



В.Н.Холодов

ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ  
ПРЕОБРАЗОВАНИЯ  
В ЭЛИЗИОННЫХ  
БАССЕЙНАХ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

В.Н. Холодов  
ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ  
ПРЕОБРАЗОВАНИЯ  
В ЭЛИЗИОННЫХ  
БАССЕЙНАХ  
(на примере Восточного Предкавказья)

*Труды, вып. 372*



---

ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"  
МОСКВА  
1983

Academy of Sciences of the USSR

Order of the Red Banner of Labour Geological Institute

V.N. K h o l o d o v

**POST-SEDIMENTATION TRANSFORMATIONS IN ELISIONAL BASINS**

(on example of the East Near-Caucasus)

*Transactions, vol. 372*

---

Холодов В. Н. Постседиментационные преобразования в элизионных бассейнах (на примере Восточного Предкавказья). М.: Наука, 1983, 152 с. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 372).

На примере мезозойско-кайнозойских отложений Восточного Предкавказья показано, что в глинистых толщах, погружающихся на глубину до 6 км, происходит растворение рассеянных карбонатов, разложение рассеянного органического вещества с выделением  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ , битумоидов, воды и углеводородных газов, абиогенное образование  $\text{H}_2\text{S}$ , а также трансформация монтмориллонита в гидрослуду с выделением значительных масс воды. Все это создает вертикальную гидрохимическую зональность поровых вод в глинах, частично отражающуюся в зональности вод песчаников. Элизионные явления в разных гидрохимических зонах бассейна позволяют по-новому объяснить формирование некоторых марганцевых (родохрозитовых), а также сидеритовых и отчасти сульфидных месторождений; эти рудные скопления могут, по-видимому, рассматриваться как конечный результат катагенетических преобразований глинистых толщ.

Табл. 13, ил. 39, библиогр. с. 136–149 (441 назв.)

Редакционная коллегия:

академик *А.В.Пейве* (главный редактор),  
*В.Г.Гербова*, *В.А.Крашенинников*,  
член-корреспондент АН СССР *П.П.Тимофеев*

Ответственный редактор

*Н.А.Лисицына*

Editorial board:

Academician *A. V. Peive* (Editor-in-Chief)  
*V. G. Gerbova*, *V. A. Krashennikov*,  
Corresponding Member of the USSR Academy of Sciences  
*P. P. Timofeev*

Responsible editor

*N. A. Lisitzina*

## ВВЕДЕНИЕ

Монография представляет собой попытку разобраться в том сложном механизме, который управляет постседиментационными преобразованиями песчано-глинистых отложений в условиях значительных тектонических погружений.

Хотя обычно под постседиментационными преобразованиями осадочных пород советские литологи подразумевают и иловую стадию (диагенез) и стадию бытия осадочной породы (катагенез), главное внимание уделяется именно катагенетическим явлениям, т.е. той стадии литогенеза, которая в последнее время оказалась в центре внимания литологов. Большой интерес специалистов к стадии катагенеза, само собой разумеется, оказался далеко не случайным; только сравнительно недавно стала вырисовываться существенная роль катагенетических преобразований в образовании промышленных скоплений нефти, редких и цветных металлов, железных и марганцевых руд, залежей химического сырья и многих других ценных полезных ископаемых.

Одновременно существенно трансформировались и усложнились представления литологов о всем цикле осадочного породо- и рудообразования. На первом этапе развития науки об осадочных породах, еще с 80-х годов XIX в., большинство геологов-осадочников явное предпочтение отдавали явлениям седиментогенеза; долгое время считалось, что основная масса осадочных пород и руд формируется почти одноактно, главным образом за счет непосредственного осаждения осадочного материала из вод морских бассейнов, хотя в работах отдельных ученых и высказывались догадки о важной роли стадии диагенеза, преобразующей впоследствии осадочные накопления (Я.В.Самойлов, А.Д.Архангельский, Л.В.Пустовалов).

В 40–50 годы нашего столетия началось настоящее увлечение процессами диагенеза; оно в значительной степени было обусловлено заслуженной популярностью работ Н.М.Страхова [1953, 1956, 1960 и др.], который на материале современных морских осадков показал ведущее значение диагенетических преобразований в формировании целого ряда аутигенных минералов. Более того, оказалось, что возникновение многих рудных скоплений, заключенных в древних осадочных толщах, таких, например, как сидериты, родохрозиты, скопления минералов Cu–Pb–Zn, некоторые залежи фосфоритов, связано не с седиментацией в водоеме, а именно с теми физико-химическими реакциями уравнивания, что некогда протекали в полужидких морских илах.

Признание полистадийности осадочного рудообразования существенно поколебало все мировоззрение науки об осадочных породах и послужило толчком для рождения новых идей.

В 50–60-х годах среди многих литологов пробуждается интерес к процессам катагенеза. Вначале осознание важного значения этой стадии родилось под влиянием общих минералого-геохимических работ Л.В.Пустовалова [1956], А.В.Копелиовича [1958, 1965], А.Г.Коссовской [1962, 1971] и Н.В.Логвиненко [1968], а позднее вследствие внедрения стадияльного анализа в практику литологических исследований – Г.В.Карповой [1965], Г.А.Каледы [1955, 1960], Г.Н.Перозию [1960], К.Р.Чепикова [Чепиков и др. 1972], Т.Т.Клубовой [1967, 1968] и многих других.

В конце 50-х годов в СССР в результате изучения отдельных месторождений в осадочных породах возникают и начинают разрабатываться представления об эпигенетическом

урановом и редкометальном рудообразовании. В работах ряда авторов утверждается большая роль стадий катагенеза и гипергенеза при образовании руд урана, стронция, хрома, ванадия, рения, германия и ряда других металлов [Германов, 1960; Холодов и др., 1961; Щербаков, 1968; Головин, 1965; Лисицын, 1975; Шмарювич, 1970; Холодов, 1966, 1973].

В последнее десятилетие развитие науки об осадочных породах ознаменовалось тем, что благодаря работам геологов-нефтяников [Вассоевич, 1958, 1967; Вассоевич, Архипов и др., 1970; Неручев, 1960, 1977; Конторович, 1971], гидрогеологов [Карцев, 1969; Басков, 1970; Зайцев, 1958; Валяшко, 1963] и специалистов в области газовых месторождений [Гуревич, 1960; Анисимов, 1970; Валитов, 1977; Амурский и др., 1978; Лондон, 1977] весьма существенно пополнились наши знания о процессах, протекающих в зонах катагенеза; эта стадия быстро выдвигается на первый план, и создается впечатление, что ее роль в формировании месторождений нефти, газа, а также рудных промышленных концентраций редких и цветных металлов до сих пор явно недооценивалась.

Среди важных теоретических достижений литологии следует прежде всего отметить учение о нефтематеринских свитах и их геохимической характеристике, представление о нефти как катагенетическом производном рассеянного органического вещества (РОВ), испытывавшего термоллиз и термокатализ в условиях погружения в зону повышенных температур и давлений (главная фаза нефтеобразования, или ГФН), учение об эмиграции нефти из глин в коллекторы и о формировании в них промышленных залежей нефти и газа.

На примере месторождений самородной серы исследованиями А.С.Соколова, Н.П.Юшкина и других геологов, развивавших идеи А.С.Уклонского, было показано, что промышленные залежи серы обычно образуются в тесной пространственной связи с первичными залежами гипса и ангидритов, в пределах раскрытых антиклинальных структур, в результате взаимодействия глубинных хлоридных нефтяных рассолов и кислородсодержащих вод поверхности.

Изучение закономерностей распределения скоплений  $H_2S$  в земной коре привело ряд исследователей (Г.И.Амурский, В.И.Гуревич, Г.М.Беленицкая, Н.Б.Валитов и др.) к идее abiогенного происхождения  $H_2S$ , представляющего собой результат взаимодействия сульфатов вод с РОВ осадочных пород или разложения органического вещества (ОВ) или нефтей в условиях повышенных температур и давлений.

Широкий круг проблем возник также при исследовании эпигенетических редкометальных месторождений; выяснилось, что многие промышленные скопления руд урана, ванадия, стронция, хрома, рения, германия и других металлов, заключенные в толщах относительно проницаемых пород (песчаники и карбонатные породы), возникли не на стадии диагенеза осадков, а значительно позднее, в ходе катагенеза или даже гипергенеза. Эти поздние, "наложенные" на породу рудные концентрации формировались в результате инфильтрации пластовых, трещинных или грунтовых вод, несущих растворенные рудные компоненты, и их взаимодействия с различными осадителями (уголь, нефть, газы). На участках взаимодействия вод и пород возникали скопления металлов, окруженные зональными геохимико-минералогическими изменениями вмещающих толщ (А.И.Германов, В.Н.Холодов, А.К.Лисицын, Е.А.Головин, Е.М.Шмарювич, А.В.Щербаков и др.). Таким образом, стало очевидным, что многие осадочные породы не "умирают" вместе с завершением диагенеза; они продолжают жить напряженной геохимической жизнью даже тогда, когда опускаются на значительные глубины и скрываются под мощным чехлом более молодых напластований.

Совокупность проведенных в последнее время комплексных исследований позволила убедиться в том, что зона катагенеза, верхняя граница которой на континентах отвечает диагенетическому уплотнению осадков в условиях термодинамических показателей поверхности Земли ( $P = 1$  атм и  $T = 10-25^\circ C$ ), а нижняя совпадает с началом метаморфических преобразований осадочных пород при давлениях 2500-3000 атм и температуре 300-350 $^\circ C$ , не является простым пассивным "хранилищем" осадочных пластов,

слабо изменяющих свой геохимико-минералогический состав под действием все возрастающих термобарических факторов. Наоборот, стало очевидным, что эта область представляет собой арену сложных взаимодействий осадочных пород, вод, газов и углеводородов (УВ); в результате их миграции и скоплений в слоистой оболочке планеты возникают разнообразные новообразования, многие из которых играют существенную роль в жизни человеческого общества.

Признание большой роли катагенетических явлений еще сильнее усложнило представление обо всем осадочном цикле в целом, заставило усиленно искать отличительные признаки различных стадий, осмыслить проблему конвергенции признаков, привлекло внимание к объемности или "многостадийности" рудообразования, осуществляемого в осадочных толщах (Д.Г.Сапожников, В.Н.Холодов, В.И.Смирнов, В.И.Попов и др.).

Нельзя также не отметить, что новое понимание значения поздних стадий осадочного процесса несколько изменило общую оценку роли климата в экзогенном цикле. Действительно, в классическом варианте осадочный цикл включает мобилизацию материала на суше, его перенос и осаждение в конечных водоемах сноса, диагенез и катагенез.

Как это было показано Н.М.Страховым [1960], мобилизация вещества в пределах континентального блока теснейшим образом связана с климатом, вулканизмом и тектоническими явлениями, причем климат здесь бесспорно является доминирующим фактором; именно при непосредственном его влиянии осуществляется аридный, гумидный или ледовый тип подачи исходного вещества в бассейны осадконакопления.

Поскольку последующие процессы диагенеза протекают под контролем разлагающегося ОВ, а принципиальных отличий в количестве ОВ, отложенного в морских водоемах различных климатических зон, не устанавливается, можно считать, что уже процессы диагенеза практически выходят из-под климатического влияния.

Еще меньшую роль играет климатический фактор в развитии процессов катагенеза; здесь на первый план выступают уже такие силы, как геотектоника, термодинамика недр и палеогидрогеология. Последовательность и различная интенсивность прогибаний и поднятий определяют темпы развития различных частей "породного" бассейна и, следовательно, интенсивность прямого воздействия высоких давлений и температур на жидкую и минеральную фазы осадочных толщ. Литологический состав осадочных пород, косвенно отражающий специфику климата седиментации, несомненно оказывает некоторое влияние на характер катагенетических преобразований, однако его нельзя, по-видимому, считать здесь ведущим.

В целом по мере перехода от начала осадочного цикла к его концу значение экзогенных факторов непрерывно падает, тогда как роль эндогенных соответственно растет. Сказанное позволяет думать, что длительная история осадочной породы как бы направлена на ее обезличку; наиболее полные циклы осадочного процесса "стирают" с осадочных отложений климатические признаки их генезиса. Наоборот, сокращенные или прерванные циклы осадочного процесса благоприятствуют максимальной сохранности тех минералого-геохимических особенностей породы, которые позволяют подчас безошибочно отнести ее к аридным, гумидным или ледовым образованиям.

Усиленный интерес литологов к катагенетическим преобразованиям привел к необходимости широких комплексных исследований крупных природных объектов. В результате возникло представление об осадочно-породных бассейнах (ОПБ) как о целостных автономных системах, в которых благодаря преобладанию нисходящих тектонических движений осадочные и осадочно-вулканогенные толщи проходят все стадии постседиментационных изменений от диагенеза и катагенеза до метаморфизма. Внутри такой породной системы, которая часто пространственно совпадает с тектоническими впадинами или депрессиями, реализуются все процессы формирования нефтяных и газовых месторождений, различных рудных скоплений и других катагенетических образований<sup>1</sup>.

В соответствии с представлениями ряда ведущих гидрогеологов — Д.С.Соколова

<sup>1</sup> В гидрогеологии осадочно-породные бассейны иногда называют артезианскими.

урановом и редкометальном рудообразовании. В работах ряда авторов утверждается большая роль стадий катагенеза и гипергенеза при образовании руд урана, стронция, хрома, ванадия, рения, германия и ряда других металлов [Германов, 1960; Холодов и др., 1961; Щербakov, 1968; Головин, 1965; Лисицын, 1975; Шмаривич, 1970; Холодов, 1966, 1973].

В последнее десятилетие развитие науки об осадочных породах ознаменовалось тем, что благодаря работам геологов-нефтяников [Вассоевич, 1958, 1967; Вассоевич, Архипов и др., 1970; Неручев, 1960, 1977; Конторович, 1971], гидрогеологов [Карцев, 1969; Басков, 1970; Зайцев, 1958; Валяшко, 1963] и специалистов в области газовых месторождений [Гуревич, 1960; Анисимов, 1970; Валитов, 1977; Амурский и др., 1978; Лондон, 1977] весьма существенно пополнились наши знания о процессах, протекающих в зонах катагенеза; эта стадия быстро выдвигается на первый план, и создается впечатление, что ее роль в формировании месторождений нефти, газа, а также рудных промышленных концентраций редких и цветных металлов до сих пор явно недооценивалась.

Среди важных теоретических достижений литологии следует прежде всего отметить учение о нефтематеринских свитах и их геохимической характеристике, представление о нефти как катагенетическом производном рассеянного органического вещества (РОВ), испытывающего термоллиз и термокатализ в условиях погружения в зону повышенных температур и давлений (главная фаза нефтеобразования, или ГФН), учение об эмиграции нефти из глин в коллекторы и о формировании в них промышленных залежей нефти и газа.

На примере месторождений самородной серы исследованиями А.С.Соколова, Н.П.Юшкина и других геологов, развивавших идеи А.С.Уклонского, было показано, что промышленные залежи серы обычно образуются в тесной пространственной связи с первичными залежами гипса и ангидритов, в пределах раскрытых антиклинальных структур, в результате взаимодействия глубинных хлоридных нефтяных рассолов и кислородсодержащих вод поверхности.

Изучение закономерностей распределения скоплений  $H_2S$  в земной коре привело ряд исследователей (Г.И.Амурский, В.И.Гуревич, Г.М.Беленицкая, Н.Б.Валитов и др.) к идее abiогенного происхождения  $H_2S$ , представляющего собой результат взаимодействия сульфатов вод с РОВ осадочных пород или разложения органического вещества (ОВ) или нефтей в условиях повышенных температур и давлений.

Широкий круг проблем возник также при исследовании эпигенетических редкометальных месторождений; выяснилось, что многие промышленные скопления руд урана, ванадия, стронция, хрома, рения, германия и других металлов, заключенные в толщах относительно проницаемых пород (песчаники и карбонатные породы), возникли не на стадии диагенеза осадков, а значительно позднее, в ходе катагенеза или даже гипергенеза. Эти поздние, "наложенные" на породу рудные концентрации формировались в результате инфильтрации пластовых, трещинных или грунтовых вод, несущих растворенные рудные компоненты, и их взаимодействия с различными осадителями (уголь, нефть, газы). На участках взаимодействия вод и пород возникали скопления металлов, окруженные зональными геохимико-минералогическими изменениями вмещающих толщ (А.И.Германов, В.Н.Холодов, А.К.Лисицын, Е.А.Головин, Е.М.Шмаривич, А.В.Щербakov и др.). Таким образом, стало очевидным, что многие осадочные породы не "умирают" вместе с завершением диагенеза; они продолжают жить напряженной геохимической жизнью даже тогда, когда опускаются на значительные глубины и скрываются под мощным чехлом более молодых напластований.

