники и алевролиты	
J ₃	t		100	Обломочные красноцветные. Красноцветные и пестроцветные песчаники, алевролиты, глины, гипсы	
	km		300	Соленосная. Глины, доломиты, ангидриты, гипсы, известняки, каменная соль	Каменная и калийные соли, рассолы, сера
	ox		400	Известняковая. Известняки органогенные, органогенно-обломочные, оолитовые	Бокситы, стройматериалы, флюсы
	cl		100	Глинистая. Глины известковистые, с прослоями мергелей, песчаников, алевролитов, глинистых сидеритов	Бурые железняки
J ₂	bj		200	Глинисто-песчаниковая. Глины, песчаники, алевролиты, известняки, угли, пирокласты	Уголь, стройматериалы
	a		400	Песчаниково-глинистая. Глины, песчаники, алевролиты, органогенные известняки, угли	Уголь, стройматериалы, каолины
J ₁	J ₁ ³		400		
	J ₁ ²				
	J ₁ ¹				
T ₃	г		50	Пестроцветная угленосно-бокситоносная. Глины, песчаники, алевролиты, угли, бокситы	Бокситы, уголь, бурые железняки

Рис. 19. Типовая стратиграфическая последовательность осадочных формаций в конседиментационных прогибах северной периферической зоны бассейна Тетис (модель регионального эталона)

Тетис, и примыкавшего к ней края его внутренней зоны (Крым, Кавказ, Эльбурс — Биналуд, Центральный Иран, Северный и Центральный Афганистан, Стара-Планина, Северная Анатолия). Второй эталон соответствует внутренней области бассейна Тетис и западной части его северной периферии (Альпы, Карпаты, Пиренеи, Апеннины, Динарские горы, Балканы, Южная и Центральная Анатолия, Загрос, Южный Афганистан). Третий эталон отражает общие особенности осадконакопления в Северной Африке (Атласские горы).

Обобщенная стратиграфическая последовательность типов формаций, обычная для кавказско-среднеазиатской части пояса, рассматривается как первый эталонный ряд:

- 1) нижняя-средняя юра — прибрежно-морские терригенные¹;
- 2) верхняя юра — карбонатные, в верхней части сульфатно-галогенные и пестроцветные терригенные (титон);
- 3) неоком — известняковые, песчанико-известняковые;
- 4) апт-альб — терригенные глауконитовые;
- 5) верхний мел — мергельно-меловые (от формации писчего мела до формации органогенных рудистовых известняков);
- 6) палеоцен — известняковые и терригенно-карбонатные;
- 7) нижний эоцен — мергельно-глинистые;
- 8) средний — верхний эоцен — мергельно-известняковые (нуммулитовый известняк);
- 9) олигоцен — песчано-глинистые.

Второй эталон формационного ряда альпийского геосинклинального комплекса в обобщенном виде может быть представлен следующими типами формаций:

- 1) нижняя-средняя юра — карбонатные;
- 2) верхняя юра — карбонатные и кремнисто-карбонатные;
- 3) неоком — карбонатные и кремнисто-карбонатные;
- 4) апт-сеноман — карбонатные, часто рифовые;
- 5) турон-сеноман — мергельно-известняковые (рудисовые и мелоподобные);
- 6) палеоцен — известняковые;
- 7) эоцен — песчанико-известняковые;
- 8) олигоцен — карбонатные (?).

Последовательность типов формаций в южной периферической зоне бассейна Тетис (третий эталон) имеет свои особенности:

- 1) нижняя-средняя юра — известняково-доломитовые;
- 2) верхняя юра — глинисто-известняковые;
- 3) неоком — песчанико-известняковые;
- 4) апт-альб — песчанико-известняковые;
- 5) верхний мел — известняково-мергельные;
- 6) палеоцен — глинисто-известняковые и известняковые;
- 7) эоцен — известняково-мергельные;
- 8) олигоцен — карбонатно-терригенные.

Если отвлечься от характера ритмичности формаций, т.е. рассматривать флиш в зависимости от вещественного состава в группах карбонатных или терригенных формаций, не принимая во внимание вулканизм, проявление которого связано с индивидуальным развитием структурных элементов, то описанная выше последовательность типов формаций будет отражать наиболее общий (фоновый) характер осадконакопления на соответствующих участках геосинклинального пояса.

Нетрудно убедиться, что описанные последовательности типов формаций в наиболее полном виде выражены во внешних частях плит, примыкающих к геосинклинальной области, а также в чехлах срединных массивов (Муратов, 1971), т.е. в рядах формаций, принимаемых нами за индикаторы фоновых ассоциаций. Модель

¹ Отложения всех стратиграфических интервалов, особенно верхней юры — эоцена, представлены груборитмичными (нефлишевыми) или тонкоритмичными (флишевыми) сериями. Вулканические формации встречаются по всему разрезу; наиболее широко они распространены в интервалах: средняя юра, альб — турон, эоцен.

эталонного формационного ряда для северо-восточной части Средиземноморского ряда для северо-восточной части Средиземноморского пояса изображена нами в виде колонки (рис. 19).

Региональная модель учитывает особенности строения формационного ряда, обусловленные общим структурным развитием данного региона в соответствии с его местом в системе глобальных элементов земной коры. В связи с этим в модели регионального формационного ряда должны быть отражены средние значения наибольших мощностей формаций-индикаторов седиментационного фона, а также региональные перерывы.

Сравнивая с эталоном формационный ряд любого элементарного прогиба или поднятия, расположенного в области, для которой составлен данный эталон, мы получаем объективную возможность судить об индивидуальных особенностях истории тектонического развития частных структурных форм. Разработка этого метода позволит количественно выразить степень индивидуальности любой структуры относительно регионального эталона, отражающего общий фон.

Анализ рядов формаций частных геосинклинальных прогибов (или поднятий) и возникающих на их месте складчатых структур заключается в выявлении отличий реального ряда формаций от регионального эталона, в оценке степени их отличий. По существу необходимо оценить аномальность данного вертикального ряда формаций по отношению к региональному эталону, отображающему общие, средние характеристики парагенезисов на площади более крупных конседиментационных тектонических структур. Пользуясь региональным эталоном, мы учитываем эволюцию общих условий осадконакопления в той части океанического бассейна, где располагался геосинклинальный прогиб (или поднятие), на этой основе решаем вопрос о своеобразии той или иной частной структуры или их системы. На наш взгляд, работа с региональными эталонами формационных рядов позволит в дальнейшем уточнить и детализировать классификации конседиментационных тектонических структур.

В предлагаемой методике заложен принципиально новый подход к анализу вертикальных рядов формаций, основанный на изучении парагенезисов горных пород по отношению к более крупным парагенезисам (парагенезисам формаций), на оценке отличий частного от общего.

Подход к формациям как к абсолютным категориям, когда по названию формации делается вывод о климате, типе структуры, стадии ее развития, вряд ли правомерен. Только путем изучения всего парагенезиса формаций можно проводить их тектонический анализ.

Оценить своеобразие геосинклинальных структур представляется возможным только с учетом общих различий, различий в фоновом осадконакоплении. Как известно, ряды мезозойско-кайнозойских формаций складчатых и платформенных областей Средиземноморского пояса юга СССР и одновозрастные ряды формаций областей, расположенных в северо-западной части Тихоокеанского пояса, резко различны, но в основе этих различий лежат особенности фонового осадконакопления, присущего разным морским бассейнам.

С позиции региональных эталонов интересно проанализировать формационный ряд мезозоя — кайнозоя Прикаспийской синеклизы, Северного Устьярта, Мангышлака, Кустанайской седловины. В ряду формаций указанных структур мы видим перемежаемость формаций, характерных для разных региональных эталонов. Так, например, на Мангышлаке выше известковистых глин и глинистых известняков с фауной келловая, обычных для Средиземноморского бассейна, залегает формация оксфорда бореального типа. Известняки кимериджа отвечают эталону океана Тетис, а вышележащие серые глауконитовые глины формационно явно тяготеют к эталону бореального бассейна, так как подобными породами образован валанжин — готерив на Восточно-Европейской платформе. Выше терригенных пестроцветных отложений баррема следует терригенная глауконито-песчаниковая толща апта — сеномана, опять-таки пространственно тяготеющая к бореальному бассейну. Верхне-меловые отложения в целом образованы мергельно-меловой формацией, типичной для бассейна Тетис. В Кустанайской седловине выше терригенных формаций аль-

ба — турона, соответствующих эталону бореального ряда формаций, появляется мергельный сенон бассейна Тетис.

Таким образом, мы встречаемся со структурными элементами, в формационном ряду которых терригенные и карбонатные формации сменяют одна другую в разрезе. Связана ли смена формаций в данном случае с особенностями тектонического развития данных структур, с ритмичными колебательными движениями в их пределах? По-видимому, не связана. Промежуточный (переходный) тип формационного ряда от эталона бассейна Тетис к бореальному эталону обусловлен палеогеографическим положением этих структур в проливах, связывавших Тетис и Полярный бассейн.

Изменение направления течений, возникновение проливов в эпохи наибольших общих трансгрессий (Кустанайская седловина), периодические потери связи двух бассейнов — все это привело к сложному переплетению различных типов формаций, типичных для Полярного бассейна и океана Тетис.

Анализ формационных рядов конкретных участков платформ с позиций региональных эталонов позволяет более объективно определять роль тектонических движений при образовании формационных рядов платформенных структур, более обоснованно оценивать перспективы поисков осадочных полезных ископаемых: фосфоритов, угля, бокситов, карбонатных пород, глауконита, горючих сланцев, солей, пресных и минеральных вод, нефти и газа.

ФОРМАЦИИ АЛЬПИЙСКОГО ОРОГЕННОГО ЭТАПА И ИХ СООТНОШЕНИЕ С ФОРМАЦИЯМИ ПРЕДШЕСТВУЮЩЕГО ЭТАПА В ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ ОБЛАСТИ И НА ПЛАТФОРМАХ

ОБЩИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ ОБ ОРОГЕННЫХ ФОРМАЦИЯХ

Орогенный этап в развитии геосинклинальных областей М.В. Муратов (1963) именуется молассовым на том основании, что прогибы этого этапа заполнены молассой. Характеристике молассовых формаций или структурных форм, с которыми они связаны, в нашей литературе посвящены публикации Г.Д. Аджире, Г.И. Амурского, А.А. Богданова, К.В. Боголепова, В.Д. Босова, В.А. Буша, М.И. Варенцова, Л.Б. Вонгаза, В.П. Горского, Н.И. Гриднева, Д.В. Гуржия, Е.А. Долгинова, Л.П. Зоненшайна, К.А. Клитина, Н.П. Костенко, Ю.А. Косыгина, К.Н. Кравченко, Ю.Г. Леонова, О.А. Мазаровича, Я.Р. Меламеда, Е.Е. Миляновского, А.Е. Михайлова, А.А. Моссаковского, М.В. Муратова, М.С. Нагибиной, Н.И. Николаева, А.В. Пейве, Б.А. Петрушевского, В.И. Попова, Ю.М. Пушаровского, И.А. Резанова, Д.П. Резвого, Г.Е. Рябухина, С.А. Салуна, В.Е. Хаина, И.В. Хворовой, Н.П. Хераскова, В.М. Цейслера, А.Е. Шлезингера, С.С. Шульца, А.Л. Яншина и многих других исследователей.

Мнения по поводу молассовых формаций весьма противоречивы. В монографии В.И. Попова (1954) их характеристика разработана на примере неоген-четвертичных отложений межгорных впадин Тянь-Шаня. Положение Тянь-Шаня в зоне аридного климата в центре материка Евразии наложило определенный отпечаток на состав и строение накопившихся здесь молассовых формаций. Поэтому многие выводы В.И. Попова, справедливые для молассового комплекса Тянь-Шаня (отсутствие морских отложений, карбонатных пород и т.д.), не могут быть приняты для молассовых комплексов, формирующихся в условиях гумидного климата вблизи приморских хребтов (Предкавказье, Закавказье и др.).

В ряде работ (Попов, 1954; Гуржий, 1969) развивается точка зрения о том, что комплекс неогеновых (или неоген-четвертичных) отложений представляет собой единую молассовую формацию, в которой можно выделить фациальные типы пород (Гуржий, 1969). Чаще орогенный комплекс делят на две "формации": нижнемолассовую (морские, лагунные отложения) и верхнемолассовую (континентальные отложения). В свою очередь нижнемолассовая "формация" может быть представлена угленосной и соленосной субформациями, или, иначе — угленосной и соленосной молассаами (Хаин, 1973б).

Наряду с грубообломочными толщами, т.е. с собственно угленосными, красноцветными и другими молассаами, Н.П. Херасков (1965) к орогенным формациям отнес находящиеся в парагенезисе с обломочными толщами карбонатные и галогенные отложения, накопившиеся в условиях минимального привноса обломочного материала в замкнутых и полужамкнутых бассейнах. Существенной частью многих орогенных комплексов являются продукты наземных вулканических извержений.

М.В. Муратовым и автором (Муратов, Цейслер, 1968) к комплексу молассовых формаций также отнесены разнообразные по вещественному составу парагенезисы горных пород, накапливающиеся в отрицательных структурах орогенных областей в условиях резко расчлененного горного рельефа, когда большая часть области была расположена выше уровня моря. Вполне естественно, что в ассоциациях пород, накапливающихся в горных поясах, важнейшая роль принад-

лежит продуктам разрушения и размыва горных сооружений — грубообломочным конгломерато-песчаниковым толщам, но наряду с ними здесь накапливаются также тонкие глинисто-карбонатные илы. Учитывая смысл, который вкладывался в понятие "моласса" геологами, изучавшими Альпы, в частности А. Геймом, многие исследователи считают возможным относить к молассовым формациям только грубые обломочные толщи. Нам такой подход представляется неоправданным. Современное понятие "моласса" резко отличается от первоначального тем, что оно полностью утратило стратиграфический и приобрело тектонический смысл. Что же касается его литологического содержания, то даже в Предальпийском прогибе грубообломочные серии не имеют сплошного распространения, замещаясь мелкообломочными глинисто-мергелистыми накоплениями.

В некоторых краевых прогибах (Индоло-Кубанский) в разрезе орогенного комплекса вообще отсутствуют грубообломочные толщи, а среди алевролитоглинистых серий распространены мергели, известняки-ракушечники, мшанковые рифовые известняки, образующие крупные обособленные формационные тела.

Уместно обратить внимание на то, что в изолированной озерной котловине Байкала, окруженной со всех сторон горными хребтами, основную площадь современных осадков занимают глинистые и алевроито-глинистые илы с повышенным содержанием кремнезема (Голдырев, Вихристюк, 1968). Как известно, тонкий илистый материал накапливается в оз. Иссык-Куль, также окруженном со всех сторон высокими хребтами. Тонкие глинистые илы занимают дно впадины Южного Каспия. Что же касается Мраморного, Эгейского, Адриатического и других морей, то среди их осадков наряду с глинистыми илами развиты кокколитоовые илы, образующие писчий мел. Грубообломочных осадков, соответствующих обычному пониманию "молассы", здесь практически нет.

По-видимому, не следует ограничивать применение понятия "молассовые формации" только грубообломочными сериями — продуктами размыва и переотложения растущих горных хребтов. Следует учитывать также, что не все грубообломочные серии являются молассой. Вероятно, термин "молассы" может иметь двоякий смысл. В широком понимании этим термином обозначается класс молассовых (орогенных) формаций, заполняющих прогибы орогенного этапа. В этом понимании молассы — синоним орогенных формаций, в состав которых входят терригенные, карбонатные, галогенные и осадочно-вулканогенные формации.

Второе представление о молассах как грубообломочных толщах, накапливающихся в эпохи горообразования, отражает более узкое значение термина. В этом понимании использует термин О.А. Мазарович (1972, 1973). "Молассовая формация определяется как полифациальная совокупность существенно обломочных горных пород значительной мощности, образовавшихся в результате размыва тектонически активного горного массива и захоронившихся в смежных конседиментационных прогибах. Молассами фиксируются контрастные тектонические движения в истории развития участков земной коры, проявлявшихся на границах тектонических этапов (стадий)" (Мазарович, 1973, с. 17).

Следует высказать ряд замечаний по поводу бытующих представлений об условиях накопления терригенных молассовых толщ, нашедших отражение в приведенной формулировке.

Молассовые терригенные толщи далеко не всегда являются продуктами разрушения горных массивов. Как известно, среднеплиоценовая продуктивная свита во впадине Южного Каспия образовалась за счет выноса обломочного материала с древней Восточно-Европейской платформы палео-Волгой и палео-Уралом. В разрезе меловой угленосной молассы Предверхоаянского прогиба господствует обломочный материал, снесенный с Сибирской платформы (Пушаровский, 1959). Известно много других примеров, когда в молодые орогенные впадины обломочный материал выносятся реками с платформ. В конечном счете к молассам относятся серии осадков, вынесенные реками в активно прогибающиеся межгорные понижения рельефа, представляющие собой морские заливы, озера, бессточные котловины, вне зависимости от источника питания рек твердым материалом.

Таким образом, моласса — это не всегда продукт разрушения тектонически активных горных поднятий.

Следующее замечание заключается в том, что моласса накапливается далеко не всегда в конседиментационных прогибах, смежных с горными массивами. Только в условиях засушливого климата, когда формирующийся молассовый комплекс образован главным образом пролювиальными отложениями, он образует шлейфы вокруг гор. Подобная картина наблюдается в некоторых районах Средней Азии. В областях гумидного климата обломочный материал, если на пути его транспортировки нет подходящего коллектора, выносится далеко на платформенную равнину. Даже в засушливой Средней Азии обломочный материал, выносимый с гор двумя крупнейшими реками — Амударьей и Сырдарьей¹, прежде чем оказаться захороненным, проделывает путь в 900 км по платформенной равнине. В итоге продукты размыва активных горных массивов оказываются отложенными в удалении от гор на многие сотни километров, и этот факт следует учитывать при палеотектонических реконструкциях.

Характерно, что главная масса обломочного материала, возникающего при размыве горных массивов, выносится крупнейшими реками (Хуанхэ, Янцзы, Сицзян, Меконг, Инд, Ганг, Амазонка, Миссисипи и др.) в моря и океаны. Пока реки текут по равнине, обломочный материал частично оседает в орогенных впадинах, но в связи с перекомпенсацией впадин осадками в основном минует их и оказывается захороненным на шельфах, образуя крупные дельты.

Могут ли подобные серии называться молассами? Несмотря на то, что они пространственно приурочены к прогибам на платформах, это обломочные толщи, снесенные с гор и фиксирующие проявление орогенных процессов. Вероятно, с учетом их состава, генезиса и приуроченности к определенным этапам в развитии земной коры эти толщи должны относиться к категории моласс. Например, отсутствие прогибов-коллекторов на границе норвежских каледонид и Восточно-Европейской платформы в средне- и позднедевонскую эпохи привело к тому, что обломочный материал, образовавшийся при размыве каледонских горных поднятий и Балтийского щита, оказался вынесенным и сгруженным в северо-западную часть Московской синеклизы и на Латвийскую седловину. Перестал ли он после этого быть молассой с точки зрения своей генетической сущности? Вероятно, нет.

Таким образом, молассовые формации — это не только те толщи, которые образовались за счет размыва тектонически активных гор и накапливались в смежных прогибах. К молассовым формациям следует относить: 1) формации, накапливающиеся в понижениях рельефа внутри горного пояса; эти понижения могут быть заняты морями (мелководными и глубоководными), заливами, озерами, аллювиальными равнинами, бессточными котловинами; генетические типы и вещественный состав отложений, участвующих в парагенезисе молассовых формаций, весьма разнообразны; 2) формации, накапливающиеся в предгорных впадинах, в непосредственном обрамлении горного пояса; генетические типы отложений и вещественный состав формаций, участвующих в парагенезисе, также разнообразны и меняются в зависимости от конкретной палеогеографической обстановки; 3) терригенные формации, накопившиеся в обрамлении горного пояса за счет выноса реками продуктов размыва горных сооружений на прилегающие платформы. Это дельтовые, озерные, прибрежно-морские типы отложений, часто угленосные или пестроцветные. Н.С. Шатский относил их к аллохтонным платформенным формациям. Они образуют платформенный чехол в связи с тем, что в период размыва горных поднятий на пути выноса обломочного материала отсутствовали подходящие коллекторы для его приема. Вероятно, такие толщи называть молассами следует с оговорками в силу их пространственной оторванности от орогенной области.