Совокупность проведенных в последнее время комплексных исследований позволила убедиться в том, что зона катагенеза, верхняя граница которой на континентах отвечает диагенетическому уплотнению осадков в условиях термодинамических показателей поверхности Земли ( $P = 1$  атм и  $T = 10-25^\circ C$ ), а нижняя совпадает с началом метаморфических преобразований осадочных пород при давлениях 2500–3000 атм и температуре 300–350°С, не является простым пассивным "хранилищем" осадочных пластов,

слабо изменяющих свой геохимико-минералогический состав под действием все возрастающих термобарических факторов. Наоборот, стало очевидным, что эта область представляет собой арену сложных взаимодействий осадочных пород, вод, газов и углеводородов (УВ); в результате их миграции и скоплений в слоистой оболочке планеты возникают разнообразные новообразования, многие из которых играют существенную роль в жизни человеческого общества.

Признание большой роли катагенетических явлений еще сильнее усложнило представление обо всем осадочном цикле в целом, заставило усиленно искать отличительные признаки различных стадий, осмыслить проблему конвергенции признаков, привлекло внимание к объемности или "многостадийности" рудообразования, осуществляемого в осадочных толщах (Д.Г.Сапожников, В.Н.Холодов, В.И.Смирнов, В.И.Попов и др.).

Нельзя также не отметить, что новое понимание значения поздних стадий осадочного процесса несколько изменило общую оценку роли климата в экзогенном цикле. Действительно, в классическом варианте осадочный цикл включает мобилизацию материала на суше, его перенос и осажение в конечных водоемах сноса, диагенез и катагенез.

Как это было показано Н.М.Страховым [1960], мобилизация вещества в пределах континентального блока теснейшим образом связана с климатом, вулканизмом и тектоническими явлениями, причем климат здесь бесспорно является доминирующим фактором; именно при непосредственном его влиянии осуществляется аридный, гумидный или ледовый тип подачи исходного вещества в бассейны осадконакопления.

Поскольку последующие процессы диагенеза протекают под контролем разлагающегося ОВ, а принципиальных отличий в количестве ОВ, отложенного в морских водоемах различных климатических зон, не устанавливается, можно считать, что уже процессы диагенеза практически выходят из-под климатического влияния.

Еще меньшую роль играет климатический фактор в развитии процессов катагенеза; здесь на первый план выступают уже такие силы, как геотектоника, термодинамика недр и палеогидрогеология. Последовательность и различная интенсивность прогибаний и поднятий определяют темпы развития различных частей "породного" бассейна и, следовательно, интенсивность прямого воздействия высоких давлений и температур на жидкую и минеральную фазы осадочных толщ. Литологический состав осадочных пород, косвенно отражающий специфику климата седиментации, несомненно оказывает некоторое влияние на характер катагенетических преобразований, однако его нельзя, по-видимому, считать здесь ведущим.

В целом по мере перехода от начала осадочного цикла к его концу значение экзогенных факторов непрерывно падает, тогда как роль эндогенных соответственно растет. Сказанное позволяет думать, что длительная история осадочной породы как бы направлена на ее обезличку; наиболее полные циклы осадочного процесса "стирают" с осадочных отложений климатические признаки их генезиса. Наоборот, сокращенные или прерванные циклы осадочного процесса благоприятствуют максимальной сохранности тех минералого-геохимических особенностей породы, которые позволяют подчас безошибочно отнести ее к аридным, гумидным или ледовым образованиям.

Усиленный интерес литологов к катагенетическим преобразованиям привел к необходимости широких комплексных исследований крупных природных объектов. В результате возникло представление об осадочно-породных бассейнах (ОПБ) как о целостных автономных системах, в которых благодаря преобладанию нисходящих тектонических движений осадочные и осадочно-вулканогенные толщи проходят все стадии постседиментационных изменений от диагенеза и катагенеза до метаморфизма. Внутри такой породной системы, которая часто пространственно совпадает с тектоническими впадинами или депрессиями, реализуются все процессы формирования нефтяных и газовых месторождений, различных рудных скоплений и других катагенетических образований<sup>1</sup>.

В соответствии с представлениями ряда ведущих гидрогеологов — Д.С.Соколова

<sup>1</sup> В гидрогеологии осадочно-породные бассейны иногда называют артезианскими.

[1962], А.А.Карцева с соавторами [1969], И.К.Зайцева [1970] и др. — среди различных ОПБ континентального блока можно выделить три группы.

К первой принадлежат э л и з и о н н ы е бассейны, приуроченные к молодым тектоническим впадинам и предгорным прогибам альпийского пояса. В качестве примера можно назвать Терско-Кумский, Азово-Кубанский, Амударьинский, Западно-Туркменский и другие прогибы. Для них типично резкое и длительное преобладание нисходящих отрицательных движений, в результате которых во впадинах накопились мощные осадочные толщи мощностью до 10 км. Наоборот, положительные движения были очень кратковременными и начались в неогене или даже в постплиоцене.

Как следствие такого развития в центральных частях депрессии каждый последующий пласт перекрывает предыдущий, а в целом песчано-глинистая толща становится источником газоводных флюидов, в ней глины уподобляются пористой резине, насыщенной морской водой, РОВ и разнообразными газами. По мере погружения они сжимаются и отдают газоводные растворы в жесткие пласты-коллекторы и дренирующие зоны разломов. Как следствие в подобных регионах элизионный этап резко преобладает над инфильтрационным<sup>1</sup>, а отжимающиеся седиментационные флюиды обычно мигрируют в них от центра к периферии. Этому способствуют высокие геотермические градиенты, обеспечивающие температуру до 100°С на сравнительно небольшой (2–3 км) глубине. Здесь очень часто возникают аномально высокие пластовые давления (АВПД), которые в глубоких частях бассейнов, в зоне затрудненного водообмена, сохраняются на протяжении длительного геологического времени.

Характерная черта элизионных систем — широкое распространение обратной гидрохимической зональности; уменьшение величины общей минерализации здесь часто осуществляется сверху вниз, от верхних структурных этажей к нижним.

Ко второй группе осадочно-породных бассейнов, которые правильнее называть и н ф и л ь т р а ц и о н н ы м и, относятся бассейны, расположенные на древних платформах, в пределах сравнительно неглубоких впадин (Московская, Северо-Двинская, Вятско-Камская, Ангаро-Ленский бассейн и др.). Для них характерны относительно небольшие (2–3 км) мощности осадочного чехла, что обусловлено слабой тектонической активностью региона и замедленными нисходящими движениями. Благодаря тому что в периферической части осадочный чехол такой "тектонической чаши" оказывается вскрытым эрозией, в наиболее проницаемые пласты-коллекторы с дневной поверхности поступают вадозные воды, которые по закону гидростатического напора мигрируют по ним в направлении от областей питания к областям разгрузки.

Часто в пределах фундамента господствуют невысокие температуры (не более 40–60°С). Во всей толще чехла преобладают гидростатические напоры, но движение инфильтрационных вод осуществляется только в верхних его частях. Поэтому с глубиной минерализация вод довольно быстро возрастает и в зоне затрудненного водообмена распространяются захороненные хлоркальциевые рассолы. В этих случаях пластовые давления столь незначительны, что не могут обеспечить фронтальное движение рассолов, и они оказываются погребены.

Третья группа с м е ш а н н ы х артезианских бассейнов представлена Лено-Виллюйской синеклизой и Западно-Сибирской впадиной. Они занимают промежуточное положение, хотя значительная (3–4 км) мощность юрских, меловых и неогеновых песчано-глинистых отложений, преобладание элизионных процессов по крайней мере в юре—неогене и развитие АВПД сближают их с осадочными впадинами первой группы.

Ранее [Холодов, Туровский, 1982; Холодов, 1982а, б] уже отмечалось, что двум пер-

<sup>1</sup> В соответствии с представлениями А.А.Карцева и соавторов [1969] гидрогеологический цикл любого седиментационного бассейна распадается на два этапа. Первый, э л и з и о н н ы й, этап характеризуется погружением, накоплением осадков и преобладанием процессов выжимания захороненных седиментационных вод из пластичных глин в жесткие и проницаемые песчаники. После поднятия, регрессии и частичной денудации водоносных пород на периферии бассейна начинается и н ф и л ь т р а ц и о н н ы й этап, когда внедряющиеся в коллекторы метеорные воды вытесняют седиментационные.

вым типам осадочно-породных бассейнов соответствуют два типа катагенеза на континентальном блоке.

Первый тип процесса — элизионный катагенез — характеризуется перераспределением газоводных флюидов, отжимающихся из глин в песчаники или тектонические трещины; это в свою очередь вызывает реакции, идущие на границе двух разных геохимических сред, где нередко формируются самые разнообразные аутигенные минералы. При этом значительно изменяется химико-минералогический состав глин и пород-коллекторов.

Второй тип катагенеза — инфильтрационный — отличается тем, что в этом процессе пласты-коллекторы (песчаники и карбонатные породы) становятся главной ареной разнообразных химических реакций; разделяющие их глины слабее отражают те изменения, что возникают в коллекторах под воздействием пластовых вод.

Объектом наших литолого-геохимических исследований явился Восточно-Предкавказский элизионный бассейн; эта тектоническая впадина представляет собой довольно типичный пример крупной элизионной системы.

Работа, результаты которой изложены в данной монографии, возникла в ходе региональных литолого-геохимических исследований, охвативших районы Черных гор и Дагестанского клина Восточного Предкавказья. Здесь, помимо литолого-фациального профиля, характеризовавшего среднемиоценовые отложения междуречья Урух—Сулак и детально описанного ранее [Холодов, Недумов, 1981; Гаврилов, 1982], автором также был изучен 5-километровый разрез мезозойско-кайнозойских отложений, в естественных обнажениях в нем оказалось возможным не только проследить поведение ОВ, карбонатов и ряда химических элементов, но и сравнить средний состав и текстуры глин в разных стратиграфических комплексах. Было показано, что в глинах разреза четко зафиксировались следы процессов гидрослюдизации и дегидратации, растворения карбонатов и подготовки ОВ к эмиграции в пласты-коллекторы ГФН. Более того, изучение песчаников разных стратиграфических интервалов позволило обнаружить в них следы песчаного диапризма в виде кластических даек и горизонтов с включениями. Оказалось, что эти своеобразные текстуры являются результатом выжимания нефтегазоводных флюидов из глин в песчаные коллекторы, осуществленным при высоких давлениях и температурах. Изучение деталей строения кластических даек и горизонтов с включениями позволило реконструировать химизм, термобарические условия и динамику процесса и связать этот механизм с определенными этапами жизни элизионного бассейна.

Рассмотрение соотношений между южными предгорьями Кавказа и собственно Восточно-Предкавказским осадочно-породным или элизионным бассейном показало, что изученные в обнажениях явления, по-видимому, типичны для всей этой обширной впадины. Обобщение литературного материала, особенно детально характеризующего районы Терского и Сунженского Передовых хребтов и районов Прикумья, где в мезозойских и третичных отложениях известны разнообразные залежи нефти и газа, позволило, опираясь на современные представления о ГФН, а также на идеи о последовательности уплотнения осадочных пород, дегидратации и декарбонатизации глин, построить общую схему изменения состава жидкой и газовой фаз в глинах в зависимости от глубины их погружения; эта схема объясняет не только изменение состава газоводно-нефтяных флюидов в глинах, но и важнейшие тенденции изменения состава пластовых вод в песчаных коллекторах, а также появление и формирование в них разнообразных аутигенных катагенетических новообразований.

Все приведенные в монографии данные могут быть использованы при построении геохимических моделей формирования марганцевых (родохрозитовых), сидеритовых, сульфидных и нефтяных месторождений; кроме того, они могут помочь понять механизм формирования АВПД и грязевого вулканизма.

В заключение хотелось бы отметить, что в процессе подготовки книги автор обсуждал поднятые здесь вопросы с А.К. Лисициным, И.В. Хворовой, Л.Е. Штеренбергом, Ю.О. Гавриловым и И.А. Кондратьевой. Большую помощь при подготовке рукописи к публикации оказали Р.И. Недумов, О.А. Дворецкая и С.В. Баскакова; всем названным товарищам автор считает своим долгом принести глубокую благодарность.

## Глава I

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ВОСТОЧНО-ПРЕДКАВКАЗСКОГО ОСАДОЧНО-ПОРОДНОГО БАССЕЙНА

#### ТЕКТОНИЧЕСКАЯ, СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ И ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКИ РАЙОНА

Восточно-Предкавказский осадочно-породный бассейн располагается в бассейнах рек Сулак, Терек, Кума и Маныч, захватывая северный склон Кавказского хребта и значительную часть Предкавказской равнины. Его площадь превышает 176 тыс. км<sup>2</sup>; он занимает территории Ставропольского края, Кабардино-Балкарской, Северо-Осетинской, Чечено-Ингушской и Дагестанской АССР.

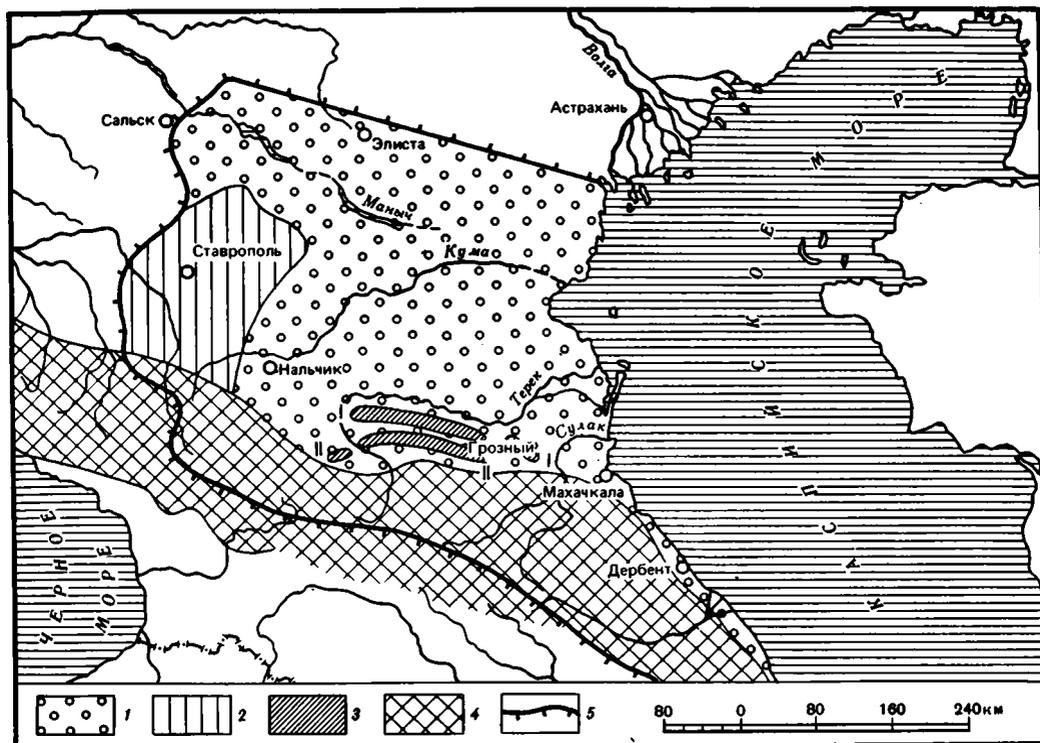
Бассейн представляет собой сложно построенную впадину. На юге она ограничена водоразделом Кавказского хребта, на западе — западной окраиной Ставропольской возвышенности, а на севере — погребенным валом Карпинского (рис. 1). В восточной части бассейн открыт в сторону Каспийского моря и постепенно сливается с Предкаспийской депрессией [Шагоянц, 1959; Киссин, 1964].

Внутреннее строение Восточно-Предкавказского бассейна довольно сложно; в его пределах различается несколько менее крупных бассейнов, разделенных поднятиями. Так, между Прикумской зоной поднятия и погребенным валом Карпинского на севере располагается Манычский прогиб, а на юге Терский и Сунженский хребты, разделенные Алханчуртской депрессией, отделяют от центральной части бассейна Чечено-Грозненскую, Осетинскую и Кабардинскую впадины, представляющие собой, с гидрогеологической точки зрения, типичные наложенные артезианские бассейны.

Тектоническое строение Восточно-Предкавказского бассейна было описано в работах многих геологов [Шатский, 1925, 1927, 1929; Руженцев, 1932; Брод, 1938, 1958; Бурштар, 1960; Успенская, 1961; Милановский, Хаин, 1963; Смирнова и др., 1967, 1975; Летавин, 1970; Летавин и др., 1975; Борисов и др., 1962]. В нем принято различать крутой южный склон, сложенный передовыми складками Кавказского орогена, и пологий северный склон, занимающий краевую часть Русской (точнее, Скифской) платформы.

В южной миогеосинклинали части Восточно-Предкавказского бассейна И.О.Брод [1958] предложил выделить области раннемезозойской, позднемеозойской и третичной складчатости. Юго-восточная часть Главного Кавказского хребта слагается сложно-дислоцированными юрскими сланцами, представляющими нижнемезозойскую складчатость.

Расположенная к северу от нее область Известнякового Дагестана и Приказбекская зона сложены карбонатными породами позднеюрского и мелового возраста и представляют область позднемеозойской складчатости. Полоса третичной складчатости занимает северную часть Дагестанского клина и моноклинали Черных гор; эта зона развития палеоген-неогеновых отложений, постепенно погружающихся под четвертичные отложения Чечено-Грозненской, Осетинской и Кабардинской впадин, севернее вновь проявляет себя в виде Передовых хребтов — Сунженского и Терского, а еще дальше вновь сливается с четвертичными равнинами Предкавказья. Строение Передовых хребтов довольно сложное; они состоят из цепи более мелких поднятий, образующих в плане две суб-



Р и с. 1. Строение Восточно-Предкавказского артезианского бассейна

1 — равнина, сложенная четвертичными отложениями; 2 — Ставропольское поднятие; 3 — Терский (I—I) и Сунженский (II—II) хребты; 4 — выходы древних пород Кавказского орогена; 5 — граница артезианского бассейна

широтные полудуги, разделенные узкой депрессией [Холодов, Недумов, 1979, 1981]. К северу от предгорных хребтов располагается обширная Терско-Кумская впадина.

Северная часть бассейна включает в себя Ставропольское поднятие, вал Карпинского, Маньчский прогиб и Прикумскую зону поднятий, существенно осложняющих краевую часть Русской платформы.

Ставропольское поднятие, так же как и Дагестанский клин, представляет собой поперечную к кавказскому простиранию крупную структуру, в приосевой части сложенную третичными отложениями и осложненную субширотными складками второго порядка. В нем выделяют две части — Северо-Ставропольское и Южно-Ставропольское валообразные поднятия.

Погребенный вал Карпинского четко фиксируется приподнятыми частями фундамента. Он вытянут в близширотном направлении и обычно рассматривается геологами как юго-восточное продолжение складок Донбасса. Кумо-Маньчский прогиб по поверхности фундамента, так же как и вал Карпинского, не является единой структурой, а распадается на ряд более мелких групп складок.

Многочисленные глубинные разломы осложняют строение региона в пределах фундамента; часть этих структур относится, по-видимому, к категории долгоживущих и активно влияла на осадконакопление и в позднейшие времена [Успенская, 1961; Летавин и др., 1975].

Равнинная часть Восточного Предкавказья на поверхности слагается горизонтально залегающими рыхлыми осадочными отложениями палео-Каспия и принадлежит к числу совершенно закрытых территорий, строение которых можно изучить лишь с помощью бурения и геофизических исследований.

В районе Восточно-Предкавказского осадочно-породного бассейна выделяется фундамент, сложенный докембрийскими и среднепалеозойскими (карбонowymi и пермскими) отложениями, прорванными многочисленными интрузиями, и чехол, в котором хорошо различимы мезозойская и кайнозойская части разреза. Фундамент бассейна образует резко асимметричную впадину, область максимальных глубин которой, достигающих 8000—9000 м, прижата непосредственно к Кавказскому орогену. Севернее, в пределах Центрально-Калмыцкой ступени, абсолютные отметки залегания поверхности фундамента постепенно уменьшаются, достигая 1000—1600 м; южнее древнейшие отложения резко поднимаются к дневной поверхности, местами обнажаясь в складчатой системе Центрального Кавказа.

Рельеф фундамента в среднем течении р. Терек осложнен узкими поднятиями, соответствующими Терскому и Сунженскому антиклинориям; здесь фиксируются отметки, уступающие окружающим более чем на 1000 м. На Ставропольской возвышенности глубина залегания фундамента редко превышает 1000—1500 м. Наоборот, по направлению к Каспийскому морю глубина залегания древнейших отложений растет до 10—11 тыс. м в междуречье Сулака и Терека.

Чехол Восточно-Предкавказского бассейна слагается мезозойско-кайнозойскими отложениями, в составе которых можно выделить несколько литологически неоднородных комплексов. В мезозойских толщах различают следующие комплексы: нижне-среднеюрский терригенный, верхнеюрско-валанжинский сульфатно-карбонатно-терригенный, нижнемеловой терригенный, глауконитовый, верхнемеловой мергельно-известняково-терригенный.

Нижне-среднеюрский терригенный комплекс представлен сложным чередованием глин, алевролитов и песчаников, частично отложившихся в континентальных, частично — в прибрежно-морских условиях. В платформенной части бассейна мощность этих отложений колеблется от 200 до 700 м, тогда как в геосинклинальной она достигает 2300—2700 м и более. Весьма характерны пестрота фациальных обстановок и частое присутствие углистых включений.

Верхнеюрско-валанжинский сульфатно-карбонатно-терригенный комплекс слагается полифациальными отложениями лагун и прибрежно-морских частей палеоводоемов. В пределах платформы максимальные мощности (до 1000 м) установлены на юго-востоке. Здесь преобладают карбонатные породы с пластами каменной соли; среди песчаников встречаются прослои гетитовых и шамотитовых железных руд. По направлению к Ставропольскому своду в разрезе появляются краснокораллы.

В геосинклинальной части широкое развитие получают биогермные и оолитовые разновидности карбонатных пород, причем мощность толщи возрастает до 2000 м.

Нижнемеловой терригенный глауконитовый комплекс слагается разнообразными песчаниками, алевролитами и глинами с прослоями известняков; встречаются конкреции пирита и зерна глауконита. В платформенной части эти отложения трансгрессивно перекрывают юрские и залегают на размытом докембрии и триасе. В районе Ставрополя их мощность редко превышает 10 м, юго-восточнее она уже достигает 500—600 м. В геосинклинальной части, в предгорьях Кавказа, мощность комплекса достигает 1200 м.

Верхнемеловой мергельно-известняково-терригенный комплекс часто залегает на нижнемеловых породах с несогласием. Представлен белыми и розовыми известняками, мергелями и алевролитами. В северных районах мощность комплекса редко превышает 160 м, а на юге она местами достигает 1200 м.

Отложения кайнозойского возраста широко развиты на всей площади Восточно-Предкавказского бассейна. Среди них можно выделить карбонатно-терригенный комплекс фораминиферовой свиты (палеоцен—эоцен), глинистый комплекс майкопа, песчано-глинистый комплекс среднего миоцена (тархан, чокрак, караган, конка), карбонатно-глинистый комплекс нижнего сармата, песчано-глинистый комплекс верхнего сармата и меотиса и конгломерато-песчано-глинистый комплекс акчагыла и апшерона.

Карбонатно-терригенный комплекс фораминиферовой свиты пользуется в пределах бассейна очень широким распространением. Вблизи от западного берега Каспийского моря он представлен известняками с прослоями глин мощностью 150–200 м. Западнее глины начинают преобладать, а мощность увеличивается до 270 м, а в пределах Ставропольской возвышенности он слагается 900-метровой толщей песчаников с прослоями глин.

Глинистый комплекс майкопа в разных частях бассейна довольно стабилен; если в Черных горах он еще распадается на ряд литологически неоднородных горизонтов и мощность его достигает 2100 м, то в центральных частях бассейна этот комплекс слагается преимущественно глинами мощностью от 1000 до 1400 м. К Ставропольскому поднятию отдельные горизонты глин выклиниваются, а мощность сокращается до 700 м. В платформенной части Восточного Предкавказья верхняя часть майкопских глин размыта, мощность падает до десятков метров, а в пределах вала Карпинского майкоп местами полностью отсутствует.

Песчано-глинистый комплекс среднего миоцена представлен чередованием песчаников, алевролитов и глин с прослоями мергелей. Наиболее полно он выражен в геосинклинальной части Восточного Предкавказья, в предгорьях и в районе Передовых хребтов. Здесь мощность песчано-глинистых отложений достигает 1500–2000 м. К северу, в платформенных участках, песчанники постепенно исчезают, а мощность глин падает до 300–400 и даже 100 м. В сторону Ставропольского поднятия преобладают песчанники и карбонатные породы, но мощность также сокращается до 200–300 м.

Карбонатно-глинистый комплекс нижнего сармата слагается карбонатными глинами с прослоями мергелей и песков. В геосинклинальной части его мощность достигает 100–130 м, а к северу она резко падает до 65–70 м.

Песчано-глинистый комплекс верхнего сармата и меотиса отличается довольно пестрым фациальным составом слагающих его пород. На северо-западе, в районе Ставрополя, обычно преобладают песчанники и ракушечники мощностью до 70 м, тогда как к юго-востоку большое распространение получают глины и мергели; мощность их достигает на р. Сулак 1500 м.

Конгломератовый комплекс акчагыла и апшерона представлен двумя фациями. Пресноводно-континентальные отложения преобладают в предгорьях Кавказа и на восточном склоне Ставропольской возвышенности; они слагаются здесь песчано-галечниковыми толщами до 1000 м мощностью. Морские отложения, среди которых преобладают глины и песчанники, развиты в центральных частях бассейна, где их мощность уменьшается до 600–800 м.

Четвертичные отложения сплошным чехлом покрывают исследуемую территорию.

Гидрогеологическое строение Восточно-Предкавказского бассейна изучалось многими исследователями (К.А.Биячнев, С.А.Шагоянц, Б.И.Куделин, В.Н.Корценштейн, В.И.Дудукин, Г.М.Сухарев, А.М.Овчинников, А.А.Карцев, Ф.А.Макаренко, А.И.Хребтов и др.). Наибольший интерес представляют работы С.А.Шагоянца [1959], И.Г.Кисина [1964], А.И.Хребтова [1965], Р.Г.Джамалова [1973]; их материалы использовались автором при составлении нижеследующих разделов.

С гидрогеологической точки зрения, в настоящее время бассейн представляет собой крупную водоносную систему, в которой хорошо различимы современная область инфильтрации вод (активного водообмена), расположенная в гипсометрически наиболее приподнятых частях Кавказского хребта, зона резкого снижения напоров в районе Передовых хребтов и зона постепенного снижения напоров и частичной разгрузки в центральных и северо-восточных частях впадины. В пределах мезозойско-кайнозойского осадочного чехла исследуемого артезианского бассейна довольно определенно выделяются два разных водоносных этажа, разделенных мощным майкопским водоупором: мезозойский, или подмайкопский, и неогеново-четвертичный, или надмайкопский. Майкопские глинистые отложения почти на всей площади региона имеют мощность, превышающую 1000 м, слагаются плотными глинами и довольно хорошо изолируют мезозойские и неогеново-четвертичные водоносные горизонты один от другого.

Подземные воды мезозойских отложений охарактеризованы по весьма неполным данным глубокого бурения.

В юрских отложениях Озек-Суатской группы нефтяных месторождений, вскрытых в центральной части бассейна на глубине 3300 м, встречены воды хлоридно-кальциево-натриевого состава с минерализацией до 110 г/л. К востоку и северу от этого района растет общая минерализация вод, которая в пределах вала Карпинского достигает величины 160 г/л.

Воды нижнемеловых толщ Терско-Сунженского района были опробованы на глубинах 3000–3100 м. Было установлено, что в них преобладает хлорид натрия, а общая минерализация колеблется от 44 до 90 г/л. К северо-востоку, в районе Русского Хутора и Сухокумска, обнаружены хлоридно-кальциево-натриевые воды с минерализацией 115–140 г/л. Близкую характеристику имеют воды нижнего мела в районе вала Карпинского, где глубина залегания водоносного горизонта уменьшается до 400–1600 м. Подземные воды известняков верхнего мела были вскрыты на глубинах 1800–2500 м в районе Передовых хребтов, причем температура в устье скважины достигала 78–100°С. По составу они также оказались хлоридно-натриевыми, бессульфатными, с минерализацией 42–49 г/л. При увеличении глубины вскрытия водоносных пластов минерализация вод обычно возрастает до 60–70 г/л. На севере, в районе вала Карпинского, карбонатные породы мела подсечены скважинами на глубинах 40–500 м, однако их общая минерализация здесь увеличивается до 70–80 г/л, а состав остается неизменным.

В целом распределение минерализации и химического состава вод мезозойских отложений свидетельствует о том, что в настоящее время на большей части площади Восточно-Предкавказского бассейна установлена обстановка затрудненного водообмена. При этом общее движение вод происходит с юго-запада, со стороны областей питания, расположенных на северных склонах Кавказского хребта, на северо-восток, к области разгрузки в районе вала Карпинского, однако оно осуществляется крайне медленно. По расчетам И.Г.Кисина [1964], воды проходят в мезозойских отложениях путь от области питания до зоны разгрузки более чем за 1 млн. лет, что свидетельствует о крайне вялом гидродинамическом режиме.

Кроме того, сходство в гидродинамической и гидрохимической зональности всех водоносных комплексов мезозоя позволяет думать, что между ними, по-видимому, имеется скрытая гидравлическая связь.

Подземные воды неогеново-четвертичных отложений заметно отличаются от вод мезозоя.

Среднемиоценовые толщи в районе предгорий Кавказа содержат гидрокарбонатно-кальциевые и гидрокарбонатно-сульфатно-кальциевые воды с минерализацией 1–1,5 г/л. Севернее эти главным образом песчаные отложения погружаются на большие глубины и здесь нагреваются до температуры 100°С. В результате в районах Терского и Сунженского хребтов широко развиты восходящие термальные источники; они представлены гидрокарбонатно-сульфатно-натриевыми и хлоридно-гидрокарбонатно-натриевыми водами с широким спектром минерализации от 0,9 до 10 г/л и температур 60–90°С. Далее к северу и северо-востоку минерализация вод непрерывно возрастает от 3–5 до 20–25 г/л, причем по мере увеличения минерализации сульфатно-хлоридно-натриевые и хлоридно-гидрокарбонатно-натриевые воды замещаются на хлоридно-натриевые.

Сарматские песчаники являются основным водоснабжающим горизонтом Ставрополя. В пределах Черных гор и других районов предгорий распространены пресные воды с минерализацией не более 1 г/л. Они имеют сульфатно-гидрокарбонатно-кальциевый или гидрокарбонатно-кальциевый состав. Сходны с ними воды Ставропольской возвышенности, где минерализация местами возрастает до 3 г/л.

На восток и северо-восток, в Прикумском районе и далее по направлению к валу Карпинского, минерализация подземных вод растет по мере увеличения глубины залегания сармата; одновременно с этим гидрокарбонатно-натриевые и гидрокарбонатно-сульфатно-натриевые воды сменяются хлоридно-сульфатно-натриевыми и хлоридно-натриевыми, особенно характерными для Маньчского прогиба.

Весьма близки по типу и составу к водам сарматских отложений подземные воды акагыльских, апшеронских и древнечетвертичных отложений.

Хотя химический состав подземных вод неогеново-четвертичного комплекса очень сильно отличается от состава вод мезозоя, гидродинамика этих структурных этажей сходна. В районе Кавказских предгорий и в пределах Ставрополя в отложениях верхнего этажа, по-видимому, также происходит питание песчаных коллекторов. Частичный дренаж подземных вод здесь осуществляется по оврагам, балкам и долинам рек, но основное движение по проницаемым горизонтам происходит в северном и северо-восточном направлениях.