¹ Амударья ежегодно выносит 100 млн. т взвешенных частиц, 18 млн. т растворенных; Сырдарья выносит ежегодно 12 млн. т взвешенного материала (МСЭ).

СТРОЕНИЕ НЕОГЕН-ЧЕТВЕРТИЧНОГО ЭПИГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО И ЭПИПЛАТФОРМЕННОГО ОРОГЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ

Орогенный (молассовый) комплекс в Альпийской геосинклинальной области включает отложения неогеновой и четвертичной систем. Стратиграфическое положение нижней возрастной границы молассовых накоплений непостоянно даже в пределах одного крупного структурного элемента (Араксинская впадина, Предкопетагский прогиб и др.). В большинстве случаев молассовый комплекс начинается со среднего миоцена, местами — с олигоцена или нижнего миоцена. За пределами СССР имеются районы, где молассовый комплекс начинается с верхнего эоцена.

В пределах Альпийской эпигеосинклинальной складчатой области юга СССР молассовый комплекс перекрывает формации геосинклинальных прогибов, чехла срединных массивов и геоантиклинальных поднятий, а также окраин Скифской и Туранской плит (краевых массивов). Молассовый комплекс заполняет прогибы полностью унаследованные, частично унаследованные (смещенные) или наложенные на структурные формы предшествующего этапа. В центральных частях крупных прогибов (Индо-Кубанский, Терско-Кумский, Куринский и др.) молассовые накопления связаны постепенным переходом с подстилающими образованиями, но в их краевых частях и небольших приразломных прогибах (Алазано-Агричайский и др.) в основании моласс наблюдается перерыв и угловое несогласие.

Степень дислоцированности молассового комплекса зависит от типов тектонических структур, от положения разреза внутри конкретных структур и от возраста отложений. В местах, где отложения миоцена смяты в складки с крутыми крыльями, отложения нижнего — среднего плиоцена образуют пологие формы, а верхнеплиоцен-антропогеновые породы обычно залегают спокойно. Отмеченные стратиграфические комплексы разделены поверхностями региональных несогласий. На Керченском полуострове три отмеченные части разреза молассового комплекса структурно выражены очень четко. В ряде районов Предкавказья молассовый комплекс удается разделить на две части в результате того, что отложения нижнего — среднего плиоцена структурно занимают "промежуточную" позицию. В одних случаях по вещественному составу и условиям залегания они ближе к миоцену, в других — к верхнему плиоцену — антропогену.

Множественность формационных рядов, характерная для геосинклинальных структур, становится еще более выраженной при анализе последовательности формаций молассового комплекса. Сложный расчлененный рельеф горных областей, неодинаковое положение орогенных впадин относительно крупных речных артерий и морского побережья, неравномерная обводненность склонов водораздельных хребтов, вертикальная климатическая зональность в горных странах, обилие участков со своим микроклиматом и разное геологическое строение областей денудации — вот далеко не полный перечень факторов, обуславливающих сложную фациальную изменчивость формаций, возникающих в горных поясах. Если к этому перечню добавить еще и локальный вулканизм — картина оказывается такой сложной, что сравнение вертикальных рядов формаций орогенного комплекса по частным разрезам теряет смысл. У двух совершенно одинаковых структурных форм всегда найдутся участки, позволяющие составить совершенно разные последовательности парагенетических ассоциаций горных пород и наоборот. Видимо, при анализе орогенных структур будет правильнее пользоваться подразделениями более крупными, чем конкретные формации — ассоциациями орогенных формаций. Они позволят выявить ритмичность и направленность тектонических процессов, проявлявшихся при образовании орогенных структур.

В Предкарпатском прогибе альпийский молассовый комплекс представлен неполно — только нижней, миоценовой частью. По Д.В. Гуржию (1969), молаассы начинаются поляницкой свитой, залегающей несогласно на геосинклинальных образованиях — темносланцевой кремнистой флишоидной менилитовой свите. Поляницкая свита образована парагенезисом песчано-глинистых отложений¹ мощ-

¹ По А.Е. Михайлову (1951), это флишоидная формация.

ностью до 800 м. Стратиграфически выше залегает глинисто-соленосная формация (воротыщенская серия), сменяющаяся вблизи подножия Карпат мощными конгломератами (слободские, трускавецкие). Резрез молассового комплекса во внутренней зоне прогиба венчается пестроцветной терригенной формацией (стебникская свита) мощностью 2000 м.

Более молодые, тортон-нижнесарматские отложения распространены во внешней части прогиба. В их разрезе основная роль принадлежит морским и прибрежно-морским обломочным накоплениям с примесью туфов и туффитов. В средней части тортона обособлен горизонт мощностью до 50 м, сложенный гипсами, ангидритами, глинами, песками, залегающий несогласно на подстилающих породах. С ним связаны месторождения самородной серы. В строении верхнего тортона — нижнего сармата (около 4500 м, косовская, дашавская свиты) преобладают глины (60–80%). Характерно присутствие глауконитовых песчаников, пачек прибрежных конгломератов, пластов угля.

В Закарпатье, на территории Солотвинской и Чоп-Мукачевской впадин, нижнемиоценовая часть разреза развита локально и образована также соленосными и пестроцветными формациями. Повсеместно распространены относительно маломощные тортон-сарматские отложения, представленные морскими терригенными накоплениями, включающими горизонты туфов и лав. Выше с размывом залегают еще две толщи, отсутствующие в Предкарпатье: а) терригенная пресноводная формация верхнего миоцена — плиоцена (паннонский надъярус) с горизонтами эффузивов; б) пресноводно-континентальные обломочные накопления плиоцена — антропогена, фациально связанные с андезито-базальтовой и липарито-дацитовыми формациями.

В Индоло-Кубанском прогибе молассовый комплекс подразделяется на три части. Нижняя часть (средний и верхний миоцен) на внутреннем борту и в осевой части прогиба имеет пестрый формационный состав. В разрезе миоцена выделяются парагенезисы мшанково-водорослевых рифовых известняков (верхний сармат — меотис), слоистых ракушечниковых известняков, переходящих в раковинные пески и песчаники — фалёны (сармат, меотис), голубоватых глинистых известняков и доломитов (средний миоцен), темно-серых, почти черных битуминозных глин с прослоями алевролитов (средний миоцен — сармат), а также прибрежно-морские конгломерато-песчаниковые толщи. Трансгрессивно залегающие отложения нижнего плиоцена (понта) обычно образованы формацией (около 30 м) известняков-ракушечников и песков — фалён (Керченский полуостров), а также зелеными глинами с прослоями песчаников (до 500 м). Для среднеплиоценовой части разреза (около 800 м на Таманском полуострове) характерно наличие железорудного горизонта (киммерий), залегающего среди зеленых алевритистых глин и переходящего в пески. Верхнеплиоценовые отложения на Таманском и Керченском полуостровах образованы формацией пестрых и бурых глин, суглинков с прослоями гравелитов и конгломератов (скифские глины). Местами это серые пески с прослоями глин (до 350 м).

В Терско-Каспийском прогибе молассовый комплекс структурно также делится на три части: средне-верхнемиоценовую, ниже-среднеплиоценовую и верхнеплиоцен-антропоценовую. Среднемиоценовые отложения характеризуются глинисто-песчаниковым составом, местами ритмичным строением. Верхнемиоценовые отложения в нижней части морские мергельно-глинистые (сармат), в верхней — континентальные грубообломочные и морские ракушечно-песчаные (меотис). Мощность сарматских отложений до 1300 м, меотических — 400–700 м. Ниже-среднеплиоценовая часть молассового комплекса распространена ограниченно и образована главным образом грубообломочными континентальными накоплениями (подакчагыльская свита, 100–500 м). Огромными мощностями (около 1000 м) и преимущественно глинистым составом характеризуется верхнеплиоценовая часть разреза (акчагыл — апшерон). В предгорьях Кавказа глинистая формация замещается песчано-конгломератовой. Общая мощность молассового комплекса в Восточном Предкавказье более 3000 м.

В Куринской впадине к нижней части орогенного комплекса относятся отложения миоцена. В средне-верхнемиоценовой части разреза развиты темные и бурые

глины с прослоями мергелей, доломитов, песчаников; вблизи бортов впадины глины замещаются песчаниками и конгломератами. В верхней части миоцена имеются пестроцветные терригенные толщи, отмечается угленосность. В разрезе миоцена много перерывов. Трансгрессивно, местами с угловым несогласием залегает нижне-среднеплиоценовая часть разреза. Внизу это главным образом формации песчаных известняков-ракушечников (фалён), глин, а также грубообломочных моласс. Вверху — мощная глинисто-песчаная формация среднего плиоцена (продуктивная свита). Обычно она залегает несогласно на подстилающих породах. Верхнеплиоцен-четвертичная часть разреза в Куринской впадине образована грубыми обломочными накоплениями. Общая мощность молассового комплекса в Куринской впадине более 4000 м.

Строение разреза неоген-четвертичных молассовых накоплений Рионской впадины в общих чертах напоминает строение одновозрастных отложений в остальных впадинах. Отложения среднего миоцена (около 600 м) — мергельно-глинистые. Выделяются очень мощные (до 3000 м) сарматские образования, состоящие преимущественно из обломочных пород, а также грубообломочные толщи меотица (400—900 м), которые в центральной части впадины становятся глинистыми. Среднеплиоценовые отложения (около 1000 м), залегающие трансгрессивно, образованы грубообломочными накоплениями на периферии впадины и глинистыми — в центральной ее части. Местами развиты верхнеплиоценовые грубообломочные накопления (до 300 м). В восточной части впадины, наложенной на Дзирульский массив, грубообломочным составом характеризуются олигоценовые отложения. Общая мощность молассового комплекса в Рионской впадине около 5000 м.

В Араксинской впадине молассовый комплекс начинается с олигоцен-нижнемиоценовой красноцветной туфогенно-терригенной и пестроцветной терригенной гипсоносной формаций. Несогласно залегает мощная (до 1000 м) соленосная формация среднего миоцена — нижнего сармата. Разрез миоцена венчается несогласно залегающей песчано-глинистой формацией, содержащей прослой гипсов, горючих сланцев, известняков. Последняя фациально связана с вулканогенно-осадочной формацией, залегающей в основании плиоцен-четвертичного вулканического комплекса Армении.

Плиоцен-четвертичные отложения в грабенах на мегантиклинориях Малого и Большого Кавказа, а также в краевых частях межгорных впадин образованы вулканогенными и терригенно-вулканогенными толщами, описанными Е.Е. Милановским и Н.В. Короновским (1973). В составе орогенных образований они выделяют: 1) группу нормально-орогенных вулканических формаций, включающую андезитовые и андезито-дацитовые, андезито-базальтовые, базальтовые и базальто-андезито-дацитовые формации, а также формации основных и средних лав повышенной щелочности; 2) группу туфолаво-игнимбритовых формаций, включающую комплексы кислых туфолав, игнимбритов, туфов и пемз; 3) группу экструзивно-субвулканических формаций кислого состава, а также формации, представляющие собой сочетание образований, свойственных трем группам. В целом на Большом Кавказе отмечается более кислый магматизм, чем на Малом Кавказе.

Верхняя часть молассового комплекса на Кавказе имеет однообразный состав. Это обусловлено постепенным региональным выравниванием условий осадконакопления от одновременно сосуществовавших морских глубоководных и мелководных, лагунных, озерных и наземных прибрежно-аллювиальных обстановок в миоцене к наземным предгорным аллювиально-пролювиальным равнинам в плиоцене — антропогене.

Западно-Туркменская впадина, являясь восточным центриклинальным замыканием впадины Южного Каспия, характеризуется мощным песчано-глинистым разрезом молассового комплекса, напоминающим в общих чертах разрез Куринской впадины.

Строение молассового комплекса в Предкопетдагском прогибе анализировал Л.М. Расцветаев (1969). Главная роль в разрезе неоген-четвертичных отложений принадлежит здесь красноцветным обломочным накоплениям. В разрезе моласс

Л.М. Расцветаев выделил четыре разновозрастных комплекса осадков, разлеленных региональными несогласиями: гяурский (600 м), келятский (1100 м), арчманский (200—6500 м) и казанджикский (70—100 м). Каждый из перечисленных комплексов представляет собой отложения одного макроритма. Снизу вверх по разрезу уменьшается доля морских отложений, возрастают величины угловых несогласий на границах комплексов. Стратиграфический объем молассового комплекса увеличивается с запада на восток, роль морских отложений при этом снижается. На востоке аналоги майкопской серии образованы лагунно-континентальной красноцветной обломочной молассой.

Таково в самых общих чертах строение неоген-четвертичного молассового комплекса в орогенных впадинах Альпийской геосинклинальной области юга СССР.

Общая характеристика молассового комплекса, полученная на примере Альпийской геосинклинальной области юга СССР, целиком приложима к ее внутренним областям, расположенным за пределами Советского Союза (Жинью, 1952; Вадас, 1964; Геология нефти, 1968; Руттен, 1972).

Обобщения по стратиграфии и тектонике территории стран Среднего Востока (Перфильев и др., 1973) позволяют прийти к выводу, что пестрота формационной характеристики неоген-четвертичных отложений свойственна в целом для Анатолийского, Кавказского, Иранского и Афгано-Белуджистанского сегментов Альпийской эпигеосинклинальной орогенной области. На этой территории стратиграфический диапазон молассового комплекса изменяется от олигоцен-антропогена до плиоцен-антропогена. Наименьшим стратиграфическим диапазоном обладают молассы в Белуджистанской геосинклинали (хребты Прибрежного Мекрана и др.), где миоцен входит в состав геосинклинального комплекса, представленного терригенным флишем.

Относительная роль морских отложений в разрезе моласс велика в прогибах, примыкающих к современным морским бассейнам (Прильбурский, Месопотамский, Предкиртыхарский прогибы, прогибы Мекрана и др.). Во внутренней части Альпийской складчатой области (Центральный и Северный Иран, Северный Афганистан) осадки морского происхождения в разрезе молассовых отложений развиты ограниченно, только в нижней (олигоценовой) части.

Молассовый комплекс в Предзагросском (Месопотамском) прогибе начинается группой Фарс. Нижняя часть группы (170—1400 м) в Загросе представлена карбонатно-галогенной формацией (известняки, битуминозные известковистые сланцы, ангидриды, соли); средняя ее часть образована карбонатными парагенезами, в том числе рифовыми известняками (300—1500 м); верхняя часть, содержащая плиоценовый комплекс моллюсков, сложена карбонатно-терригенной толщей (от 600 до 3000 м). Мощности неогеновых отложений в Загросе увеличиваются с запада на восток. Выше лежащая плиоценовая формация Бахтиари (400—2400 м) образована грубообломочными песчано-конгломератовыми накоплениями. Общая суммарная мощность молассового комплекса в прогибе до 7000 м.

В Центральном Иране, в Северном и Центральном Афганистане неоген представлен главным образом аллювиально-пролювиальными и озерными накоплениями, которые широко распространены в многочисленных межгорных впадинах. В наиболее крупной впадине Центрального Ирана, Деште-Кевир (Перфильев и др., 1973), миоцен начинается красноцветной формацией, перекрывающей олигоценовую карбонатную формацию Кум. В нижней части миоцена обособлена соленосная толща (до 100 м), выше которой следует очень мощная (около 4500 м) толща красно-коричневых алевритистых мергелей с прослоями песчаников. В верхней части разреза песчаники постепенно замещают мергели. В северной части впадины Деште-Кевир миоценовая часть разреза также соленосна; плиоценовая его часть (1200 м) сложена преимущественно аллювиальными гравелитами, галечниками, содержащими горизонты андезитовых лав. Часто среди грубообломочных накоплений встречаются линзы глин, гипса, отмечаются лигниты.

Континентальные, преимущественно терригенные красноцветные толщи неогена широко распространены на территории Афганистана. Особенно большой мощности (более 10 000 м) достигают неогеновые отложения в Кокчинском грабене

(Северный Афганистан), расположенном на продолжении Кулябского прогиба Афгано-Таджикской впадины. К нижней части молассового комплекса здесь приурочены соленосные и гипсолосные красноцветные терригенные толщи озерного типа. Для моласс Кокчинского грабена характерна ярко выраженная ритмичность.

Строение молассовых комплексов внутренней зоны Альпийской геосинклинальной области интересно сравнить с молассами области неоген-четвертичного эпи-платформенного орогенеза на Тянь-Шане. Неоген-четвертичные отложения распространены во внутренних районах Тянь-Шаня и в его предгорьях. Они заполняют разнообразные по величине и истории формирования межгорные и предгорные впадины: Афгано-Таджикскую, Ферганскую, Иссык-Кульскую, Нарынскую, Кучарскую, Алакульскую, Западно- и Восточно-Илийскую, Восточно-Чуйскую, При-ташкентскую, Кашкадарьинскую и многие другие. Некоторые из них — Кашкадарьинская, Приташкентская, Восточно-Чуйская, Западно-Илийская, Саркандская — занимают внешнее, краевое положение относительно границ горных хребтов Тянь-Шаня. Остальные впадины являются типично межгорными по отношению к Тянь-Шаню и всему Центрально-Азиатскому горному поясу.

История формирования впадин и особенности их строения рассматриваются в многочисленных работах (Попов, 1938; Петрушевский, 1955; Гзовский и др., 1960; Варенцов и др., 1964; Варенцов, 1968; Буш и др., 1970; и др.). В указанных впадинах, как и во многих других межгорных впадинах, расположенных вне границ Альпийской геосинклинальной области, неоген-четвертичные отложения представлены молассами (Попов, 1954).

Рассмотрим общие особенности строения эпи-платформенного молассового комплекса на основе наших наблюдений в юго-западных отрогах Гиссарского хребта и в Афгано-Таджикской впадине, а также сведений, содержащихся в работах А.В. Бабадаглы, В.Д. Босова, Л.Н. Вертунова, А.М. Габрильяна, Н.И. Гриднева, Ф.П. Корсакова, Я.Р. Меламеда, В.И. Попова, О.К. Чедия.

Особенность молассового комплекса во впадинах Тянь-Шаня заключается в том, что он перекрывает не геосинклинальные формации мезозоя — палеогена, а платформенные (Петрушевский, 1955). Молассовый комплекс соответствует отложениям миоцена — антропогена или верхнего олигоцена — антропогена. В разрезе неоген-четвертичных отложений межгорных впадин главная роль принадлежит обломочным породам (от глинистых алевролитов до конгломератов), слагающим мощные красноцветные и пестроцветные толщи, накопившиеся в обстановке озерных и аллювиально-пролювиальных равнин. Окраска отложений закономерно изменяется от красной (олигоцен — средний миоцен) к палево-бурой и светло-розовой (верхний миоцен — нижний плиоцен) и далее до серой (средний плиоцен — антропоген). По мнению О.К. Чедии (1971), окраска является важным диагностическим стратиграфическим критерием неоген-четвертичных отложений юга Средней Азии.

В нижней части разреза (олигоцен — миоцен) среди обломочных пород присутствуют прослои мергелей, известняков, гипсов, каменной соли. Соленосные отложения миоцена широко распространены в Ферганской, Иссык-Кульской, Чуйской впадинах. Разрез миоцена сложен паттумами, алевролитами, песчаниками. В плиоценовой части разреза главное значение имеют песчаники и конгломераты. Насыщенность разреза конгломератами возрастает к бортам впадин. Изменение литологического состава отложений позволяет выделять в разрезе молассового комплекса несколько свит (от трех до шести). Число формаций, выделяемых различными исследователями, неодинаково (Гриднев, 1955, 1971; Меламед, 1965; Попов, 1964).

В строении молассовых серий отмечается ритмичность, которая особенно проявляется в нижней части комплекса. Мощности ритмов измеряются первыми десятками метров. Общая мощность молассового комплекса изменяется в широких пределах, составляя 1500—6000 м.

Неоген-четвертичные отложения залегают полого в центральных участках впадин и наклонно, под разными углами, в их прибортовых частях. Местами вместе с меловыми и палеогеновыми отложениями они образуют антиклинальные складки, крылья которых срезаны разломами.

Характеристика молассового комплекса во впадинах Тянь-Шаня почти полностью соответствует обобщенной характеристике разновозрастных отложений в пределах Альпийской геосинклинальной области. Сравнивая молассовые комплексы обеих областей, необходимо отметить следующее:

1) осадочные молассовые комплексы по стратиграфическому диапазону и вещественному составу одинаковы в областях эпигеосинклинального и эпиплатформенного орогенеза;

2) вулканогенные формации на рассматриваемой территории в разрезе неоген-четвертичных отложений более широко распространены в границах эпигеосинклинальной области;

3) направленность изменения литологического состава рассматриваемых отложений во впадинах обеих областей одинакова — повсеместно отмечается увеличение грубообломочных пород в верхних и краевых частях комплексов;

4) условия залегания и морфологические особенности складчатых структур во впадинах эпиплатформенной орогенной области и в молассовых мульдах и грабенах, расположенных в геосинклинальной области, очень сходны;

5) набор полезных ископаемых, распространенных в неоген-четвертичных межгорных впадинах Тянь-Шаня (нефть, газ, соли, сера, минеральные воды, медистые песчаники и другие) повторяет набор полезных ископаемых, типичных для молассовых впадин Альпийской геосинклинальной области.

Анализ формаций позволяет различать горные области, возникшие на геосинклинальном или на платформенном основании. Результаты изучения внутреннего строения парагенезисов орогенных формаций, накопившихся на платформенном и геосинклинальном основании, приводят к выводу об однотипности эпигеосинклинального и эпиплатформенного молассовых комплексов. В конечном счете формационный анализ не дает оснований для установления различий в природе самого орогенного этапа, характеризующегося одновременностью и одинаковой направленностью в областях с разным геологическим прошлым.

Рассмотрим, каковы типы структурных форм, в которых происходит накопление молассовых формаций при орогенезах в геосинклинальной области и на платформах.

МОЛАССОВЫЕ ВПАДИНЫ В ОБЛАСТЯХ ЭПИПЛАТФОРМЕННОГО И ЭПИГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ОРОГЕНЕЗА

Альпийская геосинклинальная область, ныне переживающая орогенный этап развития, представляет особый интерес для изучения орогенных структур. Здесь наряду с отрицательными структурами можно наблюдать сопряженные с ними положительные формы, без учета которых характеристика отрицательных структур была бы односторонней. В областях мезозойских и палеозойских орогенов сохранились только отрицательные формы, контуры которых устанавливаются по площадям распространения молассового комплекса соответствующего возраста. Учитывая возможность накопления моласс далеко за пределами горных поясов к оконтуриванию зон орогенеза по площадям распространения древних молассовых комплексов приходится относиться очень осторожно.

В Альпийской эпигеосинклинальной орогенной области выделяются четыре типа структурных форм, сложенных молассовым комплексом: 1) крупные линейные прогибы — молассовые синклиналии; 2) крупные чашеобразные прогибы — молассовые котловины; 3) различные по размерам и форме грабены; 4) вулканоплутонические впадины и пояса.

Отмеченные структурные формы различаются соотношением генетических типов отложений в составе молассовых формаций, размерами, мощностями молассового комплекса и условиями его залегания, степенью дислоцированности моласс, степенью полноты разреза молассового комплекса, степенью унаследованности от структур предшествующего геосинклинального этапа, магматизмом. Между указанными типами структурных форм наблюдаются многочисленные переходные

разновидности, что, по-видимому, обусловлено одновременностью и взаимосвязанностью их существования.

Как справедливо отмечено С.С. Шульцем (1962), характер движений и их амплитуды, мощности молассового комплекса, строение земной коры не имеют принципиальных различий на Кавказе, который в мезозое и палеогене развивался как геосинклинальная система, и в Тянь-Шане, развивавшемся в это же время как часть эпипалеозойской платформы. С.С. Шульцем показано единство неоген-четвертичных орогенных структур на всей территории СССР вне зависимости от времени предшествующих геосинклинальных этапов. Неоген-четвертичные молассовые котловины и грабены, разобценные высокими горными поднятиями, не являются исключительной принадлежностью Альпийской геосинклинальной области. Площадь развития наложенных орогенных структур этого возраста в несколько раз превышает площадь самой геосинклинальной области и не совпадает с ней по простираанию. К тому же площадь одновременно развивающихся геосинклинальных прогибов, как убедительно показано М.В. Муратовым (1969), составляет менее половины площади самой геосинклинальной области, значительные пространства которой заняты жесткими срединными массивами.

Строение впадин, заполненных неоген-четвертичным молассовым комплексом, залегающим на мезозойско-палеогеновом платформенном чехле, хорошо изучено в Тянь-Шане. От Тянь-Шаня и Казахстана эпиплатформенные орогенные впадины прослеживаются вдоль южной границы СССР, вплоть до побережья Тихого океана.

Среди многочисленных разновидностей структурных форм, заполненных продуктами разрушения молодых горных сводово-глыбовых поднятий, следует наметить три типа впадин: 1) крупные линейные грабены-рифты типа впадины озера Байкал; 2) крупные чашеобразные, неправильно изометричные впадины — котловины; 3) мелкие и средние обособленные грабены.

Процессы вулканизма в разной степени характерны для указанных типов впадин.

Мы не будем останавливаться на подробной характеристике типов орогенных впадин. Она опубликована нами в специальной статье (Цейслер, 1973). Отметим только, что грабены и котловины являются общими типами отрицательных структур для эпигеосинклинальных и эпиплатформенных орогенных областей.

Несовпадение площадей распространения молассовых котловин и грабенов, заполненных молассовым комплексом мезозоя; среднего палеозоя, верхнего палеозоя с соответствующими геосинклинальными областями, устанавливается как широко распространенное явление. Известно, что девонские молассовые котловины накладываются не только на каледонские геосинклинальные системы, но и на салаирские, байкальские и даже на древние платформы. Не менее разнообразное структурное положение занимают девонские магматические комплексы. Так же широко в пределах всех более древних геосинклинальных областей развиты верхнепалеозойские и мезозойские молассовые впадины (С.С. Шульц, М.С. Нагибина, И.В. Корешков и др.). Характерно, что новообразованные орогенные структуры ассоциируются с одновозрастными магматическими комплексами, причем эта связь наиболее четко устанавливается на участках, глубоко обнаженных эрозией (Центральный Казахстан, Восточный Саян, Забайкалье, Становой хребет, Алданский щит и др.).

Среди структурных форм, сложенных молассами, для нас особый интерес представляют молассовые синклиории. Они занимают внутреннее (межгорные прогибы) и внешнее (предгорные прогибы) положение по отношению к эпигеосинклинальной орогенной области, обладают линейной формой в плане, асимметричным строением в разрезе. К ним относятся Предальпийский, Предкарпатский, Предкопетдагский, Предзагросский (Месопотамский), Предкиртхарский и Предсулейманский предгорные прогибы, Среднекуринский, Кучано-Мешхедский и другие межгорные прогибы, прогиб р. По, тыловые прогибы Мекрана и др.

В областях палеозойской складчатости СССР к этой же категории структур следует отнести впадины Предуральского прогиба: Бельскую, Соликамскую, Северо-Уральскую, Воркутинскую, Карагандинский синклиорий, девонские молассовые унаследованные прогибы Алтае-Саянской области, позднеордовикско-силурий-

ские молассовые прогибы Казахстано-Киргизских каледонид, вендские прогибы байкалид по обрамлению Сибирской платформы (Патомский, Жуинский и др.).

По размерам, форме в плане и некоторым другим характеристикам молассовые синклинии любого возраста оказываются близкими к синклинориям, сложенным геосинклинальным комплексом (флишевым, сланцевым и др.). Характер осадочного заполнения дает возможность различать синклинии геосинклинальные и молассовые, но общие морфологические признаки, характерные для этих структур, их сближают. Между собственно геосинклинальным и молассовым комплексом в синклинориях наблюдается тесная связь.

В осевых частях многих флишевых синклинориев, сложенных наиболее молодыми геосинклинальными формациями, обнаруживается переход верхних горизонтов разреза в молассы. Подобная картина наблюдается в Восточных Карпатах. Молассовый комплекс здесь редуцирован (присутствует лишь его нижняя часть). В осевой части Магнитогорского синклинория также присутствуют орогенные формации среднего — верхнего карбона, достигающие значительной мощности. Очень тесная связь между морскими геосинклинальными отложениями и молассовыми угленосными сериями отмечается в Карагандинском синклинории, где каменноугольные угленосные молассы завершают разрез единого структурного комплекса. Таким образом, разрез обычных "немолассовых" синклинориев иногда завершается молассой, тесно связанной с подстилающим комплексом.

В собственно молассовых синклинориях нижняя часть молассового комплекса также тесно связана с подстилающими геосинклинальными формациями. Это устанавливается в Предальпийском (Трюмпи, 1965) и Месопотамском прогибах (James, Wind, 1965), в прогибах Белуджистанской геосинклинальной системы (Воскресенский и др., 1971), в Северных Апеннинах (Bortolotti et al., 1970), в Предуральском (Хворова, 1960; Горский, 1966) и Прибайкальском краевых прогибах (Клитин, Павлова, 1970), Предкарпатском прогибе (Михайлов, 1951). В.П. Горский (1966) в истории формирования Предуральского прогиба выделил две стадии: начальную — с флишем и последующую — с молассой. Характерно, что в молассовых сериях, слагающих синклинории, обычна тонкая ритмичность, сближающая молассы с флишем.

А.А. Богдановым, И.В. Хворовой, Р.Г. Гарецким и А.Л. Яншиным обращено особое внимание на первоначально глубоководный характер осадконакопления во впадинах Предуральского прогиба. В начале раннепермской эпохи Бельская и Соликамская впадины представляли собой относительно узкие глубоководные желобообразные прогибы, в осевой зоне которых накапливались маломощные кремнисто-карбонатные осадки. В это же время на восточном борту прогиба происходило накопление грубообломочных пород, которые со стороны Уральского поднятия сгружались в желоб. Таким образом, к началу орогенного этапа прогиб существовал как глубоководный желоб, и только в течение орогенного этапа он оказался заполненным молассовым рядом формаций.

Существование глубоководного желоба к началу орогенного этапа является очень важным показателем, свидетельствующим об отсутствии принципиальных различий между прогибами, где накапливались геосинклинальные формации, и прогибами, куда поступал грубообломочный материал. Этот вопрос особенно важен, потому что краевые прогибы нередко рассматриваются как структуры компенсационные, возникающие под тяжестью моласс на опущенном краю платформы в эпоху горообразования в соседней геосинклинальной области.

Опубликованные сведения о краевых прогибах (Пушаровский, 1959) не противоречат представлениям о том, что многие из них к началу орогенного этапа уже существовали как элементы рельефа поверхности земной коры.

Так или иначе важно, что молассовый комплекс в некоторых случаях накапливался в прогибах, которые уже существовали как депрессий до начала общего орогенного этапа или формировались в орогенную эпоху. Развитие их вряд ли обусловлено явлением компенсации общего поднятия земной коры локальными погружениями вдоль глубинных разломов типа краевых швов.

Учитывая факты тесной связи геосинклинальных и молассовых формаций в разрезе молассовых синклинориев, мы полагаем, что главное различие в синклинориях

предопределено временем их формирования и, как следствие этого, — изменением относительной роли формации геосинклинального и орогенного классов в разрезе синклиналиев. В одном случае это "поздние" геосинклинальные прогибы, завершающие свой разрез молассой, т.е. замкнувшиеся после начала орогенного этапа. Молассовый комплекс в них редуцирован. В другом случае это такие же "поздние" прогибы, седиментация в которых происходила в орогенный этап развития геосинклинальной области. Они обладают сложным парагенезом молассовых формаций, включающим так называемые нижние и верхние молассы. Многие из этих структур возникли как прогибы до начала общего орогенеза. В третьем случае это прогибы молодые, возникшие после начала орогенного этапа. Нижняя часть молассового комплекса в них выпадает. В их разрезе преобладают континентальные генетические типы осадочных накоплений. Примером подобного рода структур может служить, вероятно, Алазанский прогиб.

Создается впечатление, что в основе своеобразия молассовых синклиналиев лежат не генетические особенности прогибов, а условия, в которых они закладывались и развивались. Если это был период общего погружения и морского осадконакопления, в прогибах образовывались морские геосинклинальные формации; в ходе эволюции прогибы превращались в обычные эпигеосинклинальные синклиналии. Если заложение прогибов "запаздывало" к началу общего поднятия земной коры, они заполнялись молассовыми формациями и превращались в молассовые синклиналии.

Е.Е. Милановский (1968), анализируя строение Среднекуринского прогиба и обращая внимание на его сложную складчатую структуру, огромные мощности молассового комплекса, необычную гравиметрическую характеристику, пришел к аналогичным выводам о существовании геосинклинального прогиба, заполненного молассой, который совмещает в себе генетические и структурные черты геосинклинали, и создающегося в итоге ее развития складчатого сооружения с формационными чертами (заполнение молассами) межгорных прогибов. "...Приобретение ряда признаков межгорного прогиба, очевидно, неизбежно для геосинклинального прогиба, период погружения которого затянулся почти до самого конца орогенного этапа, завершающего альпийский цикл геотектонического развития геосинклинального пояса Тетиса" (Милановский, 1968, с. 251).

В подтверждение тезиса о принадлежности молассовых синклиналиев к прогибам геосинклинального типа можно привести еще ряд доказательств. Как правило, геосинклинальные образования в молассовых синклиналиях дислоцированы конформно с молассовым комплексом. Почти повсеместно вдоль крыльев синклиналиев, сложенных неогеновыми отложениями, в ядрах антиклиналей обнажены подстилающие палеогеновые и меловые отложения, залегающие с одинаковыми углами наклона слоев. Подобная картина наблюдается во всех молассовых синклиналиях. Иногда зеркало складчатости очень пологое и зоны чередования неогеновых синклиналиев и мел-палеогеновых антиклиналей имеют значительную ширину (около 150 км во Внешнем Загросе). На крыльях молассовых синклиналиев, примыкающих к антиклинорным структурам, часты надвиги, в которых участвует молассовый комплекс. Многочисленные случаи надвигового строения, когда пластины флиша чередуются с пластинами моласс, известны в Предальпийском и Предкарпатском прогибах.

Неоднородность геосинклинальной области обычно объясняется тем, что ее структурные элементы находятся на разных стадиях тектонического развития. Этим, в частности, обусловлено разнообразие структуры современной геосинклинальной области Тихоокеанского пояса, где сосуществуют геоантиклинали и горные массивы, прогибы, заполняемые молассой, и глубоководные впадины, некомпенсированные осадконакоплением. Существование прогибов, в одних из которых происходило накопление толщ типа моласс, а в других — флишевых, карбонатных или терригенных серий, известно для разных геологических эпох. Возникает вопрос о том, следует ли морфологически сходные одновозрастные прогибы, сопряженные в пространстве, относить к разным генетическим типам на основании различий в их осадочном заполнении? Может быть, специфика их осадочного заполнения опреде-

ляется положением конкретных прогибов относительно более крупных положительных и отрицательных структур? По-видимому, различия в формационной характеристике прогибов связаны прежде всего с их местом в системе структур более высокого порядка. Об этом свидетельствуют случаи непосредственного перехода прогиба, который мы относим к категории краевых (Приараканский прогиб), в глубоководный геосинклинальный (Зондский желоб).

В качестве специфической черты, отличающей линейные краевые прогибы от геосинклинальных, обычно отмечается их асимметрия. При этом мы часто забываем, что примыкающие к платформе (или к жесткому срединному массиву) миогеосинклинальные прогибы не менее асимметричны. Именно из-за их асимметричности возникают трудности при проведении границы между перикратонным прогибом и миогеосинклиналью. В симметрии между молассовыми синклиниями и синклиниями геосинклинальными различий не существует.

Последнее, о чем следует сказать, проводя аналогию между геосинклинальными и молассовыми прогибами, это об их миграции в пространстве и времени. Характерной особенностью формирования краевых прогибов является их постепенная (скачкообразная) миграция в сторону платформы (Михайлов, 1951; Богданов, 1955; Пушаровский, 1959; и др.). Несомненно, что это очень важная закономерность в развитии краевых прогибов, но свойственна ли она только краевым прогибам? На многочисленных примерах можно показать, что в любой геосинклинальной области формирование "поздних" прогибов происходит таким образом, что ось наибольшего прогибания постепенно смещается в пространстве. В одних случаях это смещение происходит в направлении смежной платформы (Альпы, Карпаты, Северный Кавказ, Копетдаг, Урал), в других случаях — от платформ (Верхоянье). Крайнее положение в ряду пространственно смещающихся прогибов занимают прогибы, заполненные молассой.

Показательно в этом отношении развитие прогибов в Копетдаге. В палеогеновое время ось наибольшего прогибания была смещена к северу относительно своего положения в меловом периоде. В неогеновое время, когда формировался краевой прогиб, она сместилась еще севернее. Для мелового и палеогенового времени ось наибольшего прогибания фиксируется мощностями формаций геосинклинального комплекса, для неогенового — мощностью молассового комплекса. При смене геосинклинальных формаций молассовыми перестройки структурного плана не произошло, общая тенденция смещения прогиба, характерная для геосинклинального этапа, сохранилась на орогенном этапе. Создается впечатление, что пока медленно воздымавшееся и расширявшееся геоантиклинальное поднятие было невелико и невысоко, в прогибе происходило накопление морских геосинклинальных формаций, однако, как только поднятие настолько расширилось и выросло, что создало обилие обломочного материала, прогиб оказался погребенным под молассой, а водоотеснен (рис. 20).

Таким образом, многочисленные факты свидетельствуют об отнесении молассовых синклинириев к прогибам геосинклинального типа, развивавшимся в условиях общего поднятия земной коры. В связи с усиленным поступлением обломочного материала в ходе этого поднятия наиболее поздние геосинклинальные прогибы заполнялись молассой. Их принадлежность к структурам геосинклинального типа может быть доказана тем, что они развиты исключительно в пределах геосинклинальной области, в то время как остальные типы молассовых впадин не менее характерны и для эпиплатформенных орогенных областей.

Оценка генетической природы молассовых синклинириев нам представляется практически важной в том отношении, что указанные типы структур вмещают многочисленные нефтяные и газовые месторождения. Именно краевые прогибы и межгорные впадины рассматриваются как главнейшие нефтегазоносные структуры, и принадлежность территории к структурному элементу данного типа позволяет положительно оценивать перспективы ее нефтегазоносности. В настоящее время поисковые работы на нефть и газ ориентированы главным образом на обнаружение месторождений в пределах межгорных впадин, краевых прогибов и на платформах. Указанными типами структур очерчиваются контуры перспективных

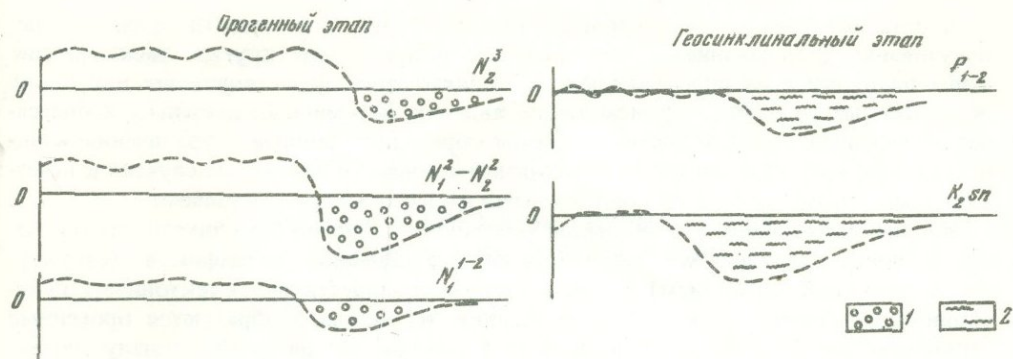


Рис. 20. Схема миграции прогиба Копетдага во времени

1 — молассовые формации; 2 — терригенные и карбонатные формации геосинклинального этапа

нефтегазоносных провинций и бассейнов. Области, занятые миогеосинклинальными складчатыми системами, на картах известных и возможных нефтегазоносных бассейнов СССР рассматриваются как бесперспективные (Брод и др., 1965; Успенская, Табасаранский, 1966; Еременко, 1968; и др.). По нашему мнению, нельзя полностью отвергать возможную нефтегазоносность синклиналиев, оформившихся на месте поздних миогеосинклинальных прогибов.