Разгрузка подземных вод верхнего водоносного комплекса, по мнению С.А.Шагоянца [1959] и других авторов, совершается главным образом путем перетекания через глинистые покрывки в вышележащие горизонты и четвертичный покров; такой механизм движения сравнительно легко увязывается и с горизонтальной химической зональностью, по которой погребенные хлоркальциевые воды, развитые на северо-востоке региона, постепенно оттеснялись инфильтрирующими пресными сульфатными водами в направлении основной миграции. В ряде работ других исследователей [Куделин, 1948; Сухарев, 1954; Курбанов, 1969; Джамалов, 1973] утверждается, что часть подземного потока вод, связанных с постмайкопскими водоносными пластами, разгружается непосредственно в Каспийском море. По-видимому, и тот и другой путь разгрузки осуществляется в природе одновременно.

Таким образом, судьба вод двух разных водоносных комплексов исследуемого артезианского бассейна различна; пластовые воды мезозоя медленно стремятся к валу Карпинского, где формируют серию источников и родников, тогда как воды неогена и четвертичных толщ отчасти фильтруются через глинистые покрывки в рыхлые осадки и смешиваются с безнапорными водами, а отчасти поворачивают на восток и высачиваются сквозь песчаные илы Каспия.

В пределах Восточно-Кавказского ОПБ инфильтрационный режим установился сравнительно недавно; как показали исследования А.А.Карцева с соавторами [1969], на протяжении длительного времени, с ранней юры и вплоть до позднего сармата, весь этот регион испытывал главным образом нисходящие движения, т.е. развивался как типичная элизионная система. Воды в нем отжимались из пластовых глин в жесткие коллекторы, по которым и осуществлялся отток к периферии.

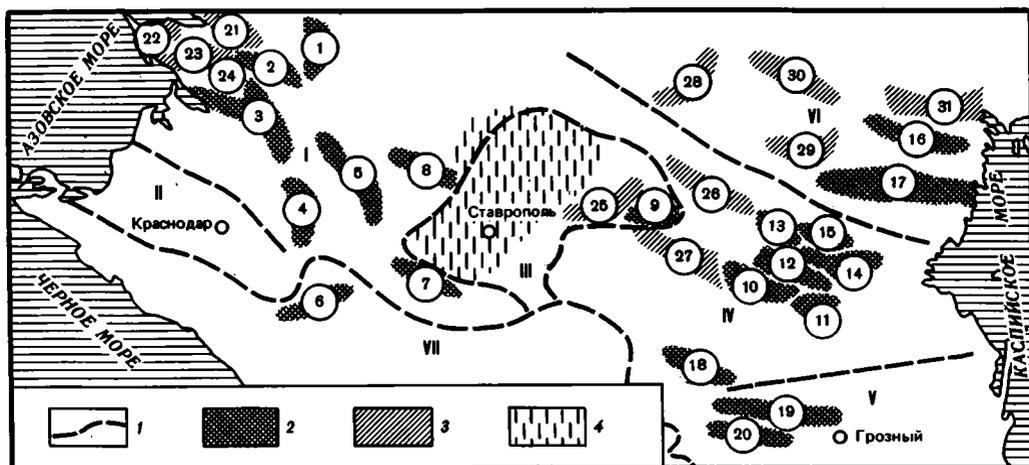
Лишь изредка и на очень короткие геологические этапы тектонические поднятия нарушали этот направленный гидрогеологический процесс.

Начиная с верхнего сармата интенсивные поднятия в районе Кавказского хребта значительно обновили рельеф, вывели на дневную поверхность большую часть пород-коллекторов и благоприятствовали развитию описанных выше инфильтрационных процессов.

Одни характерные особенности Восточно-Предкавказского ОПБ были унаследованы от элизионного этапа его развития, другие возникли сравнительно недавно и определены новейшей тектоникой и инфильтрационными явлениями.

Прежде всего обращает на себя внимание, что в водах обоих водоносных комплексов на больших глубинах часто растворены разнообразные газы. Так, в водах юрских отложений содержание метана и тяжелых углеводородов колеблется от 57 до 86%,  $\text{CO}_2$  — от 5 до 22%, присутствуют азот, аргон и гелий. Общая газонасыщенность колеблется от 1500 до 3000  $\text{см}^3/\text{л}$ . Меловые осадочные породы содержат воды с растворенными газами, объем которых достигает 4000  $\text{см}^3/\text{л}$ . При этом преобладают метан и его гомологи (70—95%) и азот (5—6%). Количество растворенной углекислоты обычно не превышает 8—12%, но в некоторых скважинах ее содержание растет до 20—30%. Газы, сопутствующие майкопским отложениям, имеют также метановый состав и лишь слегка обогащены  $\text{CO}_2$  (до 5,5%).

Высокая газонасыщенность сопровождается в пластах-коллекторах концентрацией нефти. В пределах исследуемого региона [Юдин, Чернышев, 1978] месторождения нефти и газа, нередко объединяющиеся в зоны нефтегазоносности, известны в неогеновых и мезозойских песчаных толщах Терского и Сунженского антиклинориев (Старо-



Р и с. 2. Схема размещения зон нефтегазоаккумуляции и непродуктивных структур в мезозойских и третичных отложениях Северного Кавказа по Г.Т. Юдину и С.М. Чернышову [1978]

I – границы нефтегазоносных областей: I – Азово-Кубанской, II – Западно-Кубанской, III – Ставропольской, IV – Терско-Кумской, V – Терско-Каспийской, VI – вала Карпинского, VII – Северо-Кавказского краевого массива; 2 – зоны нефтегазоаккумуляции (цифры в кружках): 1 – Кушевская, 2 – Староминско-Ленинградская, 3 – Каневско-Березанская, 4 – Усть-Лабинская, 5 – Соколовско-Митрофановская, 6 – Ширванская, 7 – Южно-Советско-Бескербненская, 8 – Расшеватская, 9 – Мирненская, 10 – Ачикулакско-Мектебская, 11 – Тюбинская, 12 – Озексуатская, 13 – Колодезненско-Зимнеставкинская, 14 – Сухокумская, 15 – Плавненская, 16 – Олейниковско-Промысловская, 17 – Краснокамышанско-Каспийская, 18 – Советско-Курская, 19 – Терская, 20 – Сунженская; 3 – зоны непродуктивных структур (цифры в кружках): 21 – Канеловская, 22 – Приморская, 23 – Щербиновская, 24 – Новоминская, 25 – Петровско-Благодарненская, 26 – Гороховская, 27 – Прасковейская, 28 – Ульдучинско-Гагаринская, 29 – Меклетинская, 30 – Якшульская, 31 – Михайловско-Новогеоргиевская; 4 – области отсутствия коллекторов нижнего мела

и Новогрозненское месторождения, Малгобек-Вознесенка, Ачалуки, Карабулак, Гудермес и др.), в Прикумской зоне поднятий (Озек-Суатское, Колодезненско-Зимнеставкинское, Сухокумское, Плавненское, Ачикулакско-Мектебское и другие месторождения), на Ставропольском поднятии (Мирненское) и на валу Карпинского (Олейниковско-Промысловское и Краснокамышанско-Каспийское месторождения) (рис. 2).

Другой отличительной чертой Восточно-Предкавказского артезианского бассейна является широкое развитие здесь гидродинамических аномалий, т.е. участков водоносных горизонтов, отличающихся аномально высокими напорами подземных вод, совершенно не соответствующих расчетным [Николаев, 1960; Киссин, 1964, 1967; и др.]. Были выделены три главные зоны развития АВПД – Сунженская, Терская, Георгиевско-Левкумская. Очевидно, что частично эти районы совпадают с распространением газонефтяных месторождений.

Особый интерес с точки зрения гидрогеологии представляют АВПД, установленные в погруженных частях Передовых хребтов; они объясняются обычно гидравлической изоляцией участков пластов-коллекторов, которая связана здесь, по-видимому, с развитием тектонических нарушений [Киссин, 1964]. Именно благодаря некоторой гидродинамической изоляции Терского и Сунженского поднятий в них особенно распространены хлоридно-натриевые воды, хорошо сохранились газонефтяные залежи, а общее движение напорных вод со стороны Кавказа здесь замедляется и отчасти меняет направление, огибая эти узкие тектонические структуры с запада и востока.

Механизм образования АВПД не совсем ясен; по мнению Б.А.Тхостова [1960] и И.Г.Киссина [1962, 1964], определенную роль в их образовании сыграли элизионные явления и уплотнение майкопских глин в условиях зоны катагенеза под действием нагрузки и тектонических напряжений и связанная с этим явлением дегидратация седиментационных вод. Их обильное поступление в песчаные коллекторы приводило к повыше-

нию пластовых давлений и, возможно, являлось причиной тектонических деформаций. Формирование тектонических смещений и снижение порового пространства песчаников вследствие перераспределения минерального вещества обеспечивали изоляцию части толщи и сохранность высоких давлений в ходе развития антиклиналей.

Восточно-Предкавказский артезианский бассейн является крупным концентратором термальных вод. По данным И.Г.Кисина [1962] и А.И.Хребтова [1965], все водоносные горизонты бассейна, залегающие на глубине 500 м и более, содержат термальные воды. При этом максимально высокие температуры были установлены в широтной полосе, прослеженной в левобережье р. Терек от г. Армавира по течению р. Кумы к Каспийскому морю. В этой зоне величина геотермической ступени достигает 18 м/°С, а наиболее высокие температуры распределяются следующим образом:

| Глубина, м | Температура, °С | Глубина, м | Температура, °С |
|------------|-----------------|------------|-----------------|
| 500        | 55,6            | 2500       | 143,8           |
| 1000       | 90,9            | 3000       | 160,0           |
| 1500       | 109,5           | 3750       | 175,0           |
| 2000       | 123,6           |            |                 |

Высокая термичность Восточно-Предкавказского бассейна определяется значительной величиной теплового потока, идущего из глубин. Вся площадь исследуемой артезианской впадины, за немногими исключениями, скрыта под рыхлыми четвертичными осадками и доступна для исследования только с помощью геофизики и глубокого бурения. Исключение составляет только южная часть бассейна, район Дагестанского клина, где в среднем течении р. Сулак благодаря новейшим тектоническим воздыманиям Кавказского орогена и его расширению за счет прилегающих впадин на дневную поверхность оказались выведенными почти все древние отложения мезозоя и кайнозоя.

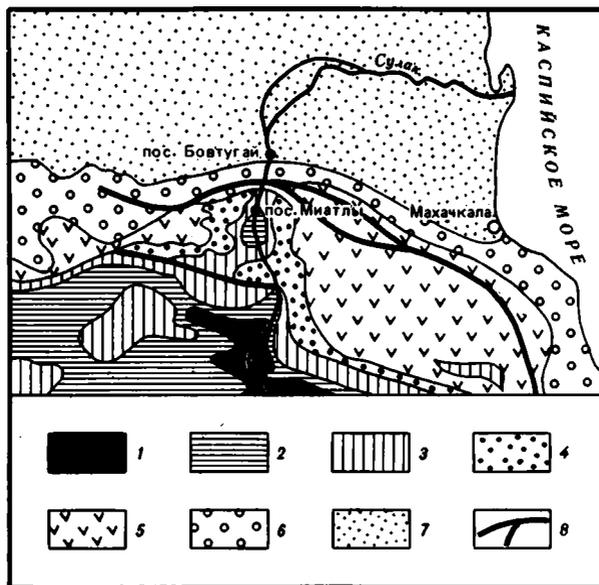
#### ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЗРЕЗА Р. СУЛАК И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ РЕГИОНА

Разрез мезозойско-кайнозойских отложений, который был положен автором в основу исследования, расположен на северном крыле крупной Хадумской антиклинали (рис. 3). Ядро этой складки сложено верхнеюрскими и меловыми отложениями; последние слагают мощную броню, и их кровля отчетливо фиксирует все особенности поднятия, обнажаясь на большой площади. В том месте, где Хадумская антиклиналь прорезается р. Сулак, образуется глубокий каньон, который Б.Ф.Добрынин предложил назвать Сулакским, а Н.С.Шатский [1929] именовал Хадумским клюзом.

В этих местах превышение водораздела над руслом реки местами достигает 1000–1200 м, стенки каньона спускаются к реке несколькими уступами, причем нередко встречаются обрывы не менее 800–750 м.

К северу от Хадумского клюза, в районе пос. Миатлы и далее по направлению к шоссе Кзыльюрт–Хасавюрт и пос. Бовтугай, последовательно обнажаются третичные и четвертичные осадочные отложения, особенно хорошо вскрытые в левом берегу р. Сулак.

В целом низменность к северу от Хадумского поднятия осложняется тремя гребневыми хребтами, вытянутыми в субширотном направлении параллельно один другому. Ближе всего к Хадумскому клюзу расположен хребет Дазудал-гох, южный склон которого сложен нижнемайкопскими, а северный — верхнемайкопскими отложениями. Далее по течению р. Сулак вырисовывается более крупная гряда Таш-Гескем, господствующая над всей местностью, ее южный склон сложен чокракскими, а северный — караганскими отложениями. Наконец, уже вблизи от пос. Бовтугай располагается хребет Сикир-гох, крутой южный склон которого слагается разнообразными отложениями верхнего сармата, а пологий северный — песчано-глинистыми отложениями меотиса, перекрытыми конгломератами ачкагыла и апшерона. Двигаясь в направлении от Хадумского каньона к северу вдоль течения р. Сулак, можно познакомиться со строением,



Р и с. 3. Схема геологического строения района Дагестанского клина и Хадумской антиклинали  
 1–7 отложения: 1 – юрские, 2 – нижнемеловые, 3 – верхнемеловые, 4 – эоценово-палеоценовые, 5 – олигоценно-среднемиоценовые, 6 – верхнемиоценовые нерасчлененные, 7 – плиоценово-плейстоценовые и четвертичные; 8 – разломы

составом и стратиграфическими особенностями всех мезозойско-кайнозойских отложений, слагающих северное крыло структуры.

Этот классический разрез (рис. 4) в свое время послужил той основой, на которой Н.С.Шатский [1929] впервые разработал стратиграфическую схему Присулакского региона; позднее к нему многократно обращались Б.А.Алферов [1931], В.Е.Руженцев [1932], А.Г.Эберзин [1936, 1940], Б.П.Жижченко [1940], Н.Б.Вассоевич [1952, 1958], В.А.Гроссгейм, Л.П.Гмид [1951] и многие другие исследователи.

Описание Сулакского разреза будет произведено снизу вверх; попутно с описанием осадочных пород, слагающих разрез, будут даны краткие палеогеографические сведения, заимствованные из работ Б.П.Жижченко [1940], В.П.Колесникова [1940], А.Г.Эберзина [1940], М.В.Муратова [1949], Н.М.Страхова [1960], В.А.Гроссгейма [1962] и др.

В основании разреза залегает толща меловых пород мощностью до 600 м. Она имеет двучленное строение: в нижнем мелу отчетливо преобладают черные алевролиты и глины, тогда как верхний мел слагается преимущественно карбонатными отложениями.

Нижнемеловые отложения сложены породами аптского и альбского возраста. Апт представлен толщей чередования песчаников, содержащих прослой желваковых фосфоритов с фауной пелеципод и аммонитов, с черными песчанистыми глинами и алевролитами. Мощность толщи – 40 м.

Над ней залегает пачка рыхлых зеленовато-серых глауконитовых песчаников с крупными шарообразными сидеритовыми конкрециями; иногда они расслаиваются глинами, в которых Н.С.Шатский [1929] определил *Acanthoplites tobberi* Jacob, *Douvillecieras subnodosocostatum* Sintz, *Douvillecieras* sp., *Unligella* sp., *Neohibolites* sp., *Thetironia minor* Sow., *Dentalium* sp., *Gastropoda* и др. Мощность – 65 м.

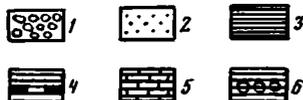
Альб слагается мощной толщей тонкослоистых глин, обогащенных ОВ и пиритом; в них распространены крупные септариевые конкреции, прослой плитчатых песчаников и мергелей. Глины напоминают по своей природе майкопские и содержат фауну *Hoplites dentatus* Brug., *Saynella aurita* Sow., *Inflatoceras inflatum* Sow., *Neohibolites minimus* Jist., *Jnoceramus sulcatus* и др. Мощность – 100–160 м.

Отложения нижнего мела формируются в условиях нормального морского палеодома, покрывавшего Главную (флишевую) и Северо-Кавказскую геосинклинали и разделявшую их геосинклиналь Главного хребта. На севере, в правой части Русской платформы и в пределах Донбасса, располагалась одна область питания, на юге, в Закавказье, — другая. Дополнительными поставщиками обломочного материала служили кордильеры, периодически возникавшие на месте Главного Кавказского хребта.