Наличие промышленной нефтегазоносности в Восточных Карпатах позволило выделить особый тип нефтегазоносных провинций — "остаточные прогибы в мегантиклинориях" (Успенская, Табасаранский, 1966). Генетическое родство миогеосинклинальных прогибов и молассовых синклиналиев дает возможность считать, что обе категории структур должны обладать промышленной нефтегазоносностью. При наличии коллекторов в разрезе и слабом метаморфизме осадков синклиналиевые структуры, образованные наиболее молодой частью разреза геосинклинального комплекса, должны рассматриваться в числе перспективных нефтегазоносных структур. Предпринятые шаги в направлении поисков нефтяных и газовых месторождений в миогеосинклиналях (Амурский и др., 1969) позволяют рассчитывать на то, что перспективы многих районов СССР, в первую очередь Верхояно-Чукотских мезозонид, в скором времени могут измениться при постановке там поисковых работ на нефть и газ. Поэтому перспективной может явиться обширная Яно-Индигирская синклинальная зона.

Несомненно, что в вопросе об орогенных формациях и структурах и о самом орогенном этапе на сегодняшний день остается много неясного и противоречивого. Но, по-видимому, мы скорее сможем приблизиться к пониманию многих закономерностей развития земной коры, если подойдем к оценке орогенного этапа как явления общего, проявляющегося одновременно в ее различных структурных зонах. Процессы, связанные с орогенным этапом, приводят к отмиранию геосинклинальных прогибов и к образованию орогенных структур в областях с предшествующим геосинклинальным или платформенным режимом тектонических движений.

Не исключена возможность, что "заключительный" этап в развитии геосинклинальной области наступает не вследствие логического завершения стадийно-направленного автономного развития геосинклинали, а в результате того, что геосинклинальная область (или ее часть) оказывается в сфере проявления иного процесса, приводящего к общему поднятию крупных зон земной коры (платформенных и геосинклинальных), процесса, контролирующего образование орогенных поясов. Пересечение зарождающимся орогенным поясом участков геосинклинальных структур приводит к воздыманию этих участков, к заполнению наиболее поздних геосинклинальных прогибов молассой и их отмиранию, к формированию наложенных молассовых впадин и горных поднятий, аналогичных по всей площади орогенного пояса, вне зависимости от того, оказались ли в зоне этого пояса участки платформ, геосинклинальных систем или бывших орогенных структур.

В зоне орогенного пояса происходит коробление поверхности земной коры, вспучивание (всплывание) одних участков и проседание других, раскалывание коры на блоки с их перемещением по линиям ранее существовавших или вновь образованных разломов. Происходящие явления, несомненно, связаны с процессами перераспределения вещества в земной коре, приводящими к увеличению мощности коры под горными сооружениями и утонению (в некоторых случаях к исчезновению) "гранитного" слоя под крупными молассовыми котловинами.

Вполне естественно, что явления, связанные с орогенезом внутри орогенического пояса, должны характеризоваться определенной спецификой (структуры, деформации, магматизм) в зависимости от предшествующей тектонической истории и от степени подвижности основания, на котором образуются орогенные структуры, т.е. от того, являлся ли данный участок земной коры к началу орогенного развития геосинклинальной системой, складчатой областью, еще не покрытой платформенным чехлом, или же это была типичная платформа.

Глава VII

ТИПЫ ПАРАГЕНЕЗИСОВ ГОРНЫХ ПОРОД И УСЛОВИЯ ИХ ОБОСОБЛЕНИЯ

ПАРАГЕНЕЗИСЫ ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ

Выполненная работа позволяет рассмотреть вопрос о соподчиненности парагенетических ассоциаций горных пород, выделяемых при формационном анализе. Каждому исследователю приходится сталкиваться с необходимостью четкого разграничения объемов понятий при работе с геологическими формациями. Иерархические отношения в объектах, явлениях и соответствующих им понятиях существуют среди органической и неорганической природы. Определенная иерархия понятий нашла свое отражение в систематике органического мира, созданной К. Линнеем. Подобного типа иерархия в понятиях принята и для других природных объектов. Изучая тектонические структуры, мы всегда выделяем среди них формы разных порядков от самых мелких до глобальных, причем мелкие структуры входят в состав более крупных. Так, например, четкая иерархия отражена в понятиях: антиклиналь — антиклинорий — мегантиклинорий — складчатая система, хотя границы между указанными понятиями бывают условными. Неоднократно поднимался вопрос о соподчиненности понятий в учении о фациях и формациях (Херасков, 1952; Наливкин, 1955; Шатский, 1960; Крашенинников, 1962; Косыгин, 1964; Боголепов, 1970; Вотах, 1972; Драгунов, 1973; и др.). Некоторые точки зрения по данному вопросу приведены в табл. 2.

Каждая парагенетическая ассоциация горных пород находится в тесной связи с другими парагенетическими ассоциациями, образуя ассоциации более высоких рангов. Для того чтобы понять природу парагенетической ассоциации пород, необходимо прежде всего найти ее место в цепочке связанных с ней ассоциаций такого же ранга. Безусловно, что сравнительный анализ двух парагенетических ассоциаций пород будет успешным в том случае, когда обе сравниваемые ассоциации занимают одинаковое положение в иерархической лестнице как два объекта, сравнимые по своим масштабам.

Парагенетические ассоциации горных пород могут быть самого разного объема и ранга: от ритма флишевой или угленосной паралической серии до осадочной оболочки в целом, которая также представляет собой не что иное, как парагенетическую ассоциацию разнообразных отложений. Далеко не ясно, какого ранга парагенетическую ассоциацию следует называть формацией, какую — частью формации, а какая ассоциация сама является парагенезисом формаций. Для успешного анализа формаций важно установить единицы в иерархии парагенезисов горных пород. Причины, обуславливающие различное понимание объемов единичных парагенетических ассоциаций пород — формаций, объясняются несовпадением задач формационных исследований и неопределенностью формулировок понятия "формация".

В работе в качестве основных парагенезисов горных пород приняты ассоциации, близкие по объему к свите. Они являются конкретными формациями, ими приходится оперировать в целях палеотектонических реконструкций. Каждая единичная парагенетическая ассоциация пород, выделяемая в качестве конкретной формации, занимает определенное пространство.

В геосинклинальных областях прошлого площади тел формаций, обособленных в связи с развитием элементарных прогибов (поднятий), составляют первые

Иерархия некоторых понятий

Л.С. Берг, 1945	Фация → аспект → ландшафтная зона
Д.В. Наливкин, 1955	Фация → серия → нимия → формация
Г.Ф. Крашенинников, 1962	Генетический тип → формация
Н.С. Шатский, 1955, 1960	Минерал → горная порода → <u>генетические типы отложений → формация → парагенезис формаций</u> Ассоциация горных пород
К.В. Боголепов, 1970	Горная порода → ассоциация горных пород → структурный ярус → сегмент осадочной оболочки (платформа, складчатая область и т.д.) (пласт, пачка) (формация) (набор формаций)
О.А. Вотах, 1972	Атом → молекула → минерал → порода → петрографическая формация → группа формаций → главный структурный комплекс → → платформы, складчатые области и т.д. → океаны и континенты
Н.П. Херасков, 1952, 1965	Горные породы → формации → комплексы формаций Формации → классы формаций

десятки тысяч квадратных километров; площади формаций на платформах — сотни тысяч квадратных километров. Полученная размерность совпадает с объемами современных формаций в океанах (Безруков, Мурдмаа, 1971). При этом наблюдается четкая связь пространственного положения отдельных типов формации с формами рельефа дна, а следовательно, с элементарными тектоническими структурами внутри климатических зон. Конкретные формации локализуются на склонах островных дуг, в глубоководных желобах, у подножия континентального склона, выстилают днища геосинклинальных и океанических котловин, шельфовые террасы и т.д. (Безруков, Мурдмаа, 1971).

Примерно одновозрастные формации образуют непрерывный латеральный ряд, занимающий все области одновременного осадконакопления на поверхности Земли, составляя один из слоев осадочной оболочки коры. Такой ряд можно рассматривать как гигантское геологическое тело очень сложных очертаний. Подобные концентрически наложенные тела составляют осадочную оболочку земной коры. Каждая конкретная геологическая формация, представляя собой парагенетическую ассоциацию горных пород, выступает как единичный "кирпичик" в общей постройке осадочной оболочки земной коры, как составная часть общего парагенезиса.

Размеры конкретных формаций, измеряемые десятками и даже сотнями тысяч квадратных километров, ничтожны по сравнению с общей площадью современного морского осадконакопления, составляющей сотни миллионов квадратных километров. Напрашивается вопрос о том, заполнены ли современные крупнейшие отрицательные структуры беспорядочной мозаикой тел осадочных формаций, составляющих гигантский парагенезис Мирового океана, или в расположении формаций существуют закономерности, позволяющие объединить тела конкретных формаций в парагенезисы формаций, последние — в еще более крупные парагенезисы и т.д.? В предшествующих разделах было показано, что такие закономерности существуют. В соответствии с формой главных парагенетических связей между смежными формациями выделяются два типа парагенезисов формаций: структурно обусловленные и климатически обусловленные. Рассмотрим роль структурного фактора при обособлении парагенезисов формаций.

Структурные элементы земной коры различаются по размерам. Положительные и отрицательные конседиментационные структуры, контролирующие осадконакопление, образуют непрерывный ряд от небольших антиклиналей и синклиналей до материковых массивов и океанических впадин. Каждая более крупная форма объединяет относительно более мелкие структурные формы.

Связь парагенетических ассоциаций горных пород с тектоническими структурами очевидна, но, поскольку такая связь существует и структурные формы контролируют осадконакопление, поэтому выделяемым порядкам тектонических структур должно соответствовать несколько порядков парагенетических ассоциаций горных пород, занимающих промежуточное положение между конкретной формацией и слоем осадочной оболочки планеты.

Основой группировки конкретных формаций в более крупные парагенезисы является сопряженность их тел и соседство в едином латеральном ряду. Следовательно, при группировке конкретных формаций в парагенезисы на первое место выходят пространственные связи, но в зависимости от того, какую генетическую природу имеют эти связи, величины тел парагенезисов формаций оказываются различными.

На первой ступени связь между формациями в их латеральном ряду контролируется элементарной структурой (прогибом, поднятием), с развитием которой связано обособление парагенезисов горных пород. Подобные парагенезисы формаций можно именовать элементарными ассоциациями формаций. Конкретные формации, входящие в элементарную ассоциацию, обычно связаны зонами взаимопереходов. Тела элементарных ассоциаций формаций имеют неправильно изометричную (в плане) пластообразную форму площадью в сотни тысяч квадратных километров или ленточную линзовидную форму площадью в десятки тысяч квадратных километров, что соответствует размерности структур типа

геосинклинальных прогибов, глубоководных желобов, глубоководных геосинклинальных котловин, впадин краевых прогибов, синеклиз и соответствующих им положительных структур.

Структурные связи, объединяющие три-четыре конкретные формации в элементарную ассоциацию, характерны для сакмарско-артинских отложений южных впадин Предуралья, краевого прогиба, юрских отложений Горного Крыма, Большого Кавказа, мезозойских отложений южных синеклиз Восточно-Европейской платформы и многих других структур. Подобные связи выступают на литолого-фациальных картах, отражающих литологический состав разновозрастных отложений, близких по объему к конкретным формациям (Атлас..., 1961, 1962, 1967, 1968).

Климатические связи в парагенезисе формаций одной элементарной ассоциации в геосинклинальных структурах сводятся к нулю, поскольку климатический фактор одинаково сказывается на площади, значительно более крупной, чем площадь, занятая элементарной геосинклинальной структурой.

Тела элементарных структурных ассоциаций могут быть объединены в системы элементарных ассоциаций формаций, протягивающиеся в пространстве на многие тысячи километров вдоль однотипных структурных элементов (например, вдоль островных дуг или системы глубоководных желобов).

Более высокая степень парагенезиса формаций, объединяющая элементарные ассоциации, их системы, а также отдельные конкретные формации, образует региональную ассоциацию формаций. Связи между конкретными формациями, входящими в состав региональной ассоциации формаций, прежде всего структурные. Они выражены в общности внутреннего строения смежных ассоциаций пород, в морфологии тел формаций, в повторяемости в пространстве одинаковых типов формаций, в общности продуктов магматизма.

Региональные ассоциации формаций образованы формациями одного тектонического класса (по Н.П. Хераскову). Тела региональных структурных ассоциаций формаций пространственно связаны с геосинклинальными и орогенными поясами материковыми платформами, океаническими платформами (плитами), срединно-океаническими хребтами. Характерно, что тело региональной ассоциации на платформе состоит из тел, имеющих в плане неправильно изометричную, серповидную, реже — линейную форму относительно крупных размеров. В геосинклинальных поясах оно состоит из неправильно изометричных тел, достаточно крупных, перемежающихся с небольшими линейными телами. Различные по форме тела слагают региональную ассоциацию формаций орогенных поясов, причем само тело региональной ассоциации имеет в плане весьма причудливую, сетчатую форму в связи с прерывистым расположением отрицательных структур в орогенных поясах.

Занимая большие площади на поверхности планеты, тела региональных (геосинклинальных платформенных, орогенных) ассоциаций оказываются расположенными неоднозначно относительно ландшафтно-климатических зон, в результате чего внутри данной категории парагенезисов между конкретными формациями обнаруживаются не только структурные, но и климатические связи. В одних случаях климатические связи проявляются слабо (широтный мезозойский бассейн Тетис), в других — они обуславливают делимость структурной ассоциации на несколько частей в связи с положением бассейна осадконакопления в различных климатических зонах (западная часть современного Тихоокеанского геосинклинального пояса).

Телами геосинклинальных, платформенных и орогенных ассоциаций формаций заполнены крупнейшие отрицательные и положительные структуры земной коры: впадины океанов и континентальные массивы. Совокупность ассоциаций формаций, приуроченных к крупнейшим структурным элементам планеты, составляет гигантские парагенезисы формаций. Латеральный ряд формаций, обособленный в связи с развитием материков и океанов, может быть назван гигантской структурной ассоциацией формаций (панассоциацией).

Таким образом, структурные связи лежат в основе следующих парагенезисов формаций: элементарной ассоциации формаций, системы элементарных ассоциаций формаций, региональной ассоциации формаций, гигантоструктурной ассоциации

(панассоциации) формаций. Выделенные парагенезисы формаций соответствуют элементарному прогибу (поднятию), системе прогибов (поднятий), геосинклинальной (платформенной) области, океанической впадине, развитие которых привело к обособлению парагенезисов сопряженных формаций.

При анализе вещественного состава формаций, входящих в различные региональные структурные ассоциации, обнаруживается вторая категория связей между соседствующими формациями. В основе этих связей лежат процессы, обусловленные литогенезом в различных ландшафтно-климатических зонах планеты.

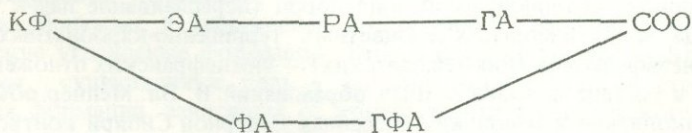
В главах II и III показано, что в северной периферической зоне ранне- и среднеюрского бассейна Тетис в генетических различных структурах (на плитах древних и молодых платформ, на срединных массивах и в геосинклинальных прогибах) происходило накопление различных структурных типов формаций. Но вещественный состав конкретных формаций, локализующихся в элементарных платформенных и геосинклинальных структурах, оказался подчиненным общему седиментационному фону. В данном случае выявляются же иные связи между отдельными формациями, определяющиеся единством признаков общего седиментационного фона. Главное значение в этих связях принадлежит климатическому фактору. Тектоническим фактором регулируются поступление в бассейн обломочного материала, глубина бассейна, степень обособленности от остальной части океана, вулканизм и т.д.

Латеральные ряды конкретных формаций, обладающих единством признаков общего седиментационного фона, составляют тела фоновых ассоциаций формаций, которые пространственно занимают части крупнейших структур земной коры, неоднородных по тектоническому режиму (Цейслер, 1972).

Фоновые ассоциации формаций (карбонатные, терригенно-глауконитовые, мергельно-меловые, угленосные, глинисто-кремнистые и др.) объединяются в более крупные парагенезисы, пространственно локализованные в связи с зональностью проявления одного из типов литогенеза (Страхов, 1963) в крупнейших структурных формах на площади материков и океанов. Эти более крупные ассоциации формаций в совокупности образуют те же гигантоструктурные ассоциации формаций материковых глыб и океанических впадин.

Сравнительное изучение материковых и океанических (в широком смысле слова) ассоциаций формаций позволяет устанавливать общие связи между характером осадочного процесса на континенте и в океане.

Ступенчатость в парагенезисах формаций может быть представлена в виде схематического ряда



где КФ – конкретная формация; ЭА – элементарная ассоциация формаций; РА – региональная ассоциация формаций; ГА – гигантоструктурная ассоциация формаций; ФА – фоновая ассоциация формаций; ГФА – гигантская фоновая ассоциация формаций; СОО – слой осадочной оболочки.

Мы рассмотрели несколько порядков парагенезисов формаций, которые устанавливаются при анализе латерального ряда формаций, слагающих слой осадочной оболочки коры. Вероятно, для тел ассоциаций конкретных формаций каждого ранга следовало бы предложить специальные термины, в зависимости от морфологических особенностей, размерности и соответствия формационного тела определенной категории структурных форм. Необходимость разработки морфологической классификации формаций и парагенезисов формаций на основе различных типов парагенетических связей вполне назрела, и она будет способствовать развитию палеотектонического анализа.

Фоновые ассоциации формаций геологического прошлого

Представление о фоновых парагенезисах, возникшее на основе анализа мезозойских и кайнозойских отложений Тетис, может быть дополнено хорошо известными примерами парагенезисов пород более древних отложений, как морских, так и континентальных. Распространение литологически однородных парагенезисов горных пород в структурах геосинклинальных областей и на платформах на определенных стратиграфических интервалах издавна используется как литологический критерий для корреляции стратиграфических разрезов, расположенных на площади одного бассейна осадконакопления. Хорошо известно широкое распространение железистых кварцитов в прогибах раннепротерозойского возраста на обширных пространствах современных материков. Причины этого явления далеко не ясны: существуют многочисленные гипотезы, пытающиеся объяснить повышенное содержание железа в осадках нижнего протерозоя, вплоть до предположения о выпадении магнетитовых шариков из космоса (по М.И. Калганову).

Не менее известно широкое распространение водорослевых карбонатных (доломитовых) комплексов в верхних частях рифейских осадочных серий на Восточно-Европейской платформе, Урале, Енисейском кряже, Сибирской платформе.

Примером фоновой ассоциации формаций являются темные глинистые толщи силура, состоящие из граптолитовых сланцев в различных структурных зонах Евразии. Вероятно, к категории фоновой ассоциации формаций относятся известняковые формации фамена — турне в разнообразных структурах Казахстана и Урала и на Восточно-Европейской платформе. О наличии фоновой ассоциации девонских формаций в Северной Сибири можно судить на основании работы В. Вл. Меннера (1969). Он отмечает изменения мощностей разновозрастных отложений при переходе от Сибирской платформы к обрамляющим геосинклинальным структурам, а также некоторые изменения в литологическом составе отложений. При этом он подчеркивает: "Вместе с тем указанные различия не могут заслонить от нас и довольно большую степень сходства девонских осадочных образований, сформировавшихся в различных тектонических областях Северной Сибири. Причем степень этого сходства гораздо значительнее той, которая обычно свойственна разновозрастным осадкам соседних платформенных и геосинклинальных областей" (Меннер, 1969, с. 87). Сходство в разрезах этот автор видит во временном совпадении моментов регрессий и трансгрессий в различных структурах и в повсеместном распространении единой характерной ассоциации пород (переслаивание пачек засоленных пестроцветных и морских сероцветных терригенно-карбонатных пород) в разрезе верхнеэфельских (нижнеживетских) — нижнефранских отложений.

Сходство в составе разновозрастных образований В. Вл. Меннер объясняет тем, что осадконакопление в девонских бассейнах Северной Сибири контролировалось движениями, которые приблизительно одновременно и однонаправленно проявлялись как на Сибирской платформе, так и в геосинклинальных областях, отличаясь в последних большей интенсивностью прогибаний. Общий тип крупной ритмичности, позволяющий коррелировать разрезы девонских отложений на Восточно-Европейской и Северо-Американской платформах, С.В. Тихомиров (1968) связывает с периодическими изменениями уровня Мирового океана.

Среди докаменноугольных фоновых ассоциаций формаций в аридных и гумидных зонах распространены красноцветные формации (Анатольева, 1972). Начиная с карбона появляется угленосная ассоциация формаций. Таким образом, тип фоновых ассоциаций формаций эволюционировал в истории Земли.

Следует подчеркнуть, что фоновые ассоциации формаций, выделяющиеся среди морских отложений, особенно четко проявляются в составе континентальных и прибрежноморских осадков, чутко реагирующих на изменение климатической обстановки. Так, например, континентальные и прибрежно-морские отложения среднего — верхнего карбона на древних платформах и в разновозрастных складчатых областях СССР и Западной Европы объединяет их угленосность. В разновоз-

растных структурах — на древних платформах, байкалидах, салаиридах, каледонидах и герцинидах, а также в генетически различных прогибах — в краевых и межгорных прогибах, в наложенных впадинах и унаследованных синклинориях мы встречаемся с угленосными формациями паралического и лимнического типов. Тунгусская синеклиза, Тасеевская, Тенизская, Джезказганская и Минусинские впадины, Тувинский, Кузнецкий и Донецкий прогибы, зона субварисийского передового прогиба (впадины Силезии и Рура), межгорные впадины в Судетах и на Чешском массиве, а Астурии, впадины и прогибы Великобритании — вот далеко не полный перечень структур, в которых благодаря гумидному климату и полной компенсации прогибания осадконакоплением происходило накопление угленосных формаций.

В данном случае угленосность создает "лицо" осадочных формаций, составляющих единую фоновую ассоциацию. Климат как фактор, контролирующий осадконакопление, объединяет парагенезисы, обособившиеся в самых разнообразных тектонических структурах: платформенных, орогенных, собственно геосинклинальных (?).

Если перейти на более высокий уровень парагенезисов горных пород и тектонических структур, т.е. рассматривать Евразийский материк как единую структуру земной коры, а континентальную гигантоструктурную ассоциацию формаций верхнего палеозоя как единое целое, в ее строении видны две фоновые ассоциации формаций: гумидная угленосная и аридная красноцветная. Изменение парагенезисов горных пород в связи с климатической зональностью приводит к тому, что в Тунгусской синеклизе и Воркутинской впадине пермские отложения представлены угленосными формациями (разного структурного типа), а в более южных и западных районах Евразии разновозрастные толщи образованы красноцветными терригенными, пестроцветными и соленосными формациями. Смена типов пермских формаций вдоль Предуральского прогиба от соленосных (на юге) к угленосным (на севере) впервые объяснена Н.М. Страховым (1945) на основе позднепалеозойской климатической зональности.

Конкретные угленосные формации, образующиеся в гумидной зоне континента (пояс угленакопления, по П.И. Степанову), существенно отличаются одна от другой в зависимости от двух обстоятельств: положения области относительно края материковой суши и тектонической природы области осадконакопления. Первое обстоятельство влияет на вещественный состав парагенетических ассоциаций в том отношении, что в разрезе угленосных формаций окраинно-материковых областей (прибрежных равнин) присутствуют мелководные морские отложения, в том числе карбонатные (паралические угленосные формации). В прогибах, занимающих внутриматериковое положение, развиты иные генетические типы отложений; морские карбонатные и терригенные отложения в парагенезисах отсутствуют (лимнические угленосные формации). Второе обстоятельство (тектоническая природа) играет существенную роль в формировании состава и строения разреза угленосных формаций, зависящих от контрастности тектонического рельефа, скорости, амплитуды, направленности и дифференцированности тектонических движений.

В конечном счете угленосные формации оказываются существенно непохожими одна на другую. В конкретных структурах они различаются по типам слагающих их терригенных и глинистых пород, соотношению типов пород в разрезе и характеру ритмичности угленосных серий, по мощностям, площадям и форме тел формаций, а также по степени угленасыщенности и выдержанности пластов на площади, степени эпигенетических изменений пород, наличию продуктов вулканизма, характеру последующих дислокаций угленосных формаций и т.д.

Прежде чем перейти к характеристике современных океанских формаций, хотелось бы отметить, что общий характер седиментации в морях Северного Ледовитого и Тихого океанов, омывающих Евразийскую сушу с севера и востока, во многом сохранил свои черты с мезозоя и палеогена (Атлас..., 1967, 1968). Среди осадков окраинных морей Северного Ледовитого океана преобладают терригенные алеврито-пелитовые илы. Как известно, для отложений юры, мела и палеогена по всему обрамлению Северного Ледовитого океана также харак-

терны серые и темные глинистые и глинисто-песчаные (алевроитовые) осадки с глауконитом по всему разрезу (Боголепов, 1967; Гольберт, 1968), а также кремнистые породы (трепелы, опоки) в верхнем мелу и эоцене (Дистанов, Копейкин, 1971). Значительные по мощности прослои карбонатных пород среди них отсутствуют. Вещественный состав отложений, накапливавшихся в Полярном бассейне, отражен в формационной характеристике чехла Западно-Сибирской плиты. Последняя на протяжении почти всего мезозоя и палеогена развивалась как крупнейший по своим размерам "залив" Северного Ледовитого океана.

Специфика мезозойского — палеогенового осадконакопления на северо-западе Тихого океана выражается в повышенной кремнистости разреза, в широком распространении кремнисто-терригенных отложений. Очень характерно, что среди современных осадков морей северо-западной части Тихого океана преобладают кремнисто-терригенные илы. Все это еще раз свидетельствует о постоянстве процессов седиментации в мезозое — кайнозое и о постоянстве факторов, контролирующих эти процессы.

Парагенезисы осадков современных океанов

По характеристике современных и новейших формаций океанов имеется ограниченное число работ (Безруков, 1970, 1974; Безруков, Мурдмаа, 1971; Лисицын, 1974). Авторы в силу ряда обстоятельств, прежде всего в связи с редкой сетью колонок донных осадков, в качестве формаций выделяют очень крупные парагенезисы пород, соответствующие в ряде случаев парагенезисам формаций. Объемы парагенетических ассоциаций, выделяемых в качестве формаций, можно представить на основе материалов, приведенных в статье П.Л. Безрукова и И.О. Мурдмаа (1971). Авторы группируют формации в пять крупных классов в соответствии со структурными элементами, выделяющимися в океанических бассейнах. Представляют интерес данные о глубинах накопления отдельных формаций и их структурном положении. Конкретный фактический материал по распространению современных осадков в океанах имеет особую ценность при формационном анализе любой складчатой области.

По мнению П.Л. Безрукова (1974), образование латеральных рядов формаций в океанах контролируется изменением тектонических типов структур дна, глубинной ложа океана, удаленностью от источников поступления терригенного и вулканогенного материала, а также группой океанологических факторов, к которым П.Л. Безруков относит биологическую продуктивность вод, состав осадкообразующих организмов и др. Почти во всех работах он подчеркивает подчиненность осадкообразования в океанах климатической зональности.

Анализируя современное распространение типов океанских формаций, П.Л. Безруков и И.О. Мурдмаа (1971, с. 124) пишут: "...Среди них имеются сходные по набору пород, но развивавшиеся в принципиально различных тектонических областях. Так, например, были выделены терригенные существенно турбидитные формации геосинклинальных котловин и желобов и расположенных за их пределами приконтинентальных абиссальных равнин; рифовые формации шельфов, хребтов талассократонов и геоантиклинальных островных дуг и т.д. Существование литологически близких формаций в различных тектонических областях не дискредитирует тектонического принципа выделения крупных классов формаций. Оно лишь указывает на существование более общих "надформационных" (планетарных) закономерностей осадкообразования, которые проявляются в разных тектонических областях, причем всегда несколько по-разному...". Вместе с тем авторы отмечают имеющиеся различия в наборах формаций одного тектонического класса, причем эти различия хорошо увязываются с климатической зональностью осадконакопления. Оценивая роль климата в геосинклинальном осадкообразовании, И.О. Мурдмаа (1971) приходит к выводу, что однотипное проявление климатических факторов сближает геосинклинальный седиментогенез с океанским; напротив, эндогенные факторы (тектонический рельеф, вулканизм, сейсмичность, состав пород питающих провинций) определяют отличия седиментогенеза в геосинклинальных областях и в талассократонах.

Рассмотрим формации современных геосинклинальных областей. П.Л. Безруков и И.О. Мурдмаа (1971) на площади кайнозойских геосинклинальных систем выделяют три структурных класса формаций: а) субокеанские — котловинных морей); б) островных гряд — геоантиклинальные; в) океанских желобов. Формации котловинных морей по большинству признаков близки к формациям приконтинентальных абиссальных равнин, отличаясь наличием прослоев вулканического материала андезито-базальтового (главным образом) и липарито-дацитового состава. В boreальной зоне (Берингово, Охотское моря) это главным образом терригенные и кремнистые диатомовые осадки, в тропической и субтропической зонах (Восточно-Китайское море и моря Индонезии) — фораминиферовые карбонатные осадки.

Формации островных гряд отличаются грубозернистостью осадков, резкой фациальной изменчивостью и большими колебаниями мощностей (в тысячи метров). В boreальной зоне это терригенные и вулканокластические андезитовые формации, в тропической зоне — карбонатно-вулканогенные и рифовые.

Формации глубоководных желобов, сопряженных с островными грядками, прежде всего характеризуются слоистыми турбидитовыми толщами с тонкой ритмичной слоистостью. В парагенезисах участвуют глинистые, обломочно-глинистые, обломочно-терригенные и туффитовые осадки, вулканические пеплы, диатомовые и карбонатные илы. Состав осадков желобов, как отмечают П.Л. Безруков и И.О. Мурдмаа, зависит от климатической зональности, а также от близости и мощности источника питания терригенным и вулканогенным материалом.

Анализ карт современного осадконакопления показывает, что в основе пространственного распространения современных осадков лежат общие причины, обусловленные рельефом и батиметрическими отметками дна, взаимным расположением глобальных тектонических структур, климатической зональностью и океанскими течениями. Только в тектонически дифференцированных зонах, выраженных относительно узкими линейными глубоководными прогибами и полосами островных гряд и подводных возвышенностей (области современных геосинклинальных структур Тихоокеанского пояса), общий характер осадконакопления оказывается подавленным местными особенностями, которые выступают на передний план. Это связано с высокой тектонической активностью современных геосинклинальных структур. Характеристики современных формаций в различных структурных элементах земной коры показывают, что всегда и везде состав и строение ассоциаций пород контролируются двумя группами факторов: а) общими, одинаково сказывающимися на площади нескольких структурных элементов, находящихся в парагенетических взаимоотношениях, и б) местными, связанными с индивидуальными условиями развития данной элементарной структуры. Первая группа факторов создает общий седиментационный фон на суше и в водном бассейне; вторая — обуславливает преобразование фона в конкретной тектонической обстановке. Главнейшее значение в первой группе факторов имеют:

- 1) положение поверхности осадконакопления относительно уровня океана;
- 2) общая климатическая зональность и характер распределения теплых и холодных океанских течений;
- 3) положение участка относительно материковой суши, наличие мощных источников питания терригенным материалом (устья крупных рек);
- 4) площадной вулканизм;
- 5) эволюция пороодообразующих организмов.

Ко второй группе факторов, по-видимому, следует отнести:

- 1) положение прогиба (поднятия) среди смежных структур, их взаимную ориентировку и ориентировку по отношению к морским течениям;
- 2) контрастность, дифференцированность тектонического рельефа;
- 3) наличие местных источников сноса и их геологическое строение;
- 4) локальный вулканизм;
- 5) сейсмичность.

Первая группа факторов, одновременно проявляющихся на больших площадях, объединяет парагенезисы горных пород, влияние второй группы направлено на дифференциацию осадочных комплексов.

Учитывая воздействие перечисленных факторов, можно сделать предположение о характере седиментационного "фона" и о степени и направлении его преобразования в контурах того или иного прогиба (поднятия). В зависимости от конкретных тектонических и геологических условий на базе одного и того же "фона" возникают разные формации, но их различия определенным образом регламентированы.

Имеющийся материал показывает, что формации нельзя рассматривать и изучать автономно, в отрыве от смежных с ними формаций. Каждое формационное тело совместно с окружающими его телами образует парагенезисы более крупного ранга — парагенезисы формаций.

МОДЕЛИ ОБОСОБЛЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ

Задавшись определенным стратиграфическим диапазоном, структурными характеристиками прогиба (поднятия) и его местоположением в изученном нами мезозойском бассейне Тетис, можно теоретически представить вероятный тип осадочной формации, развитой на интересующей нас тектонической структуре. Опираясь на знание общих закономерностей осадконакопления в бассейне, можно реконструировать его частные условия. Например, можно с полной уверенностью говорить о том, что в ареале терригенной ассоциации формаций нижней — средней юры северной периферии бассейна Тетис мы не встретим формации карбонатного и терригенно-карбонатного флиша, карбонатно-кремнистые и соленосные формации, в то время как возможность присутствия формации органогенных известняков, связанной с подводными поднятиями, не исключена.

Изучение частной осадочной формации в совокупности с окружающими ее формациями, т.е. внутри парагенезиса формаций, в который она входит, позволяет правильно оценить генезис формации. Только обособленное изучение аспидной формации нижней юры Большого Кавказа могло привести И.В. Кириллову (1966) к неверным предположениям о происхождении аспидных сланцев.

Выделяя формации-индикаторы "фона", мы с большей уверенностью можем разобраться и ответить на вопрос: почему в одних случаях образуются терригенно-вулканогенные, а в других — карбонатно-вулканогенные формации. Литологические исследования осадочно-вулканогенных формаций (Хворова, 1963) обязательно должны учитывать фоновые парагенезисы формаций.

Учитывая данные о современном осадконакоплении, можно предположить следующие модели преобразования седиментационного фона бассейна в пределах элементарных прогибов и на поднятиях в мезозойском бассейне Тетис (рис. 21). При общем карбонатном осадконакоплении в зоне аридного климата (например, поздняя юра) в крупных окраинных прогибах платформ происходит накопление формации слоистых органогенно-обломочных и пелитоморфных известняков, которая наиболее полно отражает седиментационный фон бассейна. В узких прогибах, обрамленных кордильерами в виде островных гряд, накапливается терригенно-карбонатный флиш¹, а если кордильеры представляют собой подводные возвышенности — карбонатный флиш. На островной суше и в прибрежном мелководье формируются грубообломочные конгломератовые толщи, в удаленных от участков сноса обломочного материала некомпенсированных осадконакоплением прогибах — темные битуминозные известняки, кремнисто-карбонатные толщи, мергели. В связи с разломами, обуславливающими вулканизм, происходит накопление пелагических известняков, перемежающихся с лавами, а также карбонатно-кремнистых толщ и яшм. Поднятия контро-

¹ Вероятно, флиш накапливался также в подножии бывшего материкового склона (Леонов, 1972).

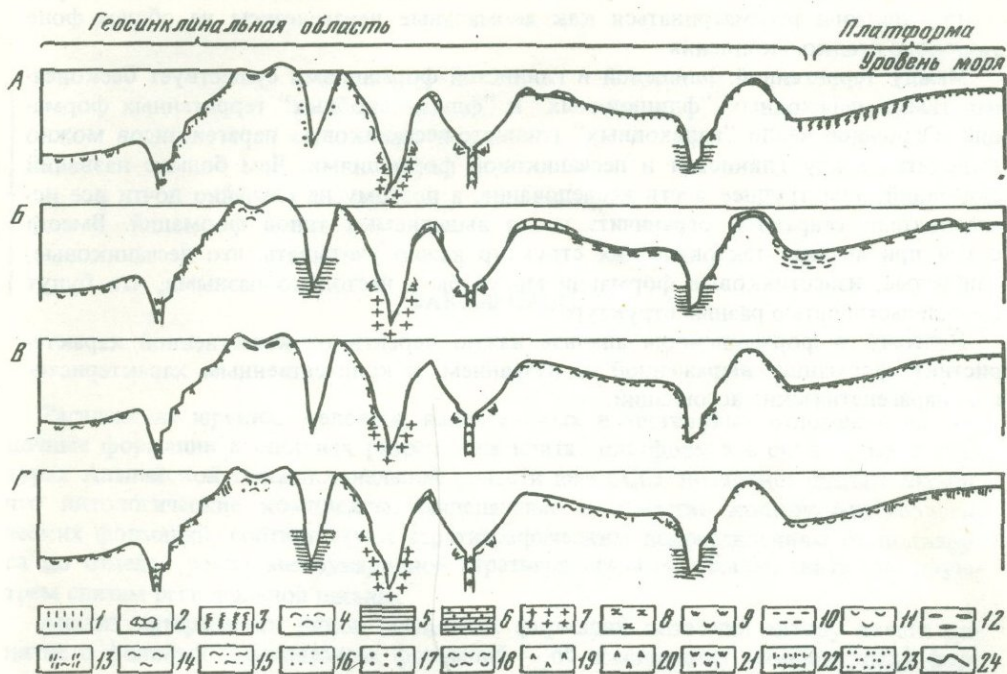


Рис. 21. Схема дифференциации фонового осадконакопления в элементарных прогибах и на поднятиях

А — в условиях общего карбонатного осадконакопления в гумидной зоне; Б — то же, в аридной зоне; В — в условиях общего терригенного осадконакопления в гумидной зоне; Г — то же, в аридной зоне

1—22 — формации и группы формаций: 1 — микрозернистых и органогенно-обломочных известняков, 2 — рифогенных известняков, 3 — глинистых известняков и мергелей, 4 — органогенных и оолитовых известняков, 5 — карбонатного флиша, 6 — терригенно-карбонатного флиша, 7 — вулканогенного (туфогенного) флиша, 8 — известняково-доломитовые, 9 — кремнистые, яшмовые, 10 — битуминозных известковистых сланцев, 11 — соленосные, 12 — угленосные параличские, 13 — пестроцветные и красноцветные терригенные, 14 — глинисто-сланцевые, 15 — глинисто-песчаниковые, 16 — песчаниковые, 17 — грубообломочные, конгломератовые, 18 — сульфатно-терригенные. 19 — карбонатно-вулканогенные и вулканогенные, 20 — вулканогенно-терригенные; 21 — кремнисто-глинистые и кремнисто-карбонатные, 22 — терригенно-карбонатные (песчано- и глинисто-известняковые); 23 — терригенный флиш; 24 — профиль дна водоема

лируются рифовыми известняками, андезитовыми песчанико-конгломератовыми, терригенно-карбонатными и сульфатно-карбонатными формациями. С отдельными прогибами, отделенными барьером от главной части бассейна, связаны соленосные и пестроцветные формации.

При карбонатном осадконакоплении в гумидных зонах внутри карбонатной ассоциации формаций могут быть заключены терригенные, в том числе угленосные формации, в то же время сульфатно-карбонатных и соленосных формаций здесь нет. Соответствующим образом можно представить модель дифференциации общего седиментационного фона в условиях терригенного осадконакопления.