Широкое развитие морской трансгрессии в апте и альбе к северу существенно сократило привнос обломочного материала в районы Северного Дагестана и стимулировало здесь развитие тонких глинистых осадков, а также фосфоритов и глауконита. Богатейшая фауна, населявшая нижнемеловое море Северного Кавказа, указывает на существование свободной связи этого бассейна с морями Западной Европы и на его нормальную соленость.

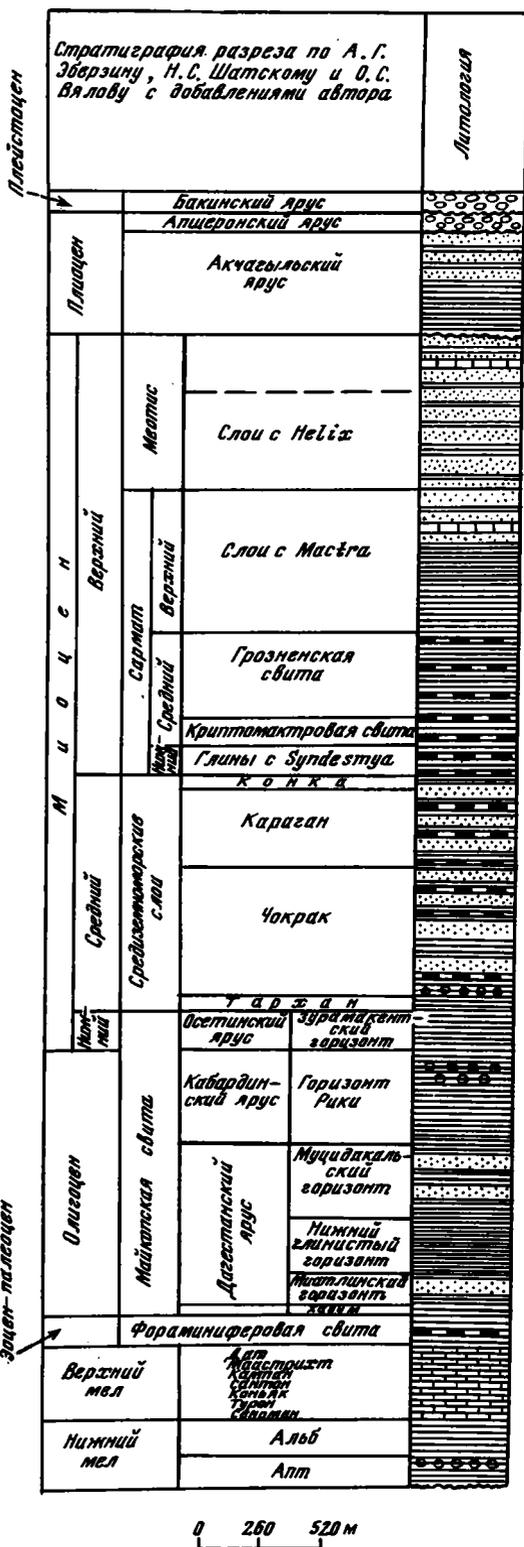
Верхнемеловые отложения в разрезе р. Сулак представлены полной серией отложений от сеномана до датского яруса включительно. Эта довольно однообразная толща карбонатных пород может быть расчленена на стратиграфические горизонты лишь при детальном изучении литологии и послойных сборах фауны.

Сеноманская часть разреза в со-



Р и с. 4. Литолого-стратиграфический разрез левобережья р. Сулак по А.Г. Эберзину, Н.С. Шатскому и О.С. Вялову с добавлениями автора

1 — конгломераты; 2 — песчаники и алевролиты; 3 — глины; 4 — мергели; 5 — карбонатные породы; 6 — конкреции в глинах



ответствии с описанием Н.С. Шатского [1929] представлена чередованием серых известняков и серых мергелистых глин; в основании ее залегают желваковые фосфориты, а в пластах известняков встречены многочисленные остатки *Inoceramus* sp. Мощность — 20—25 м.

Туронско-коньякская часть толщи в отличие от сеноманской слагается красными и розовыми известняками с прослоями серых и розовых мергелей. Характерно почти полное отсутствие грубого терригенного материала. Среди фаунистических остатков преобладают морские ежи *Echinocorys ovatus* Jesre, *E. conicus* и др., различные виды иноцерам (*Inoceramus involutum* Sow., *I. inconstans* Woods. и др.) и многочисленные фораминиферы. Мощность — 80—90 м.

Сантонско-датская же часть разреза представлена переслаиванием серых и белых плитчатых, чаще массивных известняков, иногда со стилолитовыми швами и разнообразной фауной аммонитов, пелелипод, морских ежей и фораминифер. Датские отложения, венчающие разрез, содержат многочисленные остатки *Echinocorys sulcatus* Goldf., *Nautilus danicus* Schloth, *Parasmilia* и *Rhynchonella* sp. Общая мощность этой части разреза достигает 205—230 м.

Переходя к палеогеографическим условиям формирования верхнемеловых известняков, следует прежде всего подчеркнуть, что в это время общая трансгрессия палеоводоемов существенно сократила поставку обломочного терригенного материала и привела к почти повсеместному формированию карбонатных осадков. Как это было особенно четко показано В.Н.Соболевской [1951], верхнемеловой палеоводоем, кроме Кавказской геосинклинали, захватывал огромные площади пониженных участков Русской платформы, в отдельные моменты достигая границ Подмосковной синеклизы. Согласно данным А.П.Виноградова, А.Б.Ронова, В.Д.Наливкина и В.Е.Хаина [1960], именно в верхнем мелу на Русской платформе широкое развитие получает формация писчего мела. Азово-Подольский массив, район Воронежского поднятия, а также архипелаги островов, расположенные на Северо-Западном Кавказе, служили в это время главными поставщиками материала в конечный водоем стока. Возможно, что именно резкое преобладание карбонатных пород в эродируемом палеозое платформы определило широкое развитие карбонатакопления в позднемеловых морях.

Морской палеоводоем, по-видимому, был по-прежнему связан с морями Средней Европы, но отсутствие в составе фауны белемнитов и гастропод при избытке морских ежей и иноцерам свидетельствует о специфических гидрохимических условиях.

Позднемеловое время на платформе завершается регрессией; к концу датского века море здесь полностью покинуло Московскую и Днепровско-Донецкую синеклизы и отступило в сторону Кавказа.

Палеоценово-эоценовые отложения в исследуемом районе представлены так называемой фораминиферовой свитой. Она довольно ясно распадается на две части; ее нижняя часть слагается мергелями зеленовато-серого и красного цвета, иногда содержащими прослойки песчаных известняков. В ней содержатся многочисленные фораминиферы. Верхняя часть свиты представлена черными и зеленовато-серыми известняками, местами переполненными чешуей рыб, отдельными скоплениями скелетов *Lyolepis saucisica* Rom. и многочисленными фораминиферами. Мощность свиты — 150—190 м.

В южных частях Русской платформы отложения писчего мела в нижнем палеогене также полностью замещаются мергелями.

В целом ни у кого из исследователей не вызывает сомнения, что палеоценово-эоценовые осадки формировались в условиях нормального морского палеоводоема.

Майкопские отложения, залегающие выше и в главной своей части относимые к олигоцену (см. рис. 4), Н.С.Шатский [1929] в Сулакском разрезе разделил на шесть горизонтов: хадумский, миатлинский, нижний глинистый, муцидакальский, горизонт Рики и зурамакентский.

Хадумский горизонт слагается черными, сильнобитуминозными, тонкослоистыми сланцеватыми глинами с прослоями мергелей и карбонатных конкреций. В средней части пачки залегают прослойки плотного серого мергеля с многочисленными остатками *Ostra-*

сода (0,3–0,4 м). В верхней части пачки появляются тонкие прослои глинистых песчаников. В глинах встречены многочисленные скелеты рыб, из которых В.В.Меннером определены *Lepidopus leptospondylus* Meek, *L. brevispondylus* Heck, *Nemopteris crassa* Agass и новые виды *Eosocidae* и *Clupeidae*. Известны также отпечатки пелеципод и остатки раковин фораминифер. Мощность — 40–45 м.

Миатлинский горизонт представлен зеленовато-серыми, тонкооскольчатыми и табачными глинами и алевролитами, содержащими в нижней части маломощные пласты, а в верхней — глыбы серого, плохо отсортированного песчаника. Количество и мощность нижних пластов песчаника весьма непостоянны. В прослоях темно-бурых глин встречено много чешуек рыб *Clupea* sp. Мощность — 100–125 м.

Нижний глинистый горизонт слагается тонкослоистыми серыми сланцеватыми глинами с маломощными прослоями песчаников и алевролитов. В верхней части толщи в глинах широко развиты небольшие линзовидные конкреции мергеля. Мощность — 240–250 м.

Муцидакальский горизонт представляет собой сложное переслаивание плотных серых мелкозернистых песчаников небольшой мощности (0,05–0,15 м) с серыми и темно-серыми глинами. Местами пласты песчаников сближаются между собой, образуя линзовидные комплексы и толщи. В глинах широко развиты крупные сидеритовые конкреции. Обнаружены остатки *Harengula cl. crenata* Heck. Мощность — 325 м.

Горизонт Рики принадлежит уже к верхнему майкопу и слагается очень характерными темно-коричневыми или бурыми тонкослоистыми глинами, сильнобитуминозными, ожелезненными и пронизанными кристалликами гипса и ярозита. Для них характерна "книжная" отдельность при выветривании; они легко распадаются на тонкие остроугольные пластинки, повсеместно слагающие осыпи. В глинах встречены несколько горизонтов крупных септарий—конкреций и многочисленные остатки рыб *Aeolisiscus* (*Amphisyle*) sp. Indet., *Clupea* sp., *Merluccius* sp. Мощность — 400–425 м.

Зурамакентский горизонт обычно представлен тонкослоистыми глинами темно-вишневого или черного цвета с редкими линзами песчаников. Глины сильно битуминозны, содержат рассеянный пирит и пиритовые желваки, а также многочисленные лепешковидные конкреции сидерита и мангано-сидерита. Черный цвет глин обусловлен присутствием рассеянного, часто в значительных количествах, марганца.

В верхней части горизонта встречаются линзовидные прослои кварц-глауконитовых песчаников, нетипичных для майкопа. Мощность — 190–200 м.

В целом, характеризуя отложения майкопа, следует подчеркнуть в них почти постоянное количественное преобладание глин. Н.С.Шатский [1929] отметил, что наибольшим распространением в этой части разреза пользуются аргиллитоподобные, тонкослоистые глины; неслоистые разновидности всегда содержат то или иное количество терригенного материала.

В отдельные эпохи майкопского времени в палеоводоеме отлагались терригенные породы — алевролиты и песчаники. Происхождение нижнеолигоценовых алевролитов многократно обсуждалось в литературе [Ханин, 1956; Гроссгейм, 1961]; наиболее обоснованной представляется точка зрения В.А.Гроссгейма, который связывает поступление основной их терригенной массы с равнин Русской платформы.

Песчаники миатлинского и муцидакальского горизонтов также изучались многими геологами [Шатский, 1929; Филиппова, 1933; Гроссгейм, 1950, 1953, 1961; Жижченко, 1974; и др.]. Было установлено, что в них наряду с высоким содержанием кварца обнаруживаются богатые ассоциации тяжелых минералов, в которых наряду с малоустойчивыми компонентами (лейкоксен) встречаются и устойчивые минеральные виды (циркон, силлиманит, андалузит). По-видимому, в это время обломочный материал поступал в палеоводоем как со стороны Русской плиты, так и за счет размыва Кавказского острова.

Многие исследователи майкопских песчаников отмечали в них частое присутствие глыб, неправильно-слоистых разновидностей пород, песчаных даек, пережимов и утолщений. Весьма характерно для этих сильно деформированных толщ наличие так называ-

емых дизъюнктоглифов — своеобразных контактов пластов песчаников с глинами по микросмещениям [Шатский, 1929; Вассоевич, 1959]. Н.С.Шатский и Н.Б.Вассоевич и многие другие исследователи олигоцена Предкавказья связывали их с сингенетическими деформациями незатвердевшего песчаного осадка, происходившими на дне майкопского моря.

Главным палеогеографическим событием майкопского времени в пределах Кавказа явилось возникновение острова, площадь которого с этого геологического момента начала неуклонно увеличиваться. Очень скоро Кавказский остров начал разрушаться под действием выветривания и питать продуктами эрозии смежные палеоводоемы. Кроме него, питание майкопского водоема осуществлялось в значительной мере за счет Балтийского и Украинского кристаллических щитов и других поднятий Русской платформы. Как отмечали А.П.Виноградов с соавторами [1960] и Н.М.Страхов с соавторами [1968], на территориях Белоруссии, Украины и Воронежской области в олигоценное время широкое распространение получает формация континентальных кварцевых и кварц-глауконитовых песков, известная под названием полтавской серии. К югу она замещается майкопскими темными битуминозными глинами, местами содержащими прослой и пачки песков и алевролитов. Формация майкопских глин в южных частях Русской платформы, на Кавказе, в Горном Крыму, в пределах Большого Балхана и Копетдага пользуется очень широким распространением.

Она отлагалась, по-видимому, в условиях нормального морского палеоводоема, в котором заметно сократилась общая площадь акватории и усилилось поднятие в области питающих провинций. На протяжении всего олигоценного времени усиленно развивалась регрессия палеоводоема и области терригенного осадконакопления неоднократно смещались в сторону Кавказского острова.

Накоплению марганца и железа в олигоценовых осадках значительно способствовало широкое развитие лесных ландшафтов на водосборах Европейской равнины и Кавказского острова.

Среднемиоценовые отложения в разрезе р. Сулак залегают над толщей майкопа. Они представлены чокракским, караганским и конкским ярусами. Более подробно эта часть разреза описана ранее [Холодов, Недумов, 1981].

Тарханские отложения довольно проблематичны. В соседних разрезах Дагестана они представлены пластом мергеля (мощностью до 1,2 м), содержащего фауну моллюсков *Pecten denudatum* Reuss, *Nucula placentina* Imk., *Jeda fragilis* Chemn. и др. В разрезе р. Сулак контакт между майкопскими и средиземноморскими отложениями тектонический и в зоне разлома мергель не обнаружен.

Чокракские отложения отчетливо распадаются на две части. В составе нижней части преобладают черные тонкослоистые глины с редко встречающимися, но мощными пластами олигомиктовых кварцевых, кварцево-слюдистых и кварц-глауконитовых песчаников; в глинах встречены многочисленные карбонатные конкреции, линзы и пласты мергелей и пиритовые стяжения. Для этой части чокрака особенно характерны кластические песчаные дайки и глыбы песчаников, включенные в слабо деформированные глины (горизонты с включениями).

В верхней части чокракских отложений чередуются пласты мощных олигомиктовых кварц-глауконитовых песчаников и буровато-черных, нередко тонкослоистых глин с мергелями. Во всем разрезе чокрака насчитываются восемь горизонтов песков и песчаников. В разных частях чокракских слоев обнаруживаются *Spiralis*, *Cryptodon sinuosus*, *Pecten domgeri*, *Arca turanica*, *Cardium* pl., *Trochus affinis*, *Syndesmya alba* и др. Мощность — 220–240 м.

Караганские отложения в изученном разрезе слагаются чередованием тонкослоистых, реже неслоистых черных и коричневатых-черных глин с мергелями и довольно мощных пластов олигомиктовых белых кварцевых песчаников. Количество последних достигает 12. Для этого стратиграфического интервала характерно заметное обеднение фауной; здесь ведущей формой оказывается *Spiriodontella*. Мощность — 340–420 м.

Конкский горизонт слагается серыми и голубовато-серыми глинами, содержащими

прослой мергелей с фауной фоллад *Pholas*, а также *Congerina sandbergeri* Andrus, *Nassa dujardini* Desh. и др.; мощность их не превышает первых десятков метров.

Детальная палеогеография среднемиоценового водоема описана ранее [Холодов, Недумов, 1979, 1981]. На протяжении всего средиземноморского времени соленость палеоморей менялась довольно интенсивно и столь же часто усиливалась или ослаблялась связь Восточного Паратетиса с открытым океаном. Соленость рассматриваемой части бассейна была нормально-морской во время тархана; позже непрерывно развивалось опреснение, достигшее апогея в караганский век [Страхов, 1947]. Позднее, в конкское время, по-видимому, вновь установилась обстановка нормально-морского палеоводоема.

Главной областью питания в среднем миоцене служила Русская платформа, поставлявшая в водоем массу глинистого, а иногда и олигомиктового кварцевого материала. Накопление кварцевых песков было тесно связано с дельтой палео-Дона, которая благодаря высокому стоянию платформы продвинулась далеко на юг, в сторону Чечено-Осетинского залива; донные течения разносили песчаный материал до берегов Кавказского острова, который также являлся поставщиком части терригенных взвесей.

Многочисленные остатки обугленных наземных растений свидетельствуют о теплом субтропическом климате и о преобладании лесных ландшафтов на водосборах.

Сарматские отложения, залегающие выше и принадлежащие к верхнему миоцену, распадаются на четыре толщи: глины с *Syndesmya*, криптомактровые слои, грозненские слои и песчано-глинистые отложения с *Mastra*.

Глины с *Syndesmya* во всем исследуемом районе темные, серые и голубовато-серые с очень тонкой слоистостью. Часто среди них встречаются прослой плотных мергелей, до 0,10–0,25 м толщиной, содержащие отпечатки рыб *Clupea*. Согласно К.А.Прокопову [1924] и Н.С.Шатскому [1929], в этих отложениях встречены *Syndesmya reflexa* Eichw., *Mastra fragilis* Lack. и неопределимые до вида пелециподы. Мощность – 125–160 м.

Криптомактровые слои характеризуются преобладанием серых неслоистых известковых глин с резко подчиненными прослоями мергелей. В отличие от подстилающих отложений в них были встречены *Cryptomacra pes anseris* Mayer, *Cryptomacra* cf. *pes anseris* Mayer, *Mastra* aff. *fragilis* Lack., *Cardium suessi* Barb., *Cardium* aff. *obsoletum* Eichw., *Trochus* sp., *Corralliodendron* и остатки фораминифер. Мощность – 100–175 м.

Грозненские слои представлены тонкослоистыми, бурыми и коричневаточерными сланцеватыми глинами с редкими прослоями мергелей. В отдельных прослоях глин встречены полные скелеты сельдей. Мощность – 350–400 м.

Песчано-глинистые отложения с *Mastra* соответствуют верхнему сармату и подразделяются на две примерно равные части. В основании залегают серые и зеленовато-серые слоистые глины с подчиненными прослоями алевролитов и песков. В них широко распространены остатки *Mastra* sp., *M. cf. caspia*, *M. bulgarica* Toula.

Верхняя часть отложений слагается песчаниками и алевролитами, чередующимися с оолитовыми и мшанковыми известняками; изредка встречаются линзы ракушечников из обломков *Mastra caspia* Eichw., *Helix* sp. Мощность – 600–650 м.

Меотические отложения залегают непосредственно над сарматом и связаны с ним весьма постепенным переходом. Они включают толщу грубозернистых песчаников, гравелитов и конгломератов, чередующихся с пластами глин. Мощность толщи – более 450 м. В ней в изобилии встречены наземные гастроподы родов *Helix* sp., *Pupa* sp., *Valvata* sp., отчего она и получила название "слои с *Helix*". Над этой толщей располагается переслаивание песчаников, буровато-серых глин, оолитовых, ракушечных и мшанковых известняков; в отличие от подстилающих отложений эти слои содержат богатую морскую фауну *Venerupis abichi*, *Ervilia minuta*, *Syndesmya tellonoides*, *Modiola volhynica* var. *minor*. Мощность этой толщи – 180–200 м.

Сарматский палеоводоем вначале сильно трансгрессировал в сторону Русской платформы, но затем морской бассейн шаг за шагом отступает к югу, и благодаря этому влияние поставки терригенного материала со стороны платформы непрерывно возрастает.

емых дизъюнктоглифов — своеобразных контактов пластов песчаников с глинами по микросмещениям [Шатский, 1929; Вассоевич, 1959]. Н.С.Шатский и Н.Б.Вассоевич и многие другие исследователи олигоцена Предкавказья связывали их с сингенетическими деформациями незатвердевшего песчаного осадка, происходившими на дне майкопского моря.

Главным палеогеографическим событием майкопского времени в пределах Кавказа явилось возникновение острова, площадь которого с этого геологического момента начала неуклонно увеличиваться. Очень скоро Кавказский остров начал разрушаться под действием выветривания и питать продуктами эрозии смежные палеоводоемы. Кроме него, питание майкопского водоема осуществлялось в значительной мере за счет Балтийского и Украинского кристаллических щитов и других поднятий Русской платформы. Как отмечали А.П.Виноградов с соавторами [1960] и Н.М.Страхов с соавторами [1968], на территориях Белоруссии, Украины и Воронежской области в олигоценовое время широкое распространение получает формация континентальных кварцевых и кварц-глауконитовых песков, известная под названием полтавской серии. К югу она замещается майкопскими темными битуминозными глинами, местами содержащими прослой и пакки песков и алевролитов. Формация майкопских глин в южных частях Русской платформы, на Кавказе, в Горном Крыму, в пределах Большого Балхана и Копетдага пользуется очень широким распространением.

Она отлагалась, по-видимому, в условиях нормального морского палеоводоема, в котором заметно сократилась общая площадь акватории и усилилось поднятие в области питающих провинций. На протяжении всего олигоценового времени усиленно развивалась регрессия палеоводоема и области терригенного осадконакопления неоднократно смещались в сторону Кавказского острова.

Накоплению марганца и железа в олигоценовых осадках значительно способствовало широкое развитие лесных ландшафтов на водосборах Европейской равнины и Кавказского острова.

Среднемиоценовые отложения в разрезе р. Сулак залегают над толщей майкопа. Они представлены чокракским, караганским и конкским ярусами. Более подробно эта часть разреза описана ранее [Холодов, Недумов, 1981].

Тарханские отложения довольно проблематичны. В соседних разрезах Дагестана они представлены пластом мергеля (мощностью до 1,2 м), содержащего фауну моллюсков *Pecten denudatum* Reuss, *Nucula placentina* Imk., *Jeda fragilis* Chemn. и др. В разрезе р. Сулак контакт между майкопскими и средиземноморскими отложениями тектонический и в зоне разлома мергель не обнаружен.

Чокракские отложения отчетливо распадаются на две части. В составе нижней части преобладают черные тонкослоистые глины с редко встречающимися, но мощными пластами олигомиктовых кварцевых, кварцево-слюдистых и кварц-глауконитовых песчаников; в глинах встречены многочисленные карбонатные конкреции, линзы и пласты мергелей и пиритовые стяжения. Для этой части чокрака особенно характерны кластические песчаные дайки и глыбы песчаников, включенные в слабо деформированные глины (горизонты с включениями).

В верхней части чокракских отложений чередуются пласты мощных олигомиктовых кварц-глауконитовых песчаников и буровато-черных, нередко тонкослоистых глин с мергелями. Во всем разрезе чокрака насчитываются восемь горизонтов песков и песчаников. В разных частях чокракских слоев обнаруживаются *Spiralis*, *Cryptodon sinuosus*, *Pecten domgeri*, *Arca turanica*, *Cardium pl.*, *Trochus affinis*, *Syndesmya alba* и др. Мощность — 220—240 м.

Караганские отложения в изученном разрезе слагаются чередованием тонкослоистых, реже неслоистых черных и коричневатых-черных глин с мергелями и довольно мощных пластов олигомиктовых белых кварцевых песчаников. Количество последних достигает 12. Для этого стратиграфического интервала характерно заметное обеднение фауной; здесь ведущей формой оказывается *Spaniodontella*. Мощность — 340—420 м.

Конкский горизонт слагается серыми и голубовато-серыми глинами, содержащими

прослой мергелей с фауной фоллад *Pholas*, а также *Congeria sandbergeri* Andrus, *Nassa dujardini* Desh. и др.; мощность их не превышает первых десятков метров.

Детальная палеогеография среднемиоценового водоема описана ранее [Холодов, Недумов, 1979, 1981]. На протяжении всего средиземноморского времени соленость палеоморей менялась довольно интенсивно и столь же часто усиливалась или ослаблялась связь Восточного Паратетиса с открытым океаном. Соленость рассматриваемой части бассейна была нормально-морской во время тархана; позже непрерывно развивалось опреснение, достигшее апогея в караганский век [Страхов, 1947]. Позднее, в конское время, по-видимому, вновь установилась обстановка нормально-морского палеоводоема.

Главной областью питания в среднем миоцене служила Русская платформа, поставлявшая в водоем массу глинистого, а иногда и олигомиктового кварцевого материала. Накопление кварцевых песков было тесно связано с дельтой палео-Дона, которая благодаря высокому стоянию платформы продвинулась далеко на юг, в сторону Чечено-Осетинского залива; донные течения разносили песчаный материал до берегов Кавказского острова, который также являлся поставщиком части терригенных взвесей.

Многочисленные остатки обугленных наземных растений свидетельствуют о теплом субтропическом климате и о преобладании лесных ландшафтов на водосборах.

Сарматские отложения, залегающие выше и принадлежащие к верхнему миоцену, распадаются на четыре толщи: глины с *Syndesmya*, криптомактровые слои, грозненские слои и песчано-глинистые отложения с *Mastra*.

Глины с *Syndesmya* во всем исследуемом районе темные, серые и голубовато-серые с очень тонкой слоистостью. Часто среди них встречаются прослой плотных мергелей, до 0,10–0,25 м толщиной, содержащие отпечатки рыб *Clupea*. Согласно К.А.Прокопову [1924] и Н.С.Шатскому [1929], в этих отложениях встречены *Syndesmya reflexa* Eichw., *Mastra fragilis* Lack. и неопределимые до вида пелециподы. Мощность – 125–160 м.

Криптомактровые слои характеризуются преобладанием серых неслоистых известковых глин с резко подчиненными прослоями мергелей. В отличие от подстилающих отложений в них были встречены *Cryptomactra pes anseris* Mayer, *Cryptomactra* cf. *pes anseris* Mayer, *Mastra* aff. *fragilis* Lack., *Cardium suessi* Barb., *Cardium* aff. *absolutum* Eichw., *Trochus* sp., *Corralliodendron* и остатки фораминифер. Мощность – 100–175 м.

Грозненские слои представлены тонкослоистыми, бурыми и коричневаточерными сланцеватыми глинами с редкими прослоями мергелей. В отдельных прослоях глин встречены полные скелеты сельдей. Мощность – 350–400 м.

Песчано-глинистые отложения с *Mastra* соответствуют верхнему сармату и подразделяются на две примерно равные части. В основании залегают серые и зеленовато-серые слоистые глины с подчиненными прослоями алевролитов и песков. В них широко распространены остатки *Mastra* sp., *M. cf. caspia*, *M. bulgarica* Toula.

Верхняя часть отложений слагается песчаниками и алевролитами, чередующимися с оолитовыми и мшанковыми известняками; изредка встречаются линзы ракушечников из обломков *Mastra caspia* Eichw., *Helix* sp. Мощность – 600–650 м.

Меотические отложения залегают непосредственно над сарматом и связаны с ним весьма постепенным переходом. Они включают толщу грубозернистых песчаников, гравелитов и конгломератов, чередующихся с пластами глин. Мощность толщи – более 450 м. В ней в изобилии встречены наземные гастроподы родов *Helix* sp., *Pupa* sp., *Valvata* sp., отчего она и получила название "слои с *Helix*". Над этой толщей располагается переслаивание песчаников, буровато-серых глин, оолитовых, ракушечных и мшанковых известняков; в отличие от подстилающих отложений эти слои содержат богатую морскую фауну *Venerupis abichi*, *Ervilia minuta*, *Syndesmya tellonoides*, *Modiola volhynica* var. *minor*. Мощность этой толщи – 180–200 м.

Сарматский палеоводоем вначале сильно трансгрессировал в сторону Русской платформы, но затем морской бассейн шаг за шагом отступает к югу, и благодаря этому влияние поставки терригенного материала со стороны платформы непрерывно возрастает.

Начиная с миоценового времени также непрерывно разрастается Кавказский остров; в конце сарматского времени он с помощью Дзирульской перемычки превращается в полуостров. Наряду с Русской платформой остров становится второй питающей провинцией палеобассейна и как поставщик материала успешно конкурирует с ней.

Соленость сарматского моря иногда приближалась к черноморской, но во времени сильно варьировала; палеоводоем то осолонялся, то опреснялся в зависимости от связи со Средиземноморьем, которая осуществлялась через проливы в районе современных Карпат [Крашенинников, 1971; Белокрыс, 1976]. В целом, однако, сарматское море было гораздо более пресноводным, нежели водоемы чокракского и караганского времени. В сарматское время в западной части Паратетиса, в пределах Карпатской дуги, широко проявилась вулканическая деятельность.

Любопытной чертой сарматской эпохи является также резко выраженная ксерофитизация климата и формирование степных ландшафтов к востоку от Украинского кристаллического щита; еще восточнее, в районах Средней Азии и Приуралья, саванны постепенно сменяются пустынями [Синицын, 1962].

В меотисе вначале широкое распространение получают мелководные фации пресноводного палеобассейна, но затем формируются осадки моря, соленость которого снова приближается к современной черноморской.

Акчагыльские отложения в исследуемом разрезе залегают на подстилающих толщах с перерывом и угловым несогласием. В них различают две равновеликие части.

В нижней половине преобладают серые мергелистые глины с тонкими прослоями песчаников и железистых известняков; в них встречаются остатки *Ostracoda*. Мощность — 250—280 м.

В верхней преобладают разнообразные песчаники, гравелиты и конгломераты с прослоями суглинков и известняков. Местами попадаются туффиты и прослои вулканического пепла. Мощность — 240 м.

В акчагыльское время к Кавказскому острову причленяется с севера Ставропольское поднятие; оно разделяет до этого единый палеоводоем на две ветви — Каспийскую на востоке и Черноморскую на западе. В разрезе р. Сулак акчагыльские отложения представлены окраинными фациями палеоводоема, принадлежащего к восточной (каспийской) группе.

По данным В.П. Колесникова [1940], акчагыльский бассейн занимал площадь современного Каспийского моря и распространялся от него к северу, захватывая междуречье Волги и Урала вплоть до широты Казани и Уфы. Это был полуморской, сильно опресненный палеоводоем, в который с юга периодически вторгались океанические воды.

В это время на Малом Кавказе и в меньшей мере в пределах Большого Кавказа, а также на Карпатах развивается напряженная вулканическая деятельность. Нальчикский и Чегемский центры извержений дали, по мнению В.П. Ренгартена и других исследователей, огромное количество вулканического пепла.

Климатические условия в течение плиоценового времени сильно колебались; значительное похолодание в начале сменяется затем обстановкой, близкой к субтропикам.

Апшеронские отложения с резким угловым несогласием залегают на акчагыльских толщах. Они представлены крупногалечными конгломератами, чередующимися с глинами и суглинками; в прослоях глинистых пород содержится фауна *Dreissensia polymorpha*, *Dreissensia rostriformis*, *Dreissensia carinata-curvedata*, *D. eichwaldi*, *Micromelania* и др. Мощность — 20—100 м.

По конфигурации апшеронский палеобассейн сильно напоминал акчагыльский, но был, по-видимому, изолирован и по условиям солености приближался к современному Каспийскому морю. Интенсивные тектонические движения в районе Кавказа нашли свое отражение в его прибрежных осадках, среди которых развиты молассовые конгломераты.

Наиболее молодыми отложениями изученного разреза являются плейстоценовые бакинские конгломераты, песчаники и суглинки общей мощностью 50—60 м. Они, по всей вероятности, формировались в обстановке чередования ледниковых и межледниковых

эпох и отражают резкое обострение поднятий в области Кавказа; большая часть этих отложений имеет уже аллювиальное происхождение.

В целом, рассматривая всю геолого-палеогеографическую историю Восточно-Предкавказского бассейна, отраженную в 5-километровом разрезе мезозойско-кайнозойских отложений р. Сулак, следует подчеркнуть несколько наиболее важных тенденций.