Вулканизм во всех случаях накладывается на осадочный процесс, искажает первичный характер осадконакопления, порой приводит к почти полному вытеснению осадочных пород из разреза. Ранее приведенные материалы показывают, что вне зависимости от состава вулканических формаций при общем карбонатном гумидном осадконакоплении в составе вулканогенных формаций мы встречаемся с линзами известняков и мергелей, при аридном — с линзами доломитов, ангидритов, каменной соли, при терригенном осадконакоплении в зависимости от климата — с пачками обломочных угленосных или красноцветных пород.

Таким образом, осадочные формации, развитые в типичных геосинклинальных структурах (мощные глинисто-сланцевые серии, терригенный или карбонатный

флиш, рифовые известняки, вулканогенно-осадочные толщи, яшмовые серии и др.) должны рассматриваться как аномальные парагенезисы на общем фоне морского осадконакопления.

Между терригенной флишевой и глинистой формациями существует бесконечная гамма переходных "флишеоидных" и "флишеподобных" терригенных формаций. Огромное число "переходных" глинисто-песчаниковых парагенезисов можно выделить между глинистой и песчаниковой формациями. Чем больше названий формаций, тем труднее вести исследование, а поэтому не случайно почти все исследователи стараются ограничить число выделяемых типов формаций. Вместе с тем при анализе тектонических структур важно учитывать, что песчаниковые, глинистые, известняковые формации могут быть настолько разными, что будут свидетельствовать о разных структурах.

Поэтому в формационном анализе важно перейти от качественной характеристики формаций, выраженной ее названием, к количественным характеристикам парагенетических ассоциаций.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Расчленение юрских, меловых, палеогеновых и неогеновых отложений на осадочные формации в опорных разрезах на плитах платформ и в складчатых структурах Альпийской геосинклинальной области юга СССР позволяет сделать вывод, что литологические комплексы, выделяемые в качестве конкретных геологических формаций, соответствуют стратиграфическим подразделениям от подъяруса до отдела (реже) международной стратиграфической шкалы, свите или двум-трем свитам региональной шкалы.

Анализ латеральных рядов осадочных формаций позволил автору ввести понятие о фоновых парагенезисах формаций — об ассоциациях (сообществах) формаций, возникших в условиях общего седиментационного фона в бассейне осадконакопления. Изучение латеральных рядов показало, что в расположении осадочных формаций на площади мезозойского бассейна Тетис устанавливается определенная упорядоченность. Эта упорядоченность выражена в том, что мезозойские формации карбонатной и терригенной групп тяготеют к разным участкам бассейна, объединяющим части платформ и геосинклинальной области. Различные типы сопряженных карбонатных формаций образуют парагенезисы карбонатных формаций, определенные типы сопряженных терригенных формаций составляют парагенезисы терригенных формаций.

Каждый парагенезис формаций имеет свой ареал распространения. Их взаиморасположение позволяет считать, что образование фоновых парагенезисов формаций обусловлено единством климатической обстановки в пределах структурного элемента ранга океан — континент. Ареалами фоновых ассоциаций формаций контролируется размещение многих важных групп осадочных полезных ископаемых (уголь, соли, фосфориты, бокситы, осадочные железные руды, осадочные руды марганца, строительные материалы и др.). Контур ареала нижне-среднеюрской ассоциации сероцветных терригенных формаций позволяет уточнить области, перспективные на уголь и бокситы. Краевыми зонами ареала верхнеюрской карбонатной ассоциации контролируются площади с промышленной соленосностью.

По отношению к фоновой ассоциации формаций как единому целому каждая конкретная формация является аномалией по характеристикам вещественного состава или строения. Только при этом условии она может быть обособлена в ряду смежных формаций. Мощность, характер ритмичности, форма тела и вещественный состав осадочной формации складываются из параметров, величины которых обусловлены общими (фоновыми) и локальными (индивидуальными) особенностями осадконакопления на площади конседиментационной тектонической структуры. Выявить индивидуальность тектонической структуры, оценив влияние седиментационного фона во время обособления парагенезисов осадочных пород, — вот одна из важных задач анализа осадочных формаций при тектоническом районировании. Поэтому для выявления и типизации конседиментационных тектонических структур с помощью анализа формаций главное значение имеют не столько абсолютные характеристики последних, зачастую отраженные в их названиях, сколько относительные.

Вертикальные ряды осадочных формаций юры — палеогена в складчатых структурах Альпийской эпигеосинклинальной области и на смежных платформах обнаруживают существенные различия. Эти различия проявляются в том, что в одном случае терригенные и карбонатные формации несколько раз сменяются в разрезе, а в другом — терригенные формации почти совсем не распространены. Кроме того, формации сходного литологического состава оказываются неодинаковыми по ритмичности, форме тела, присутствию продуктов вулканизма. Указанные различия обусловлены двумя причинами. Во-первых, неодинаковая последовательность осадочных формаций объясняется общими различиями осадконакопления в бассейне Тетис в зависимости от климатической зональности и удаленности материковой суши от исследуемой структуры. В этом отношении резко различаются вертикальные ряды формаций в структурах Крымско-Кавказской области, Копетдага, Северного и Центрального Ирана и ряды формаций Загроса, Восточного и Западного Тавра, Динарских гор, Апеннин, Южных Альп, Пиренеев, Атласских гор. Во-вторых, различия в вертикальных рядах формаций обусловлены индивидуальными особенностями тектонической истории элементарных конседиментационных прогибов и поднятий. Этой причиной вызваны указанные различия в Юго-Западном и Восточном Крыму, в многочисленных структурных зонах Кавказа и Восточных Карпат, на Большом Балхане и в Копетдаге. Разнообразие в строении вертикальных рядов осадочных формаций в перечисленных областях объясняется сосуществованием в них различных типов геосинклинальных структур, впоследствии объединенных в единые складчатые сооружения, а также структурными перестройками, происходившими на альпийском геосинклинальном этапе.

Эволюция общих условий осадконакопления в океаническом бассейне оказывала существенное влияние на структуру вертикальных рядов формаций во всех частных прогибах и на поднятиях, расположенных в его пределах. Чтобы оценить степень влияния общей обстановки осадконакопления на стратиграфическую последовательность формаций в конкретном геосинклинальном прогибе (или на поднятии), при анализе их вертикальных рядов необходимо использовать региональные эталоны. В качестве региональных эталонов предлагается обобщенная стратиграфическая последовательность осадочных формаций в разрезе чехла внешних синеклиз платформ или срединных массивов.

Проведенный анализ осадочных формаций, слагающих молассовые комплексы в областях эпигеосинклинального и эпиплатформенного орогенезов, не позволяет противопоставлять эти два типа моласс, несмотря на некоторые различия в характере прогибов. Сопряженность в пространстве и одновозрастность эпигеосинклинальных и эпиплатформенных моласс дают возможность поддержать точку зрения об однопричинности процессов эпигеосинклинального и эпиплатформенного орогенеза.

Установленные закономерности пространственного размещения осадочных парагенезисов позволили выявить иерархические взаимоотношения в латеральных рядах формаций на основе существующих между ними структурных и климатических парагенетических связей. Конкретные осадочные формации образуют структурно обусловленные парагенезисы на площади элементарного геосинклинального прогиба (или геоантиклинального поднятия), геосинклинальной (или геоантиклинальной) системы, геосинклинальной (или орогенной) области и океана (или континента). Каждая ассоциация формаций одного уровня (ранга) входит в состав ассоциации последующего уровня. Намечаются два уровня климатически обусловленных фоновых парагенезисов формаций.

Многие известные противоречия в определениях формаций и в подходе к их изучению среди последователей Н.С. Шатского, Н.П. Хераскова, В.В. Белоусова, В.Е. Хаина, Н.М. Страхова, Л.Б. Рухина, В.И. Попова связаны с различиями в уровнях ассоциаций пород, называемых всеми исследователями одинаково — формациями.

Проведенное сравнение результатов изучения мезозойских формаций Тетис полностью увязывается с общими закономерностями распространения осадочных формаций в современных океанах, установленными работами А.П. Лисицына, П.Л. Безрукова, И.О. Мурдмаа, Н.М. Страхова и др.

Весь имеющийся материал показывает, что формации нельзя рассматривать и изучать автономно, в отрыве от парагенезиса, который они составляют, в отрыве от среды. Близкие по составу формации возникают в разнообразных временных и пространственных условиях, и их отличия в первую очередь определяются соотношениями со смежными парагенезисами.

Первоочередными задачами в развитии формационного анализа следует считать: уточнение объемов парагенезисов, выделяемых в качестве конкретных осадочных формаций, подформаций, парагенезисов формаций всех рангов — приведение формационных исследований к определенным масштабам; изучение осадочных формаций в связи с известными тектоническими структурами с применением количественных характеристик параметров формаций и математического расчета моделей типовых формаций; разработку общей систематики и типизации терригенных, карбонатных формаций на основе их количественных характеристик; разработку терминологии, связанной с иерархией формационных тел, внутренним строением формаций, наименованием типов формаций; систематизацию данных о геологических формациях, а также выбор и обоснование эталонов для анализа формаций в различных районах СССР.

Особое внимание должно быть обращено на генетическую сторону изучения осадочных формаций, на изучение формаций как парагенезисов генетических типов отложений, так как без четких представлений об условиях образования осадочных формаций невозможны палеотектонические реконструкции.

ЛИТЕРАТУРА

- Ажирей Г.Д., Богачева Е.Н.* Вулканогенно-осадочные ранние геосинклинальные формации Большого Кавказа. — В сб.: Геологические формации. Материалы к соещанию. Л., ВСЕГЕИ, 1968.
- Акаева В.П.* Состав и строение верхнемеловой известняковой формации северо-восточной и восточной частей Малого Кавказа. — Изв. АН АзССР. Серия науки о Земле, 1972, № 2.
- Акрамходжаев А.М., Эгамбердыев М.Э., Миркамалов Х.Х., Наргаджиев М.Н.* Литология, стратиграфия, нефтегазоносность южного и юго-западного Узбекистана. Ташкент, "ФАН", 1971.
- Алиев М.М., Лаусин Н.А., Сейфуль-Мулюков Р.Б. и др.* Геология и нефтегазоносность Алжирских Атласов. М., "Недра", 1971.
- Алиев М.М., Лаусин Н.А., Корж М.В. и др.* Геология и нефтегазоносность Алжирской Сахары. М., "Недра", 1971.
- Амурский Г.И.* Тектоника Туркмении и сопредельных с ней территорий. — В кн.: Тектоника Туркмении. М., "Наука", 1966.
- Амурский Г.И.* Региональная тектоника запада Средней Азии. Автореф. докт. дис. МГУ, 1972.
- Амурский Г.И., Васильев В.Г., Габриэлянц Г.А.* К вопросу о газонефтеносности альпийских геосинклиналей (на примере Копетдага). — Сов. геол., 1969, № 9.
- Амурский Г.И., Гейман Б.М., Коц В.Г.* О среднеазиатских звеньях Урало-Оманского линеамента. — Изв. высш. учеб. завед., геол. и разведка, 1966, № 2.
- Амурский Г.И., Тиунов К.В., Харииков Б.А., Шлезингер А.Е.* Структура и тектоническое положение Большого Балхана. М., "Наука", 1968.
- Анатасова-Делчева З.М.* Ургонский комплекс из средней и восточной частей Предбалканья. — Вестн. МГУ. Серия IV, геол., 1966, № 2.
- Анатольева А.И.* Домезозойские красноцветные формации. Новосибирск, "Наука", 1972.
- Аркелл В.* Юрские отложения земного шара. М., ИЛ, 1961.
- Архангельский А.Д.* Верхнемеловые отложения востока Европейской России. — Материалы по геол. России, 1912, вып. 25.
- Архангельский А.Д.* Геологическое строение СССР и его отношение к строению остальной поверхности Земли, т. 1. Л., Гостеол-издат, 1947.
- Архипов И.В.* О противопоставлении флиша нефлишевым отложениям. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1971, т. 46, вып. 5.
- Архипов И.В.* Строение и развитие северной зоны Альпийской складчатой области в раннем мезозое. — Геотектоника, 1972, № 6.
- Архипов И.В.* Флиш как формация. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1973, т. 48, вып. 4.
- Архипов И.В.* О месте и времени формирования флиша Альпийской складчатой области. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1974, т. 49, вып. 1.
- Архипов И.В., Муратов М.В., Постельников Е.С.* Основные черты строения и истории развития Альпийской геосинклинальной области. МГК. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 11. М., "Недра", 1964.
- Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления. Масштаб 1:5 000 000. Ч. 1, 1961; ч. 2, 1962. М.—Л., Гостеолтехиздат.
- Атлас литолого-палеогеографических карт СССР, т. 1, 1968; т. 2, 1969; т. 3, 1968; т. 4, 1967. М., ВАГТ, Мин-во геол. СССР.
- Атлас литолого-фациальных и геохимических карт западных районов Средней Азии. Мезозой и кайнозой. Масштаб 1:2 500 000. Гл. редактор Г.Х. Дикенштейн. М., ВНИГНИ, 1964.
- Афанасьев С.Л.* О классификации разновидностей пород в отложениях карбонатного флиша. — Изв. высш. учеб. завед., геол. и разведка, 1968, № 2.
- Бабаев А.Г.* Геотектоническая история Западного Узбекистана и региональные закономерности размещения скоплений нефти и газа. Л., "Недра", 1966.
- Бакиров А.А., Варенцов М.И., Бакиров Э.А.* Нефтегазоносные провинции и области зарубежных стран. М., "Недра", 1971.
- Бархатов Б.П.* Очерк тектоники складчатого пояса юга СССР. Изд-во ЛГУ, 1971.
- Баскина В.А., Круть И.В.* Геологические формации (совещание в Ленинграде 21–24 мая 1968 г.). — Изв. АН СССР. Серия геол., 1968, № 12.

- Басков Е.А., Васильев В.И., Драгунов В.И. и др. Изучение уровней организации вещества. — Труды ВСЕГЕИ. Новая серия, 1971, т. 177.
- Безнзсов Н.В. и др. Объяснительная записка к стратиграфической схеме юрских отложений западных районов Средней Азии. М., ВНИГНИ, 1970.
- Безруков П.Л. Общие черты осадкообразования в Тихом океане. — В сб.: Тихий океан, т. 6. Осадкообразование в Тихом океане. М., "Наука", 1970.
- Безруков П.Л. Осадочные формации Индийского океана и их связь с тектоникой. — Геотектоника, 1974, № 1.
- Безруков П.Л., Мурдмаа И.О. Осадочные формации океанов. — В сб.: История Мирового океана. М., "Наука", 1971.
- Беккер Ю.Р. Формации и стадийный характер развития геосинклиналей. — В сб.: Геологические формации. Материалы к совещанию. Л., ВСЕГЕИ, 1968.
- Белоусов В.В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1954.
- Бетехтин А.Г. Курс минералогии. М., Госгеолтехиздат, 1951.
- Берг Л.С. Фации, аспекты и географические зоны. — Изв. Всес. геогр. о-ва, 1945, вып. 3.
- Бгатов В.И., Казаринов В.Н. Осадочные серии как основные этапы циклического развития седиментации. — Сов. геол., 1965, № 10.
- Бобрров В.А. Выделение формаций при геологической съемке. — В кн.: Методические указания по геологической съемке масштаба 1:50000, вып. 1. Геологическая съемка в районах развития осадочных пород. Л., "Недра", 1969.
- Богданов А.А. Некоторые замечания о краевых прогибах. — Вестн. МГУ, 1955, № 8.
- Богданов А.А., Муратов М.В., Зоненшайн Л.П. и др. Тектоническая номенклатура и классификация основных структурных элементов земной коры материков. — Геотектоника, 1972, № 5.
- Боголепов К.В. Мезозойская тектоника Сибири. М., "Наука", 1967.
- Боголепов К.В. Некоторые вопросы учения о геологических формациях. — Геол. и геофиз., 1970, № 1.
- Бончев Е.С. Проблемы болгарската геотектоника. София, "Техника", 1971.
- Борислк А.А. Курс исторической геологии. М.—Л., Гос. науч.-тех. изд-во, 1931.
- Бошев Ст., Страшимиров Б., Зафиров Ст., Христов Р., Моев М. Геология на приморската част на източна Стара Планина. — Годишник на Висш. Мин. геол. инст., т. XII, св. II, 1965—1966. София.
- Браташ В.И., Егунов С.В., Печников В.В., Шеломенцев А.И. Геология и нефтегазосность севера Афганистана. — Труды ВНИГНИ, 1970, вып. XXX.
- Брод И.О., Васильев В.Г., Высоцкий И.В. и др. Нефтегазосные бассейны земного шара. М., "Недра", 1965.
- Бубнов С.Н. Основные проблемы геологии. Изд-во МГУ, 1960.
- Бураковский В.Е., Гладкий В.Н., Глушко В.В. и др. Тектоническая карта УССР и МССР. — Геол. журн., 1970, т. 30, вып. 5.
- Бутов Ю.П. К вопросу о принципах и методах классификации осадочных формаций. — Сов. геол., 1972, № 2.
- Буш В.А., Вонгаз Л.Б., Кравченко К.Н. и др. Внутренние и внешние впадины Тянь-Шаня. — Геотектоника, 1970, № 6.
- Бушинский Г.И. Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины. — Труды ИГН АН СССР, 1954, вып. 156.
- Вадас Э. Геология Венгрии. М., "Мир", 1964.
- Вальбе С.П., Смирнов Л.Н., Птушкин Э.И. и др. Основные черты тектоники Туркменского сегмента Альпийской складчатой области. — Геотектоника, 1970, № 6.
- Варенцов М.И. О закономерностях размещения и классификации межгорных впадин Альпийско-Гималайского орогенического пояса Евразии. МГК. XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 3. М., "Наука", 1968.
- Варенцов М.И., Рябухин Т.Е., Ван де-кунь. Тектоника межгорных впадин Центральной Азии в связи с их нефтегазосностью. — В кн.: Тектоника Памира и Тянь-Шаня. М., "Наука", 1964.
- Вассоевич Н.Б. Условия образования флиша. М., Госгеолтехиздат, 1951.
- Вассоевич Н.Б. История представлений о геологических формациях (геогенерациях). — Труды ВСЕГЕИ. Новая серия, 1966, т. 128.
- Верба Ю.Л. Нижнемеловые красноцветы Западной Туркмении. Автореф. канд. дис. ЛГУ, 1973.
- Волочкович К.Л. Некоторые аспекты методологии формационного анализа. — В сб.: Металлогенические и геологические исследования, вып. 1. М., 1971.
- Воронин Ю.А., Еганов Э.А. Фации и формации. Парагенезис. Новосибирск, "Наука", 1972.
- Воскресенский И.А., Кравченко К.Н., Соколов Б.А. Тектоника Западного Пакистана. — Геотектоника, 1968, № 2.
- Воскресенский И.А., Кравченко К.Н., Мовшович Э.Б., Соколов Б.А. Очерк геологии Пакистана. М., "Недра", 1971.
- Вотах О.А. Элементарные тектонические комплексы земной коры и геологические формации. — Геол. и геофиз., 1972, № 8.
- Гамкрелидзе П.Д. Основные черты тектонического строения Кавказа. — Геотектоника, 1966, № 3.
- Гамкрелидзе И.П. Главнейшие черты тектонического развития Анатолийско-Кавказского сегмента Средиземноморского пояса. — Сообщ. АН ГрузССР, 1974, т. 74, № 1.
- Гарецкий Р.Г. Тектоника молодых платформ Евразии. — Труды ГИН, 1972, вып. 226.
- Гарецкий Р.Г., Яншин А.Л. Глубоководные осадки складчатых областей. — В кн.: История Мирового океана. М., "Наука", 1971.
- Геккер Р.Ф. Введение в палеоэкологию. М., Госгеолтехиздат, 1957.