Прежде всего, как на это впервые указал В.А.Гроссгейм [1957, 1961, 1972], поступление терригенного материала в морские бассейны юга СССР в значительной степени зависело от соотношений между относительными поднятиями платформы и альпийских геосинклиналей; именно они определяли либо широкую трансгрессию морских водоемов в сторону Русской платформы, либо регрессию моря и сокращение его акватории до размеров Кавказской геосинклинали. В те времена, когда морские водоемы покрывали краевые части платформы, основная масса грубого терригенного материала осаждалась у берегов, т.е. в пределах самой платформы и практически не достигала геосинклинальных частей моря; в них попадал только очень тонкий глинистый материал.

Наоборот, в периоды регрессии и высокого стояния платформенных областей грубый терригенный материал начинал заполнять главным образом геосинклинальные части палеоводоема, особенно — прилегающие к краевым частям платформы. Зоны развития песков, глин и карбонатных пород либо растягивались на огромных площадях палеоводоемов, дифференцируясь в соответствии со строением дна, либо концентрировались и интегрировались в узких трогоподобных котловинах, и в них накопление грубообломочного материала часто подавляло осаждение тонких глинистых частиц.

Таким образом, по-видимому, чередование глин, карбонатных пород и песчаников в изученном разрезе в какой-то мере можно рассматривать как результат повторяющихся трансгрессий и регрессий в области тектонически неоднородных морских палеоводоемов.

Однако не одна эта причина определяла литологические особенности изученного разреза. Огромное значение в пределах Восточного Тетиса имело возникновение и развитие Кавказского острова.

Оно началось, по-видимому, еще в раннеолигоценое время, когда, по данным В.Е.Хаина и Л.Н.Леонтьева [1947, Хаин, 1968] и Б.А.Онищенко [1974], на месте Большого Кавказа возникли вначале отдельные островные участки суши, поставлявшие небольшое количество местного материала в хадумский палеоводоем. С точки зрения осадконакопления, однако, более важным представляется то обстоятельство, что эта возникшая цепочка островов существенно перестроила гидродинамику до того единого бассейна и разбила его на предкавказскую и закавказскую части.

Позднее, в среднем миоцене, Кавказский остров уже представлял собой узкий участок суши с отметками до 400—600 м, вытянутый почти на 1000 км от берегов современного Каспийского моря до Керченского пролива. Ширина его варьировала от нескольких десятков километров до 100—150 км. В это время остров был сложен юрскими и меловыми породами, которые интенсивно эродировались [Милановский, 1968], и снабжал, по-видимому, тонким глинистым материалом прилегающие к нему впадины.

В конце сармата темпы поднятия Кавказа заметно возросли, остров превратился в полуостров и с помощью Дзирульской суши приключился к континенту в Закавказье. С некоторым запозданием начало воздыматься и Ставропольское поднятие; в среднем плиоцене западная и восточная части некогда единого Предкавказского бассейна разобщаются, и с этих пор черноморская и каспийская ветви палеоводоемов развиваются порознь и не совсем синхронно. Начиная с верхнего сармата интенсивность тектонических поднятий, а значит, и интенсивность эрозии Кавказа непрерывно возрастают, соответственно грубеет обломочный материал местного происхождения. Количественные подсчеты, выполненные Е.Е. Милановским [1968], позволили утверждать, что в верхнем сармате общая величина эрозии этого горного сооружения была в 5 раз, а в плиоцене — уже только в 2 раза слабее современной.

Таким образом, начиная со среднего миоцена орогенные поднятия на Кавказе постепенно превращали его в питающую провинцию, которая сначала, видимо, уступала

Русской платформе по количеству поставляемого терригенного материала, но затем стала бесспорно доминировать и определять специфику осадконакопления в смежных областях. Об этом свидетельствуют ранее опубликованные расчеты [Холодов и др., 1976] по питанию взвесями Черного и Каспийского морей; основываясь на материалах Г.В. Лопатина [1962], автору удалось показать, что в настоящий момент реки Кавказа поставляют в южные моря СССР  $101 \cdot 10^6$  т взвеси в год, Альпы и Карпаты —  $83 \cdot 10^6$  т в год, тогда как Русская платформа — всего  $42 \cdot 10^6$  т в год.

Предположительно начиная с сармата, а вполне достоверно с акчагыла в пределах Кавказского орогена проявляется мощная вулканическая деятельность, которая, бесспорно, усиливает его влияние на осадконакопление в близлежащих морях.

Все сказанное позволяет считать, что по крайней мере геосинклиальная часть Восточно-Предкавказского бассейна на протяжении длительного отрезка времени была охвачена нисходящими тектоническими движениями и медленно прогибалась, заполняясь осадками. Современная конфигурация Восточно-Предкавказского ОПБ и характерный для него в настоящее время инфильтрационный режим создались сравнительно недавно, в среднем плиоцене. Именно в это время общее поднятие охватило не только Кавказскую систему, но и прилегающую к ней Ставропольскую перемычку.

Предакчагыльские тектонические движения сформировали и современный структурный план вала Карпинского; таким образом, сквозное движение подземных вод, возможно, зародилось давно [Киссин, 1964], но в современном его варианте теснейшим образом связано с неотектоникой.

Поскольку изученный разрез мезозойско-кайнозойских отложений располагается на границе влияния двух конкурирующих питающих провинций — Русской платформы и Кавказа, было бы интересно сравнить особенности минерального состава материала, поступающего из этих двух разных регионов.

Эта проблема необычайно сложна: ей были посвящены исследования В.П. Батурина [1937, 1944, 1947], С.А. Благодрава [1947], Л.П. Гмид [1953, 1955], но особенно много ею занимался В.А. Гроссгейм [1957, 1961, 1972]. В конечном счете эти исследователи пришли к выводу, что, хотя большинство минеральных видов попадало в осадки Кавказской геосинклинали и с той и с другой стороны, преобладающие минералы, типичные для данной провинции, все же выделить можно.

Согласно данным В.А. Гроссгейма [1961, 1972], на протяжении всей мезозойско-кайнозойской истории Русской плиты миграция терригенных минералов на ней шла с севера на юг, причем ее конседиментационные прогибы постоянно являлись то областями накопления, то областями размыва. Таким образом, благодаря многократному повторению циклов отложение—размыв—переотложение и общему движению материала в сторону альпийской геосинклинали на платформе вырабатывалась олигомиктовость песков, возрастало количество устойчивых минералов, в первую очередь — кварца, дистена и ставролита.

Исследования А.Б. Ронова [1946], А.П. Виноградова с соавторами [1960] и В.А. Гроссгейма [1972] отчетливо показали, что в пределах самой платформы выделяется несколько разных питающих провинций, относительное влияние которых интегрировалось речными системами и платформенными впадинами — водоемами. Наиболее мощным и постоянным источником минералов являлся Балтийский щит, поставлявший в области седиментации, кроме кварца, ильменит, дистен, ставролит, силлиманит и эпидот.

Второй питающей провинцией служил Урал, с которого на платформу, кроме кварца, поступали эпидот, сфен, хромшпинелиды. Его относительное значение было особенно велико в триасе и, возможно, юре, но позднее он довольно быстро уступил первенство Балтийскому щиту. Еще менее значительными областями сноса были Украинский кристаллический щит (циркон, рутил) и Воронежский выступ (циркон, гранат, турмалин).

В целом длительное переотложение терригенного материала из одной платформенной впадины в другую и сопутствующее ему разложение неустойчивых минералов по пути

приводили к тому, что в устьях рек, стекавших с платформы, формировались очень чистые кварцевые песчано-алевритовые образования, местами обогащенные дистеном и ставролитом.

Прямое подтверждение этим данным недавно было сделано в работах Ю.И. Иосифовой [1977], а также Е.И. Анановой и В.Ф. Тарасевич [1977], которые изучили среднемиоценовые и сарматские отложения палео-Дона. Эта крупная река дренировала центральную часть Русской платформы и впадала в южные третичные бассейны СССР в районе Ергеней. В составе ее русловых отложений были почти повсеместно обнаружены кварц-дистен-ставролит-цирконовые олигомиктовые пески и гидрослюдисто-каолинистые глины. Как будет показано ниже, широкое распространение каолинита среди платформенных отложений представляет особый интерес.

На протяжении всего мезозоя и кайнозоя Русская платформа в целом поставляла в окружающие ее геосинклинальные бассейны терригенно-глинистый и карбонатный материал в разных количественных соотношениях. Действительно, осадконакопление девона, карбона и перми создало в центральной части платформы огромное поле верхнепалеозойских карбонатных отложений. По данным А.Б. Ронова с соавторами [1969], здесь в верхнем палеозое оказалось сосредоточено около 2500 тыс. км<sup>3</sup> известняков, мергелей и доломитов, которые в геократические эпохи мезозоя, т.е. главным образом в триасе, поздней юре и мелу, усиленно эродировались, а материал поступал в прилегающие геосинклинальные палеоводоемы как в виде истинных растворов, так и в форме взвесей.

В результате сочетания благоприятных источников сноса и теплого климата в верхней юре и мелу на территории Кавказа и Предкавказья накапливались весьма значительные массы в конечном счете переотложенных карбонатов. Грубо масштаб переотложения можно оценить следующим образом. В соответствии с расчетами А.Б. Ронова [Ронов и др., 1969] на территории Русской платформы в девоне было отложено 1941, в карбоне — 1534, а в пермское время — 1334 тыс. км<sup>3</sup> осадочных пород; если учесть, что в девоне карбонатообразование (мергели, известняки, доломиты) составляло 44%, в карбоне — 75%, а в перми — 28%, то на исследуемой площади всего отложилось 2378 тыс. км<sup>3</sup> различных карбонатов. Так как около половины их было, по-видимому, эродировано еще в мезозое, то это означает, что 1189 тыс. км<sup>3</sup> поступили с платформы в окружающие моря. Для полной оценки этой величины можно произвести следующую прикидку. Общеизвестно, что площадь современных южных морей СССР (Черного и Каспийского) составляет вместе 936 340 км<sup>2</sup>, или округленно 1 млн. км<sup>2</sup>. Предположим, что площадь верхнеюрского или мелового осадкообразования в 3 раза превышала эту величину, т.е. была равна 3 млн. км<sup>2</sup>; нужно отметить, что эта величина вполне реальна, поскольку наряду с карбонатообразованием в любом палеоводоеме мезозоя шло накопление глини и терригенных осадков. Тогда средняя мощность чистых карбонатных отложений в юрское и меловое время будет равна 400 м. Напомним, что мощность верхнеюрских карбонатных отложений в районе р. Сулак вместе с толщей гипсов достигает 450 м, а меловые отложения этого же района содержат пачку карбонатов мощностью 400 м. Очевидно, что приведенные цифры вполне соизмеримы, а это означает, что наше предположение весьма вероятно: размыв верхнепалеозойских карбонатных толщ платформы мог определить усиленное карбонатообразование в смежных палеоморях.

В последующее третичное время карбонатный покров из верхнепалеозойских отложений на Русской платформе все больше уменьшается и в питании третичных палеоморей обрамления все большую роль играет терригенная песчаная взвесь и глинистая муть; эти компоненты начинают преобладать в материале, сносимом с платформы, особенно в связи с углублением эрозии и вступлением в эрозионный цикл более древних отложений девона, силура, кембрия и докембрия.

Переходя к характеристике минеральных ассоциаций Кавказского острова, следует прежде всего подчеркнуть, что в силу его относительно небольших размеров, определивших отсутствие мощных рек, для него типичны менее устойчивые компоненты по-

род: лейкоксен, сфен, пироксены, амфиболы, андалузит, ставролит, слюды, хлоритонд, эпидот (пистоцит), а также хромшпинелиды и апатит [Гроссгейм, 1972]. Для верхних горизонтов Сулакского разреза, когда Кавказский остров, наконец, превратился в ороген, характерны грубые обломки пород и многочисленные включения вулканических стекол.

Очень важным обстоятельством является, на наш взгляд, широкое распространение хлоритов в юрских отложениях разных районов Кавказа, неоднократно отмечавшееся в геологической литературе [Ефремов, 1938; Пустовалов, 1940; Страхов, 1947; Алиев, Акаева, 1957; Чихрадзе, 1979]. В.Н. Холодов и Р.И. Недумов [1981] показали, что хлориты, по-видимому заимствованные из юрских черных сланцев и доюрских кор выветривания Малкинского месторождения, механически переотлагались в ходе эрозии Кавказского антиклинория и обогащали прибрежные фации среднемиоценовых отложений. Некоторые исследователи [Чихрадзе, 1979] связывают формирование железо-магнезиальных хлоритов в юрских терригенных толщах с катагенетическим преобразованием глинистого материала. Как бы то ни было, очевидно, что хлориты бесспорно также являются типичными минералами кавказской ассоциации.

В целом Кавказский остров в отличие от Русской платформы во все времена своего существования являлся главным поставщиком песчано-глинистого материала, основная масса которого в юго-восточной его части была заимствована преимущественно из нижне- и среднеюрских отложений, широко развитых в пределах Дагестана, к юго-востоку от р. Терек; они здесь и в настоящее время слагают более 70% обнаженной площади. В северо-западной части Кавказа аналогичную роль играли древние интрузии и палеозойские осадочно-метаморфические породы.

В условиях существования двух разных питающих провинций (Кавказ и Русская платформа) гораздо более сложной представляется проблема накопления в осадочных отложениях р. Сулак различных химических элементов, в первую очередь рудных (Fe, Mn, Co, Ni, Mo и др.). Довольно мощным поставщиком этих компонентов на протяжении постолigoценового времени являлся Кавказский остров.

Палеозойские отложения, обнаженные в ядре антиклинория Большого Кавказа, заключают в себе множество разнообразных рудных месторождений. Среди них особый интерес представляют оловоносные пегматиты, связанные с гранитными батолитами, развитыми в бассейнах рек Урух, Черек и Чегем; они содержат скопления молибденита. Более того, в настоящее время во многих районах, где развит палеозой, обнаружены высокотемпературные гидротермальные проявления молибденита и шеелита [Магакьян, 1969; Ляхович, 1976], а недавние регионально-геохимические исследования З.В. Студенниковой и М.И. Глинкиной [1964] показали, что в осадочных породах мезозоя-кайнозоя всего Кавказа молибден содержится в количествах, несколько превышающих его кларк.

В нижне- и верхнеюрских отложениях юго-восточной части Кавказа известно медно-пирротинное и колчеданно-полиметаллическое оруденение, локализованное в виде сравнительно узкой полосы, вытянутой почти на 400 км вдоль южного склона. К этой полосе приурочены Филлизайское, Катехское, Кацдагское и Кызыл-Деринское полиметаллические месторождения, а также многочисленные мелкие рудопроявления. Обычно это скопления сульфидов Fe, Cu, Pb, Zn, нередко с примесью Co, Ni, Se, Te, As и других типоморфных примесей. Они локализируются в глинистых сланцах и алевролитах ааленского или позднеплинсбахско-тоарского возраста в непосредственной близости от даек и силлов основного, реже кислого состава и других проявлений вулканизма и контролируются крупными разломами. Были высказаны мнения о их принадлежности к гидротермально-метасоматическому [Бородаевская и др., 1966; Дзюценидзе, 1969; Полищук, Слюняев, 1970], осадочному [Мазанов, 1971; Жабин, Рябова, 1971] или полигенному вулканогенно-осадочному типу [Смирнов, 1967; Твалчрелидзе, Буадзе, 1964; Курбанов, Бирюков, 1977]. Важно, что рудные компоненты этих рудопроявлений во время эрозии юрских толщ выносились в смежные моря.

На северном склоне, в междуречье Урух—Терек, в юрских отложениях лейаса и

келловей в тесной пространственной связи с интрузиями диабазов или кератофировыми излияниями известен также ряд крупных месторождений Pb, Zn, Fe, Cu, As, барита и других полезных ископаемых; наиболее известное среди них Садонское представляет собой скопление галенита и сфалерита в карбонатных жилах [Магакьян, 1969]. В центральной части северного склона Кавказа, в среднем и верхнем течении р. Малки, располагается крупный массив гипербазитов с развитой на нем доюрской корой выветривания; с последней связано комплексное месторождение железохромоникелевых руд гипергенного происхождения.

Кора выветривания перекрывается юрскими песчано-терригенными отложениями с линзами и прослоями оолитовых железных руд; характерно, что железистые оолиты слагают местами прослои в юрских толщах, удаленных на значительное расстояние от главных залежей. Месторождение бесспорно сформировалось во время доюрской эпохи гумидного выветривания, причем процессы концентрации Fe, Cu и Ni в ходе корообразования были осложнены переотложением осадочного материала в юре [Галдыкин, 1931; Сердюченко, 1953; Браун и др., 1957; Холодов, Недумов, 1981].