- Геккер Р.Ф., Осипова А.И., Бельская Т.Н. Ферганский залив палеогенового моря Средней Азии, кн. 1 и 2, М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Геологические условия и основные закономерности размещения скопления нефти и газа в пределах эпигерцинской платформы юга СССР, т. 1. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Геологический словарь, т. 1, 2. М., "Недра", 1973.
- Геология и полезные ископаемые Африки. М., "Недра", 1973.
- Геология нефти. Справочник, т. 2, кн. 2. Нефтяные месторождения зарубежных стран. М., "Недра", 1968.
- Геология СССР, т. VIII. Крым, ч. I. Геол. описание. М., "Недра", 1969.
- Геология СССР, т. IX. Северный Кавказ, ч. I. Геол. описание. М., "Недра", 1967.
- Геология СССР, т. XX. Центральный Казахстан, ч. I. Геол. описание. М., "Недра", 1972.
- Геология СССР, т. XXI. Западный Казахстан, ч. I. Геол. описание, кн. 1. М., "Недра", 1970.
- Геология СССР, т. XXII. Туркменская ССР, ч. I. Геол. описание, М., "Недра", 1972.
- Геология СССР, т. XLIII. Армянская ССР, ч. I. Геол. описание. М., "Недра", 1970.
- Геология СССР, т. XLVII. Азербайджанская ССР, ч. I. Геол. описание. М., "Недра", 1972.
- Геология СССР, т. XLVIII. Карпаты, ч. I. Геол. описание. М., "Недра", 1966.
- Гзовский М.В., Крестников В.Н., Леонов Н.Н. и др. Карта новейших тектонических движений Средней Азии. — Изв. АН СССР. Серия геофиз., 1960, № 8.
- Голдырев Г.С., Вихристюк М. Донные отложения среднего и северного Байкала. — В кн.: Мезозойские и кайнозойские озера Сибири. М., "Недра", 1968.
- Гольберт А.В. Тектоно-седиментационные комплексы и формации платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. — Литол. и полезн. ископ., 1968, № 5.
- Горский В.П. Структурно-формационные подразделения Западно-Уральского (Предуральского) прогиба. — Труды ВСЕГЕИ. Новая серия, 1966, т. 128.
- Горский И.И. Пояса и узлы угленакопления в свете современных данных. — Труды Лабор. геол. угля АН СССР, 1956, вып. V.
- Гриднев Н.И. Литология кайнозойских моласс Сурхандарьинской депрессии. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1955.
- Гриднев Н.И. Литология и палеогеография кайнозойских моласс Ферганской депрессии. Ташкент, "ФАН", 1971.
- Гуржий Д.В. Литология моласс Предкарпатья. Киев, "Наукова думка", 1969.
- Дарвин Ч. Строение и распределение коралловых рифов. Соч., т. 2. М.—Л., 1936.
- Дафф П., Хаплам А., Уолтон Э. Цикличность осадконакопления. М., "Мир", 1971.
- Демин А.Н. Тектоническое развитие Гильмендской зоны (Центральный Афганистан). Афтореф. канд. дис. МГУ, 1973.
- Дзоценидзе Г.С. Итоги Шестого Всесоюзного литологического совещания и задачи изучения вулканогенно-осадочных формаций. — Сов. геол., 1965, № 1.
- Дзоценидзе Г.С. Развитие вулканических явлений на Кавказе в связи с его геотектонической историей. — Геотектоника, 1966, № 3.
- Дзоценидзе Г.С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М., "Недра", 1969.
- Дистанов У.Г., Копейкин В.А. Об особенностях кремненакопления в мезо- и кайнозойских морских платформенных бассейнах. — Докл. АН СССР, 1971, т. 201, № 3.
- Драгунов В.И. Основные понятия учения о геологических формациях. — В сб.: Геологические формации. Материалы к совещанию. М., ВСЕГЕИ, 1968.
- Драгунов В.И. Геологические формации. Л., "Недра", 1973.
- Драгунов В.И., Либрович В.Л., Матухин Р.Г., Меннер В.В. Анализ формаций (парагенераций) как основа геотектонического и минералогического районирования. — Труды ВСЕГЕИ. Новая серия, 1972, т. 176.
- Егоров А.И. Пояса углеобразования и нефтегазоносные зоны земного шара. Ростов-на-Дону, 1960.
- Еременко Н.А. Геология нефти и газа. М., "Недра", 1968.
- Жинько М. Стратиграфическая геология. М., ИЛ, 1952.
- Кабанова З.В., Леонов Ю.Г., Панов Д.И. Тектоническое развитие центрального и западного Кавказа в юрское время. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1969, т. 44, в. т. 3.
- Казьмин В.Г. Место офиолитовых формаций в тектоническом развитии западного сектора Альпийско-Гималайской системы. — Геотектоника, 1966, № 3.
- Каллимулин С.М., Дронов В.И., Сборщиков И.М. Геологическое строение бассейна р. Герируд (Западный Афганистан). — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1973, т. 48, вып. 5.
- Каменецкий А.Е., Силонов Ф.А., Покровская Л.В. Тектоническая карта южных районов Украины и Молдавии и прилегающих акваторий. — Труды ВНИГНИ, 1973, вып. 137.
- Карпетов С.С., Довгаль Ю.М., Демин А.Н. и др. Основные черты стратиграфии бассейна р. Аргандаб (Центральный Афганистан). — Сов. геол., 1971, № 2.
- Карта геологических формаций Восточного Казахстана. Масштаб 1 : 1 500 000. Объяснительная записка. М., "Недра", 1971.
- Кетин И. Тектоника Турции. — Геотектоника, 1966, № 3.
- Кизевальтер Д.С. К вопросу о возрасте складчатого основания Предкавказья. — Докл. АН СССР, 1967, т. 175, № 4.
- Кириллова И.В. Происхождение аспидных сланцев в свете данных об их химическом составе. — Бюл. МОИП, 1966. Отд. геол., т. 41, вып. 3.
- Клигин К.А., Павлова Т.Г. Формационный анализ при определении времени заверше-

- ния байкальской складчатости на юге Сибири. — Геотектоника, 1970, № 4.
- Книппер А.Л.* Габброиды офиолитовой "формации" в разрезе океанической коры. — Геотектоника, 1970, № 2.
- Колчанов В.П.* Основные черты тектоники и истории развития северных предгорий Западного Гиндукуша. Автореф. канд. дис. МГУ, 1969.
- Косыгин Ю.А.* Тектоника нефтеносных областей, т. 1. М., Гостоптехиздат, 1959.
- Косыгин Ю.А.* Геологические структуры и структурно-вещественные ассоциации. — Изв. АН СССР, геол. и геофиз., 1964, № 7.
- Кравченко К.Н., Муратов М.В., Вонгаз Л.Б. и др.* Тектоника нефтегазоносных областей юга СССР. — Труды ВНИГНИ, 1973, вып. 141.
- Крашенинников Г.Ф.* Фации, генетические типы и формации. — Изв. АН СССР. Серия геол., 1962, № 8.
- Крашенинников Г.Ф.* Принципы выделения и классификации осадочных формаций. — В сб.: Геологические формации. Материалы к совещанию. Л., ВСЕГЕИ, 1968.
- Крашенинников Г.Ф.* Учение о фациях. М., "Высшая школа", 1971.
- Крылов Н.А.* Общие особенности тектоники и нефтегазоносности молодых платформ. Автореф. докт. дис. М., ИГиРГИ, 1968.
- Крылов Н.А.* Формационные ряды чехла молодых платформ. — В сб.: Геологическое строение и нефтегазоносность молодых платформ. М., "Наука", 1970.
- Крылов Н.А., Мальцева А.К.* Юрские отложения запада Средней Азии и их нефтегазоносность. М., "Наука", 1967.
- Кухтиков М.М.* Формационные ряды тектонических зон складчатой области Гиссаро-Алая и фазы складкообразования. — Изв. АН СССР. Серия геол., 1971, № 2.
- Лазаренко Е.К.* Курс минералогии. М., "Высшая школа", 1971.
- Лебединский В.И., Шалимов А.И.* Магматические проявления в структуре и геологической истории Горного Крыма. — Сов. геол., 1967, № 2.
- Левинсон-Лессинг Ф.Ю.* Петрография. Л.—М., ОНТИ, НКТП, 1935.
- Лейпциг А.В., Мазор Ю.Р.* Формации и формационный ряд Сибирской платформы. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1970, т. 45, вып. 3.
- Леонов Г.П., Логинова Г.А., Панов Д.И.* Основные области и зоны осадконакопления в пределах Ближне-Средневосточной части Альпийского пояса Евразии в юрское, меловое и палеогеновое время. — Вестн. МГУ. Серия IV, геол., 1974, № 2.
- Леонов М.Г.* Флиш — образование подводного склона. — Литол. и полезн. ископ., 1972, № 2.
- Летавин А.И., Крылов Н.А.* О переходном комплексе Предкавказья. — Докл. АН СССР, 1959, т. 125, № 6.
- Лисицын А.П.* Осадконакопление в океанах. Количественное распределение осадочного материала. М., "Наука", 1974.
- Логвиненко Н.В., Карпова Г.В., Шапошников Л.П.* Литология и генезис таврической формации Крыма. Изд. Харьковск. ун-та, 1961.
- Логинова Г.А.* Палеогеография северной части Африканской платформы в мезозое и палеогене. — Изв. высш. учеб. завед., геол. и разведка, 1969, № 5.
- Логинова Г.А.* Меловые отложения юго-восточной Турции. — Изв. высш. учеб. завед., геол. и разведка, 1970, № 10.
- Логинова Г.А.* К вопросу о регионально-стратиграфическом расчленении верхнеюрских отложений Северного Кавказа. — Вестн. МГУ. Серия IV, геол., 1972а, № 3.
- Логинова Г.А.* Основные черты строения меловых отложений Альпийского пояса Ближнего и Среднего Востока. — Изв. высш. учеб. завед., геол. и разведка, 1972б, № 2.
- Ломизе М.Г.* О месте офиолитов в тектонической структуре Восточной Анатолии и Закавказья. — Изв. высш. учеб. завед., геол. и разведка, 1970, № 11.
- Ломизе М.Г.* Краевые офиолитовые швы альпид Ближнего и Среднего Востока. — Изв. высших учеб. завед., геол. и разведка, 1972, № 2.
- Ломизе М.Г., Суханов М.К.* Юрская порфиритовая серия Закавказья и концепция Закавказской плиты. — Вестн. МГУ. Серия IV, геол., 1974, № 2.
- Лучников В.С.* Стратиграфия юрских отложений Дарваза. — Сов. геол., 1973, № 6.
- Мазарович О.А.* Геотектонические условия формирования моласс. — Геотектоника, 1972, № 1.
- Мазарович О.А.* Геология девонских моласс каледонид Центрального Казахстана и общие вопросы образования молассовых формаций. Автореф. докт. дис. МГУ, 1973.
- Марковский В.П.* Методы биофациального анализа. М., "Недра", 1966.
- Матвеев А.К.* Геология угольных месторождений СССР. М., Гостортехиздат, 1960.
- Матвеев А.К.* Угольные месторождения зарубежных стран, т. 1. Евразия. М., "Недра", 1966.
- Махмуд М.* Литолого-фациальная характеристика продуктивных горизонтов верхнемеловых отложений северо-востока Сибири. — Вестн. МГУ. Серия IV, геол., 1969, № 4.
- Международная тектоническая карта Европы. Масштаб 1 : 2 500 000. М., 1964.
- Меламед Я.Р.* Литология и условия образования неогеновых отложений советской части Верхнеамударьинской депрессии. Автореф. канд. дис. ВНИГНИ. Душанбе, 1965.
- Меламед Я.Р.* Некоторые результаты изучения осадочных формаций Афгано-Таджикской впадины. — Труды ВНИГНИ, 1971, вып. 116.
- Меннер В.В.* Некоторые особенности геологической истории и тектонического режима территории Северной Сибири в девонском периоде. — В кн.: Тектоника Сибири,

- т. III. Тектоника Сибирской платформы. М., "Наука", 1969.
- Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М., "Недра", 1968.
- Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М., "Недра", 1973.
- Милановский Е.Е., Хаин В.Е. Геологическое строение Кавказа. Изд-во МГУ, 1963.
- Мирчинк М.Ф., Крылов Н.А., Летавин А.И., Маловицкий Я.П. Тектоника Предкавказья. М., Гостехиздат, 1963.
- Мирчинк М.Ф., Крылов Н.А., Летавин А.И., Маловицкий Я.П. Объяснительная записка к обзорной тектонической карте юга Европейской части СССР масштаба 1 : 1 000 000. М., ИГиРГИ, 1966.
- Митин Н.Е. Новые данные о галогенной формации на Северо-Западном Кавказе. — Докл. АН СССР, 1962, т. 147, № 2.
- Митин Н.Е. Юрско-валанжинские аридные осадочные формации Северного Кавказа. — Докл. АН СССР, 1964, т. 157, № 6.
- Михайлов А.Е. Основные этапы развития Предкарпатского краевого прогиба. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1951, т. 26, вып. 3.
- Мокринский В.В., Вальц И.Э., Власов В.М. и др. Закономерности развития и размещения раннемезозойского угленакпления на территории Крыма, Кавказа и Прикаспия. М., "Наука", 1965.
- Моралев В.М., Перфильев Ю.С., Ельянов А.А. Гипербазитовые пояса Среднего Востока и закономерности размещения хромитовых месторождений. — Труды Нилзарубежгеологии, 1970, вып. 21.
- Муратов М.В. Основные этапы тектонического развития Альпийской складчатой области Юго-Восточной Европы и Малой Азии. — Изв. АН СССР. Серия геол., 1962, № 2.
- Муратов М.В. Основные этапы тектонического развития Альпийской складчатой области Юго-Восточной Европы и Малой Азии. — Изв. АН СССР. Серия геол., 1962, № 2.
- Муратов М.В. Структурные комплексы и этапы развития геосинклинальных складчатых областей. — Изв. АН СССР, Серия геол., 1963а, № 6.
- Муратов М.В. Типы геосинклинальных прогибов в Альпийской складчатой области, их взаимоотношения и историческое развитие. — Труды ГИН АН СССР, 1963б, вып. 92.
- Муратов М.В. Основные черты строения и развития Альпийской складчатой области. — В кн.: Тектоника Европы. Объяснительная записка к Международной тектонической карте Европы масштаба 1 : 2 500 000. М., "Наука" — "Недра", 1964.
- Муратов М.В. Строение складчатого основания Средиземноморского пояса Европы и Западной Азии и главные этапы развития этого пояса. — Геотектоника, 1969, № 2.
- Муратов М.В. Чехол основания срединных массивов и его роль в строении геосинклинальных складчатых систем. — В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., "Наука", 1971.
- Муратов М.В. Геология Крымского полуострова. — В кн.: Руководство по учебной геологической практике в Крыму, т. 2. М., "Недра", 1973.
- Муратов М.В., Архипов И.В., Успенская Е.А. Стратиграфия, фации и формации юрских отложений Крыма. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1960, т. 35, вып. 1.
- Муратов М.В., Микунов М.Ф., Чернова Е.С. Основные этапы тектонического развития Русской платформы. — Изв. высш. учеб. завед., геол. и разведка, 1962, № 11.
- Муратов М.В., Цейслер В.М. Осадочные и вулканогенные формации складчатых геосинклинальных поясов. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1968, т. 43, вып. 5.
- Мурдмаа И.О. Осадкообразование в современных геосинклинальных областях Тихоокеанского пояса. — В кн.: История Мирового океана. М., "Наука", 1971.
- Надь И. Расчленение верхнеюрских отложений гор Мечек по ископаемым организмам — Ann. inst. geol. publ. Hung., v. XIV, Fasc. 2. Budapest, 1971.
- Наливкин Д.В. Учение о фациях, т. I. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1955.
- Начев И.К. Литология юрских отложений Болгарии. Автореф. докт. дис. София, 1972.
- Обузн Ж. Итало-Динарская система и ее соотношение с Альпийской дугой. — В кн.: Тектоника Альпийской области. М., "Мир", 1965.
- Обузн Ж. Геосинклинали, проблемы происхождения и развития. М., "Мир", 1967.
- Ог Э. Геология, т. I. Геологические явления. М.—Л., Гос. науч.-тех. горно-геол. изд-во, 1932.
- Орлова А.В., Шаталов Е.Т. Металлогенические и прогнозные карты рудных районов. М., Гостеолитиздат, 1963.
- Павловский Е.В. Новое о тектонике Пиренеев. — Геотектоника, 1965, № 5.
- Панов Д.И. О стратиграфии юрских отложений Ирана. — Изв. высш. учеб. завед., геол. и разведка, 1970, № 10.
- Панов Д.И. О стратиграфии юрских отложений Анатолии. — Изв. высш. учеб. завед., геол. и разведка., 1972, № 2.
- Пейве А.В. Типы и развитие палеозойских структур Урало-Тяньшаньской геосинклинальной области. — Изв. АН СССР, Серия геол., 1948, № 6.
- Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого. — Геотектоника, 1969, № 4.
- Перфильев Ю.С., Борцова А.В., Веселов В.В. и др. Геология и рудные месторождения Среднего Востока. — Труды Нилзарубежгеологии, 1973, вып. 24.
- Петренко В.С. Основные черты истории геологического развития Польской низменности в мезозое. — В кн.: Мезозой и кайнозой Южной Прибалтики и Белоруссии. Науч. сообщ., т. XII. Вильнюс. 1960.
- Петров С.Е. Тектоника платформенного чехла Восточного Мангышлака. Автореф. канд. дисс. М., МГРИ, 1973.
- Петрушевский Б.А. Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань. М., Изд-во АН СССР, 1955.

- Петрушевский Б.А.* К проблемам геологии Гималаев. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1973, т. 48, вып. 1.
- Пинус Г.В., Велинский В.В.* Альтинотипные гипербазиты Альпийско-Гималайского складчатого пояса. — Геол. и геофиз., 1970, № 10.
- Полянский Б.В., Сафронов Д.С.* Угленосность триас-юрских отложений Ирана. — В кн.: П конференция по проблеме: Геология и полезные ископаемые зарубежных стран. М., "Недра", 1971.
- Поникаров В.П.* Тектоника и история геологического развития северной части Аравийской платформы и складчатых зон обрамления. Автореф. докт. дис. М., 1967.
- Поникаров В.П., Казьмин В.Г., Долгинов Е.А., Сулиди-Кондратьев Е.Д.* О характере сочленения Аравийской платформы с Альпийской геосинклинальной областью. — Сов. геол., 1967, № 2.
- Поникаров В.П., Казьмин В.Г., Долгинов Е.А., Сулиди-Кондратьев Е.Д.* Геология и полезные ископаемые зарубежных стран. Сирия. — Труды Нилзарубежгеологии, 1969, вып. 18.
- Попов В.И.* История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Ташкент, 1938.
- Попов В.И.* Литология кайнозойских моласс Средней Азии. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1954.
- Попов В.И.* Геологические формации — естественно-исторические сообщества генетически связанных сопряженных горных пород. Самарканд, 1959.
- Попов В.И.* Общая схема стратиграфического расчленения неогеновых континентальных формаций востока Средней Азии. — Науч. труды Ташкентск. гос. ун-та, 1974, вып. 249, геол.
- Попов В.И.* Опыт классификации и описания геологических формаций. Классификации формаций. Л., "Недра", 1968.
- Попов В.И., Макарова С.Д., Станкевич Ю.В., Филиппов А.А.* Руководство по определению осадочных фациальных комплексов и методика фациально-палеогеографического картирования. Л., Гостоптехиздат, 1963.
- Путеводитель экскурсий. Международный коллоквиум по тектонике Альпийской складчатой области Европы и Малой Азии. Тбилиси, 1965.
- Путеводитель экскурсии по меловым отложениям Средней Азии. Ашхабад, "Туркменистан", 1966.
- Путеводитель по юрским отложениям Туркмении. Ашхабад, 1968а.
- Путеводитель экскурсии по разрезам юрской системы Узбекистана и Таджикистана (для участников совещания). Ташкент, "ФАН", 1968б.
- Пушаровский Ю.М.* Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие. — Труды ГИН АН СССР, 1959, вып. 28.
- Пчелинцев В.Ф.* Киммериды Крыма. М., "Наука", 1966.
- Разваляев А.В.* О раннемезозойском этапе геологического развития Юго-Восточного Средиземноморья. — Изв. высш. учеб. завед., геол. и разведка, 1971, № 6.
- Расцветгаев Л.М.* Основные черты строения молассовой формации Копетдага. — Докл. АН СССР, 1969, т. 186, № 1.
- Резанов И.А.* Тектоника и сейсмичность Туркмено-Хорасанских гор. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Решение IV Всесоюзного литологического совещания, посвященного осадочным формациям и их фациальному анализу в связи с прогнозом полезных ископаемых. — Сов. геол., 1959, № 12.
- Ронов А.Б., Гирич Ю.П., Казаков Г.А., Илюхин М.Н.* Сравнительная геохимия геосинклинальных и платформенных осадочных толщ. — Геохимия, 1965, № 8.
- Ронов А.Б., Гирич Ю.П., Казаков Г.А., Илюхин М.Н.* Осадочная дифференциация в платформенных и геосинклинальных бассейнах. — Геохимия, 1966, № 7.
- Ронов А.Б., Хаин В.Е.* Палеогеография и литологические формации материков в мезозое. МГК, XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 12., М., Гостеолтехиздат, 1960.
- Ронов А.Б., Хаин В.Е.* Триасовые литологические формации мира. — Сов. геол., 1961, № 1.
- Ронов А.Б., Хаин В.Е.* Юрские литологические формации мира. — Сов. геол., 1962, № 1.
- Руттен М.Г.* Геология Западной Европы. Пер. с англ. М., "Мир", 1972.
- Рухин Л.Б.* Основы литологии. Л., Гостоптехиздат, 1961.
- Симаков С.Н.* Меловые отложения Бухаро-Таджикской области. — Труды ВНИГРИ, Спец. серия., 1952, вып. 2.
- Синицын В.М.* Палеогеография Азии. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1962.
- Синицын В.М.* Введение в палеоклиматологию. Л., "Недра", 1967.
- Славин В.И.* Мезозойская группа. Стратиграфия. — В кн.: Геология СССР, том XLVIII. Карпаты, ч. I. Геол. описание. М., "Недра", 1966.
- Славин В.И.* Триасовые отложения Северного Афганистана. — Изв. высш. учеб. завед., геол. и разведка, 1970, № 10.
- Славин В.И., Мирзод С.Х.* Тектоническое районирование Афганистана. — Сов. геол., 1969, № 4.
- Смирнов Ю.П., Васин Б.Г., Орел Г.В.* Краткая литолого-стратиграфическая характеристика верхнемеловых отложений Дагестана. — В сб.: Стратиграфия и палеогеография меловых отложений Восточного Кавказа и прилегающих районов Волго-Уральской области. М., "Наука", 1967.
- Сочава А.В.* Красноцветы мела Средней Азии. Л., "Наука", 1968.
- Справочник по тектонической терминологии. М., "Недра", 1970.
- Стратиграфия СССР, юрская система. М., "Недра", 1972.
- Страхов Н.М.* Климатическая зональность в верхнем палеозое на северо-западе Евразии. — Сов. геол., 1945, № 6.
- Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза, т. I—III. М., Изд-во АН СССР, 1960—1962.

- Страхов Н.М.* Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Страхов Н.М.* О так называемом литолого-формационном методе. — Сов. геол., 1964, № 6.
- Структурно-формационная карта северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. Масштаб 1 : 500 000. М., Мин-во геол. СССР, Мин-во геологии РСФСР, 1969.
- Тектоника Евразии. Объяснительная записка к Тектонической карте Евразии масштаба 1 : 5 000 000. М., "Наука", 1966.
- Тектоника Копетдага и зоны его сочленения с Туранской плитой. Атлас карт. Ашхабад. 1972.
- Тектоническая карта Евразии. Масштаб 1 : 5 000 000. Гл. ред. А.Л. Яншин. М., ГУГК, 1966.
- Тектоническая карта СССР и сопредельных стран. Масштаб. 1:5 000 000. Гл. ред. Н.С. Шатский. М., Госгеолтехиздат, 1956.
- Тектоническая карта СССР. Масштаб 1:10 000 000. Ред. А.А. Богданов. М., ГУГК, 1961.
- Тихомиров С.В.* Этапность (периодичность) осадочного процесса в свете работ М.С. Швецова. — Изв. высш. учеб. завед., геол. и разведка, 1965, № 11.
- Тихомиров С.В.* О главных вопросах стратиграфии. — Изв. высш. учеб. завед., геол. и разведка, 1968, № 5.
- Троицкий В.И.* Верхнетриасовые и юрские отложения Южного Узбекистана. Л., "Недра", 1967.
- Трюми Р.* Тектоническое развитие Центральных и Западных Альп. — В сб.: Тектоника Альпийской области. М., "Мир", 1965.
- Унифицированные стратиграфические схемы юрских и меловых отложений Средней Азии. Материалы к Среднеазиатскому стратиграфическому совещанию 1970 г. М.-Л., ВНИГНИ, ВСЕГЕИ, 1969.
- Успенская Н.Ю., Табасаранский З.А.* Нефтегазоносные провинции СССР. М., "Недра", 1966.
- Успенская Н.Ю., Таусон Н.Н.* Нефтегазоносные провинции и области зарубежных стран. М., "Недра", 1972.
- Физико-географический атлас Мира. М., ГУГК, 1964.
- Фюлёр Й.* Юрские отложения Венгрии. — Ann. inst. geol. publ. Hung., v. LIV, Fasc. 2. Budapest, 1971.
- Хаин В.Е.* Анализ формаций как метод палеотектонических исследований. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1959, т. 34, вып. 2.
- Хаин В.Е.* Основные черты структуры Альпийского пояса Евразии в пределах Ближнего и Среднего Востока. — Вестн. МГУ. Серия IV, геол., 1968, № 6; 1969, № 1 и 2.
- Хаин В.Е.* Условия заложения и основные этапы развития Средиземноморского геосинклинального пояса. — Вестн. МГУ, Серия IV, геол., 1970, № 2.
- Хаин В.Е.* Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка, Антарктида и Африка. М., "Недра", 1971.
- Хаин В.Е.* Общая геотектоника. Изд. 2-е, перераб. и доп. М., "Недра", 1973а.
- Хаин В.Е.* О некоторых спорных вопросах и трудностях формационного анализа. — Труды ИГиГ СО АН СССР, 1973б, вып. 213.
- Хаин В.Е., Кац Я.Г., Селицкий А.Г. и др.* Тектоническое районирование и основные черты современной структуры Альпийского пояса Ближнего и Среднего Востока. — Изв. высш. учеб. завед., геол. и разведка, 1973, №№ 3, 4.
- Херасков Н.П.* Геологические формации (опыт определения). — Бюл. МОИП, Отд. геол., 1952, т. 27, вып. 5.
- Херасков Н.П.* Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. — Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 91.
- Херасков Н.П.* Тектоника и формации. Обобщающий доклад по опубликованным работам, представленным на соискание ученой степени доктора геол. минер. наук. М., ГИН АН СССР, 1965.
- Херасков Н.П.* Тектоника и формации. Избр. труды. М., "Недра", 1967.
- Херасков Н.П., Келлер Б.М., Штрейс Н.А.* О геологических формациях. — Изв. АН СССР. Серия геол., 1953, № 4.
- Хворова И.В.* Флишевая и нижняя молассовая формации Южного Урала. — Изв. высш. учеб. завед., геол. и разведка, 1960, № 2.
- Хворова И.В.* Задачи и некоторые результаты изучения литологии формаций. — Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 81.
- Хворова И.В.* О принципах типизации вулканогенно-осадочных формаций. — В кн.: Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые. Материалы Всес. литол. совещ. Тбилиси, 1963 г. М., "Наука", 1965.
- Цейслер В.М.* Новые данные по стратиграфии и распространению нижнемеловых отложений в юго-западном Крыму. — Изв. высш. учеб. завед., геол. и разведка, 1959, № 3.
- Цейслер В.М.* Разновидности глыбовых складок в юго-западных отрогах Гиссарского хребта. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1965, т. 40, вып. 1.
- Цейслер В.М.* Формации мезозойских и кайнозойских отложений южного Узбекистана. — Труды ВНИГНИ, 1966, вып. XLIX.
- Цейслер В.М.* О границах смежных формаций при анализе развития структур. — Изв. высш. учеб. завед., геол. и развед., 1967а, № 9.
- Цейслер В.М.* Некоторые вопросы методики составления формационных карт. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1967б, т. 42, вып. 6.
- Цейслер В.М.* Структурные этапы и основные этапы в истории формирования юго-западного Крыма. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1971, т. 46, вып. 2.
- Цейслер В.М.* Соотношение мезозойских — палеогеновых формаций платформенных и геосинклинальных прогибов Средиземноморского пояса СССР. — Геотектоника, 1972а, № 1.

- Цейслер В.М.* Анализ формаций как метод изучения тектонических структур в различных бассейнах осадконакопления. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1972б, т. 47, вып. 5.
- Цейслер В.М.* Связь молассовых формаций и орогенных структур. — Геотектоника, 1973, № 1.
- Цейслер В.М.* Об иерархии формационных подразделений в связи со структурными элементами земной коры. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1974а, т. 49, вып. 1.
- Цейслер В.М.* Вертикальные ряды формаций в структурах Альпийской геосинклинальной области СССР и стадийность в развитии геосинклинальных систем. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1974б, т. 49, вып. 5.
- Чедея О.К.* Юг Средней Азии в новейшую эпоху горообразования, кн. 1. Континентальные кайнозойские накопления и геоморфология. Фрунзе, "ИЛИМ", 1971.
- Чекунов А.В.* Структура земной коры и тектоника юга Европейской части СССР. Киев, "Наукова думка", 1972.
- Чернов В.Г., Сьедин И.М.* Строение ургонской фации (Баррем — апт) в бассейне р. Угольки Советских Карпат. — Бюл. МОИП, Отд. геол., 1972, т. 47, вып. 2.
- Чернов В.Г., Янин Б.Т.* Ургонская фация Восточных Карпат. — Вестн. МГУ. Серия IV, геол., 1973, № 2.
- Чирич Б.О.* О взаимосвязи Динарид, Эллинид и Италид. — Сов. геол., 1966, № 5.
- Чирич Б.О.* Развитие Динарид в альпийском цикле. — Геотектоника, 1967, № 6.
- Чихрадзе Г.А.* К вопросу о минеральном составе пелитового осадка раннеюрской геосинклинали южного склона Большого Кавказа. — Литол. и полезн. ископ., 1971, № 6.
- Шалимов А.И.* Стратиграфия, тектоника и вопросы генезиса флишевой таврической серии (Горный Крым). Автореф. канд. дисс. Ленингр. горн. ин-т, 1966.
- Шанцер Е.В.* Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. М., "Наука", 1966.
- Шатский Н.С.* Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части Западного склона Южного Урала. — Материалы к познанию геол. строения СССР. Новая серия, 1945, вып. 2 (6).
- Шатский Н.С.* О зональном и биполярном размещении глауконитовых формаций в верхнем мелу и эоцене. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1954, т. 29, вып. 5.
- Шатский Н.С.* Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей. — В кн.: Совещание по осадочным породам. Доклады, вып. II. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Шатский Н.С.* Парагенезисы осадочных и вулканогенных пород и формаций. — Изв. АН СССР. Серия геол., 1960, № 5.
- Шафрановский И.И.* Симметрия в природе. Л., "Недра", 1968.
- Шванов В.Н.* Конвергенция геологических терригенных формаций и формационный анализ. — Вестн. ЛГУ. Серия геол. и геогр., 1965, № 12.
- Шванов В.Н.* Литостратиграфия и структура таврической свиты в бассейне р. Бодрак в Крыму. — Вестн. ЛГУ. Серия геол. и геогр., 1966, № 1.
- Шлезингер А.Е.* Структура Добруджи и Придобруджинского прогиба. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1968, т. 43, вып. 2.
- Шлезингер А.Е.* Возрожденные вернепалеозойские, триасовые и юрские геосинклинальные прогибы области герцинской складчатости Западного Предкавказья и центральной части Большого Кавказа. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1969, т. 44, № 5.
- Шлезингер А.Е.* Позднегеосинклинальные и раннеплатформенные структуры в областях герцинской складчатости Евразии. Автореф. док. дис. М., ГИН АН СССР, 1972.
- Штёклин Дж.* Тектоника Ирана. — Геотектоника, 1966, № 1.
- Шульц С.С.* Основные геоструктурные области Земли по данным новейшей тектоники СССР. — Сов. геол., 1962, № 5.
- Янов Э.Н., Малич Н.С.* Классификация осадочных формаций") — В сб.: Геологические формации. Материалы к совещ. Л., ВСЕГЕИ, 1968.
- Янин А.Л.* О принципах выделения геологических формаций (предисловие к работе А.И. Анатолевой "Домезозойские красноцветные формации") — Труды ИГиГ СО АН СССР, 1972, вып. 190.
- Abbate E., Bortolotti V., Passerini P., Sagri M.* Introduction to the geology of the Northern Apennines. Development of the Northern Apennines geosyncline. — Sediment. Geol. 1970, v. 4, N 3/4.
- Abbate E., Sagri M.* The eugeosynclinal sequences. Development of the Northern Apennines geosyncline. — Sediment. Geol., 1970, v. 4, N 3/4.
- Altinli E.* Geology of eastern and southeastern Anatolia. — Bull. Mineral Res. and Explor. Inst. Turkey, 1966, N 66.
- Bernoulli D.* Redeposited pelagic sediments in the Jurassic of the Central Mediterranean area. — Ann. Inst. geol. publ. Hung., 1971, v. LIV, fasc. 2.
- Bortolotti V., Passerini P., Sagri M., Sestini G.* The miogeosynclinal sequences. Development of the Northern Apennines geosyncline. — Sediment. Geol., 1970, v. 4, N 3/4.
- Brinkmann R.* Geologic evolution of Europe. New York, Hanter Publ. Co. 1960.
- Brinkmann R.* The geology of Western Anatolia. — In: Geology and History of Turkey. Tripoli, 1971.
- Brinkmann R.* Mesozoic troughs and crustal structure in Anatolia. — Bull. Geol. Soc. America, 1972, v. 83, N 3.
- Budowa geologiczna Polski, t. I, Stratigrafia, czesc 2, Mezozoik. Warszawa, Wydawn. geol., 1973.*
- Explanatois notes to the geological map of Iran. Nat. Iran Oil Co. Dec., 1959.
- Hensen F.R.S.* Cretaceous and Tertiary reef formation and associated sediments in Mid-

- de East. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1950, v. 34, N 2.
- James G.A., Wind I.G.* Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1965, v. 49, N 12.
- Kamen-Kaye M.* A review of depositional history and geological structure in Turkey. — In: Geology and History of Turkey. Tripoli, 1971.
- Kamen-Kaye M.* Geology and productivity of Persian Gulf Synclinorium. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1970, v. 54, N 12.
- Reyre D., Mohafez S.* Uhe première contribution des accords NIOC-ERAP à la connaissance géologique de l'Iran. Rev. Ints. franç. pétrole, septemrber, 1970.
- Seyed-Emami K., Bozorgnia F., Eflekharnhad I.* Der erste sichere Nachweis von Valanginien in nordöstlichen Zentralien (Sabzewar-Gebiet). — Neues Jahrb. Geol. und Paläontol. Monatsh., 1972, N 1.
- Sestini G.* Flysch facies and turbidite sedimentology. Development of the Northern Apennines geosyncline. — *Sediment. Geol.*, 1970, v. 4, N 3/4.
- Sestini G.* The relations between flysch and serpentinites in north-central Turkey. — In: Geology and History of Turkey. Tripoli, 1971.
- Soliman M. Soliman, Oussama El Badry.* Nature of Cretaceous sedimentation in Western Desert, Egypt. — Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists, 1970, v. 54, N 12.
- Stöcklin J.* Structural history and tectonics of Iran. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1968, v. 52, N 7.
- Stöcklin J.* Stratigraphic Lexicon of Iran. Part I. Central, North and East Iran. — Report Geol. Survey Iran, 1971, N 18.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	5
Глава I	
Основные понятия и методы анализа формаций	7
Современные представления о содержании и задачах анализа геологических формаций	—
Общие понятия о парагенезисах	13
Вопросы методики изучения формаций	15
Использованные методические приемы анализа формаций	18
Глава II	
Палеогеографическое и тектоническое районирование бассейна Тетис	21
Глава III	
Латеральные ряды и ассоциации формаций на примере юрских и меловых отложений бассейна Тетис	30
Формации и ассоциации формаций нижней — средней юры	31
Ассоциация терригенных сероцветных формаций	—
Ассоциация карбонатных формаций	38
Ассоциация карбонатно (терригенно)-сульфатных формаций	41
Формации и ассоциации формаций верхней юры	—
Ассоциация карбонатных формаций	43
Ассоциация карбонатно-терригенных формаций	46
Ассоциация красноцветных (пестроцветных) терригенных формаций	47
Формации и ассоциации формаций неокома	48
Ассоциация карбонатных формаций	—
Ассоциация терригенных глауконитовых формаций	51
Ассоциация терригенных красноцветных и пестроцветных формаций	—
Формации и ассоциации формаций алта — альба	53
Ассоциация терригенных глауконитовых формаций	—
Ассоциация карбонатных формаций	56
Красноцветные и пестроцветные терригенные формации	59
Формации и ассоциации формаций верхнего мела	—
Формации северной периферической зоны бассейна Тетис	61
Формации южной периферической зоны бассейна Тетис	65
Формации центральной зоны бассейна Тетис	67
Глава IV	
Фоновые ассоциации формаций и их значение для анализа латеральных формационных рядов	75
Общие закономерности в расположении ареалов фоновых ассоциаций формаций бассейна Тетис в юрско-меловое время	76
Конкретные формации и их фоновые парагенезисы	82
Глава V	
Вертикальные ряды формаций альпийского комплекса в структурах Альпийской геосинклинальной складчатой области и синхронные им ряды платформенных формаций	85
Структурно-тектонические группировки формаций — основа для палеотектонических реконструкций	86
Вертикальные ряды юрско-палеогеновых формаций	89

Некоторые общие закономерности строения формационных рядов на платформах юга СССР	104
Модели региональных эталонных формационных рядов Альпийской геосинклинальной области	106

Глава VI

Формации альпийского орогенного этапа и их соотношение с формациями предшествующего этапа в геосинклинальной области и на платформах	112
Общие представления об орогенных формациях	—
Строение неоген-четвертичного эпигеосинклинального и эпиплатформенного орогенных комплексов	115
Молассовые впадины в областях эпиплатформенного и эпигеосинклинального орогенеза	120

Глава VII

Типы парагенезисов горных пород и условия их обособления	127
Парагенезисы осадочных формаций	—
Фоновые парагенезисы формаций в древних и современных бассейнах осадконакопления	132
Фоновые ассоциации формаций геологического прошлого	—
Парагенезисы осадков современных океанов	134
Модели обособления осадочных формаций	136
Заключение	139
Литература	142

Виктор Мартынович Цейслер

ВВЕДЕНИЕ В ТЕКТОНИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ОСАДОЧНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

Утверждено к печати Бюро Отделения геологии, геофизики и геохимии Академии наук СССР

Редактор И.В. А р х и п о в, Редактор издательства Н.М. М и т я ш о в а
Художественный редактор А.Н. Ж д а н о в, Технический редактор Л.А. К у л и к о в а

Подписано к печати 20/V—1977 г. Т — 08564. Усл.печ.л. 13,3 + 1,2 вкл. Уч.-изд . 16,6
Формат 70 x 108 1/16 Бумага офс. № 1. Тираж 1200 экз. Тип. зак.259. Цена 1 р. 70 к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 117485, Москва, В-485, Профсоюзная ул., 94^а
1-я типография издательства "Наука". 199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

1 р. 70 к.

3132



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»