Характерно, во-первых, что на участках Лабинско-Малкинской зоны, по-видимому, именно в связи с выветриванием гипербазитового массива среднее содержание Fe в ааленских толщах достигает 10–12%, Mn – 0,25%, а P – 0,2%, что в несколько раз превышает кларки этих элементов [Тимофеева, 1968]. Во-вторых, известно, что Малкинский массив серпентинитов на Северном Кавказе не был единственным; согласно И.Г. Кузнецову, повышенные содержания Fe встречены в гипербазитах Беденского, Хасаутского, Худесского и других массивов в северо-западной части региона. Все эти образования, по-видимому, также выветривались и размывались в доюрское время. Возможно, поэтому, что значительные колебания в среднем содержании Fe и Mn, отмеченные Г.А. Чихрадзе [1979] в юрских толщах Кавказа, весьма типичны и, по всей вероятности, отражают геохимическую пестроту в составе питающих областей юрского палеоводоема.

К юрским осадочным толщам Дагестана приурочены также многочисленные сидеритовые месторождения и рудопроявления. Они были детально исследованы З.В. Тимофеевой [1963, 1966], а также Ч.М. Халифа-заде и С.М. Аббасовой [1963]. Эти авторы показали, что в пределах Дагестана обособляются семь крупных и наиболее перспективных участков, занимающих площадь 39 км<sup>2</sup>; в них сосредоточено около 4 млрд. т сидерита. Содержание железа в залежах колеблется от 10 до 28%, а мощность горизонтов, существенно обогащенных металлом, превышает иногда 100 м. Как было установлено, сидеритообразование протекало диагенетическим путем, за счет мобилизации первично рассеянных Fe и Mn под действием разлагающегося ОВ.

Все сказанное выше позволяет считать юрские отложения Сланцевого Дагестана, а также прилегающие к ним участки, сложенные палеозойскими интрузиями и осадочно-метаморфическими толщами ядра Большого Кавказа, той наиболее важной в металлогеническом отношении формацией, в которой под действием внедрившихся интрузий, а также эффузивно-гидротермального и осадочно-диагенетического процессов было сконцентрировано большое количество Fe, Mn, Mo, W, Co, Ni, Pb и других металлов. Все эти металлоносные отложения являются наиболее древними образованиями, а потому, естественно, вступили в процессы эрозии Кавказского орогена в последнюю очередь. Во время формирования горного сооружения здесь сразу же начали преимущественно разрушаться плиоценово-четвертичные, затем – миоценовые, олигоценные и еще более древние осадочные накопления, сравнительно мало обогащенные рудными компонентами.

Казалось бы, по законам эрозии орогена количество рудных элементов, поступающих с Кавказского острова в близлежащие моря, должно было бы возрастать во времени пропорционально увеличению площади вскрытых палеозойских и юрских металлоносных отложений. Оно должно было быть минимальным в среднем миоцене, когда юра впервые была выведена на дневную поверхность размывом низкой Кавказской суши [Холодов, Недумов, 1981], и достигнуть максимума в настоящее время,

когда на более 70% размывающейся площади вскрыты палеозойские и юрские отложения.

Однако все это оказалось более сложным, поскольку одновременно с увеличением площади размыва в Кавказском горном сооружении неизмеримо возросло количество неметаллоносных, но эродируемых осадочных пород — юрских, меловых, палеоценово-олигоценовых и т.п. В смежных палеоводоемах по мере усиления поднятий в области питания возрастал темп осадочного породообразования и тектонических нисходящих движений; это приводило к разбавлению поступающих с суши рудных химических элементов безрудным материалом и в конечном счете нивелировало их распределение.

В результате на поведение химических элементов в Сулакском разрезе гораздо большее влияние, чем металлогенические и геохимические особенности древних отложений Кавказа, оказывало изменение климата в пределах участков суши, окружающих Восточный Паратетис.

Ранее [Холодов, Недумов, 1981] было показано, что в поздне меловое и раннетретичное время в главных областях питания, т.е. в пределах Русской равнины и Кавказского острова, повсеместно господствовал влажный, местами теплый климат умеренной зоны. Здесь были очень широко развиты лесные ландшафты; согласно представлениям А.Е. Криштофовича [1957] и Л.Ш. Давиташвили [1971], в лесных массивах преобладали покрытосемянные, распространившиеся на большие площади. Почти повсеместно произрастали широколиственные, встречались лавры, магнолии; папоротники и хвощи играли подчиненную роль. Значительное потепление климата и расчленение растительности на тропическую, вечнозеленую флору полтавского типа (лавры, мирты, пальмы) и широколиственную флору тургайского типа (дуб, бук, каштан, платан) имело место в области питания палеоморей в третичное время (олигоцен—миоцен).

Господство лесов на суше, как известно, стимулирует наиболее полную мобилизацию растворимых компонентов [Страхов и др., 1955, 1959], и поэтому в речную сеть олигоценово-миоценовых рек вместе с растворенным гумусом попадало огромное количество Fe, Mn и халькофильных элементов; в древних морях они и создавали тот характерный геохимический фон, на котором развивались позднее процессы железомарганцевого рудогенеза.

Позднее, к концу миоцена, произошла общая ксерофитизация климата. Уменьшение влажности, похолодание в одних местах и потепление в других привели к постепенной смене господствующих ландшафтов. Общая площадь лесов на Русской равнине резко сокращается. На севере развивается тундра, а в южных районах густые третичные леса редеют, отступают к северо-западу и сменяются монотонными степными ландшафтами с их убогой травянистой растительностью [Синицын, 1962].

Естественно, что изменение соотношений ландшафтов в области питания тотчас же сказывается на поведении большинства химических элементов; поступление терригенного материала усиливается и соответственно сокращается подача Fe, Mn и халькофильных элементов в растворенных формах.

Таким образом, местное локальное воздействие Кавказского острова и его древних металлоносных толщ на геохимические особенности осадконакопления в смежных палеоморях оказывается незначительным по сравнению с грандиозным влиянием Русской равнины. Смена ландшафтов и отчетливые изменения климата в областях питания были главными факторами, определившими поведение рудных элементов в разрезе р. Сулак; как будет показано выше, их общее количество заметно уменьшается снизу вверх.

## ГЛИНИСТЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ВОСТОЧНО-ПРЕДКАВКАЗСКОГО БАССЕЙНА И ИХ КАТАГЕНЕТИЧЕСКИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ

В описанном выше 5-километровом разрезе мезозойско-кайнозойских отложений особый интерес вызывают глинистые пачки. В отношении их происхождения, вторичных преобразований и связи с процессами нефтеобразования существуют две альтернативные точки зрения.

Одни авторы [Котельников, 1963; Влодарская, 1966; Носов, Влодарская, 1968; Носов и др., 1973] утверждают, что соотношение глинистых минералов в третичных и меловых толщах Предкавказья в основном определяется подачей материала в палеоводоём и составом пород питающих провинций, что существенных изменений глинистых минералов на глубине не происходит и зависимость между дегидратацией разбухающих глин и определенными стадиями катагенеза отсутствует. В то же время эти исследователи постоянно подчеркивают тесную связь нефтеобразования с исходным монтмориллонитовым составом глинистых минералов; по их мнению, только преобладание разбухающих глинистых минералов определяет возможность генерировать нефтематеринской свитой нефть и газ.

Другие исследователи [Польстер и др., 1960; Вассоевич и др., 1975] считают, что именно в результате погружения третичных и меловых толщ Предкавказья на большие глубины под действием высоких температур и давлений происходила глубокая трансформация глинистых минералов, выраженная в дегидратации разбухающих компонентов типа монтмориллонита до гидрослюд. Эта перестройка глинистых минералов сопровождалась преобразованием органических соединений, их термолизом и термокатализом с образованием нефтяных УВ. Как это подробно обосновали Н.Б. Вассоевич с соавторами [1969], глубокий сдвиг равновесия в системе ОВ—глинистая порода, сопровождающийся усиленным новообразованием жидких и газообразных УВ, происходит на этапе мезокатагенеза и соответствует ГФН.

Первая точка зрения была высказана после изучения глинистых минералов в меловых и палеогеновых породах Азово-Кубанской депрессии, а также в юрских отложениях различных районов Прикумско-Тюленевского вала Восточного Предкавказья. Вторая утверждалась на материалах, в основном характеризующих мезозой Дагестана и Черных гор.

К сожалению, фактическая база, подкрепляющая обе точки зрения, сама по себе весьма фрагментарна: правильнее говорить, что на Восточное Предкавказье переносились статистические закономерности, установленные в других районах. Для того чтобы однозначно ответить на поставленные вопросы и разрешить проблему генезиса глинистых минералов, необходимо было собрать первичный каменный материал, с и с т е м а т и ч е с к и характеризующий большой стратиграфический интервал, и в нем шаг за шагом изучать преобразования глинистых минералов.

В различных частях Сулакского разреза, преимущественно из его глинисто-алевролитовой части, были более или менее равномерно отобраны 39 индивидуальных проб; их относительное расположение обозначено на рис. 5 (вкл.). Из образцов были изготовлены прозрачные шлифы, которые вместе с полевыми описаниями позволили дать более детальную литологическую характеристику глинисто-алевролитовых интервалов разреза.

В отложениях нижнего мела встречено несколько интервалов, сложенных черными карбонатными алевролитами и аргиллитами. Алевролиты представляют собой плотную неслоистую породу, рассыпающуюся при ударе молотком на остроугольные обломки с характерным раковистым изломом (обр. 1912, 3130). Под микроскопом порода почти нацело слегается остроугольными обломками кварца с притуплением разложившихся обломков плагиоклазов и зерен глауконита. Глинистый цемент содержит редкие включения неопределимых до рода раковин, сгустки органического вещества и многочис-

ленные кристаллики фрамбоидального пирита. Чешуйки глинистых минералов ориентированы беспорядочно.

Аргиллиты (обр. 3132) под микроскопом выглядят как тонкое чередование слоев глинистого материала, содержащего чешуйки гидрослюды и битумоидного ОВ. Терригенный материал отсутствует, но широко распространены сгустки и кристаллики пирита.

Выше, в кровле фораминиферовой свиты, встречена пачка карбонатных аргиллитов 12-метровой мощности (обр. 1900); это сильнобитуминозная неяснослоистая порода, шоколадно-серого цвета, содержащая многочисленные чешуйки рыб и редкие остатки карбонатной микрофауны. Под микроскопом на общем карбонатно-глинистом фоне видны очень тонкие линзовидные слои битумоида коричневатого-ржавого цвета; их чередование с карбонатно-глинистым материалом и создает микрослоистость. Характерно, что глинистый материал в шлифе обычно слабо оптически ориентирован; при повороте столика микроскопа в скрещенных николях вся масса глинистых частиц гаснет почти одновременно. В породе встречаются карбонатные раковинки фораминифер, внутренние полости которых заполнены ОВ и сульфидами (пиритом); довольно часто можно наблюдать секущие микротрещинки, заполненные битумоидами.

Над отложениями фораминиферовой свиты в миатлинском горизонте нижнего майкопа была опробована 6-метровая пачка тонкослоистых аргиллитов; это сильнобитуминозная порода шоколадного и темно-бурого цвета с редкими чешуйками *Clupea* по напластованию (обр. 1901). При выветривании распадается на тонкие плиточки.

Под микроскопом (рис. 6,а) на фоне слабо оптически ориентированной глинистой массы ритмически располагаются тонкие, линзовидные прослои коричневатых битумоидов, среди которых обнаруживаются многочисленные сгустки и включения фрамбоидального пирита. Глинистые слои породы содержат обломки кварца, чешуйки слюды, причем характерно, что терригенный материал всегда ориентирован длинными осями по напластованию слоев.

На склоне горы Дазудал-гох хорошо обнажен нижний глинистый горизонт майкопской толщи (см. рис. 5, обр. 1902, 1903). Это серые или лиловато-серые битуминозные, иногда даже ампелитовые<sup>1</sup> аргиллиты (см. рис. 6,б), по напластованию содержащие многочисленные примазки ярозита, а также выцветы и кристаллики гипса. Для этих пород под микроскопом характерна очень четкая оптическая ориентировка глинистых слоев, которые постоянно чередуются с линзовидными слоями, сложенными фрамбоидальным пиритом и битумоидами светло-желтого или оранжевого цвета в проходящем свете. Изредка встречаются мелкие обломки кварца, ориентированные по слоистости.

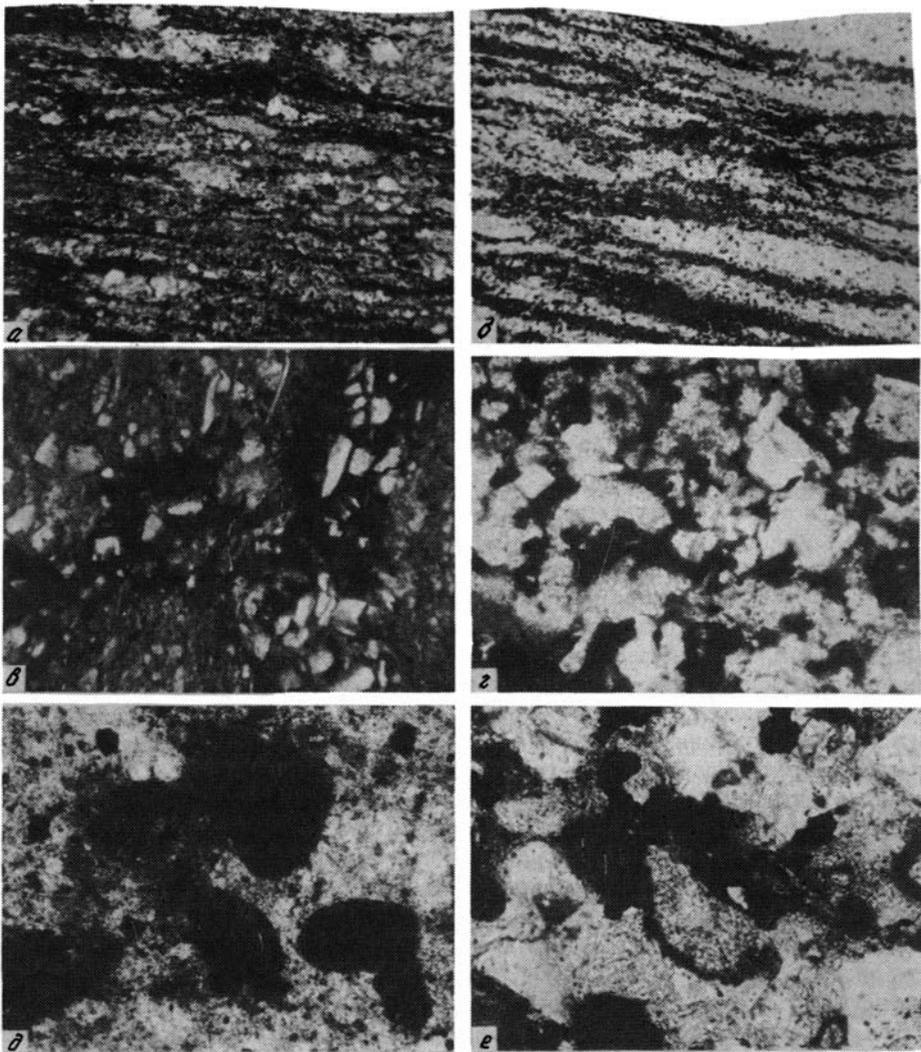
Муидакальский горизонт майкопа, залегающий непосредственно над нижним глинистым, опробован в его нижней части, в середине и вблизи кровли (обр. 1904—1906).

Горизонт слагают серые, табачные и зеленовато-серые аргиллиты, в нижней части они довольно резко обособляются от алевролитов и песчаников, тогда как выше терригенные слои чередуются с глинистыми.

Аргиллиты, залегающие в нижних частях толщи (обр. 1904), под микроскопом обнаруживают почти идеальную оптическую ориентировку глинистой массы; на ее фоне разбросаны тонкие линзочки бурых битумоидов. Включения пирита встречаются редко.

Вверх по разрезу ориентировка глинистой массы нарушается, в породе все чаще появляются слои и линзы терригенных минералов — кварца и гидромусковита. Бурые битумоиды заполняют также наиболее проницаемые участки песчано-глинистой породы, а также многочисленные трещинки, секущие слои глины (см. рис. 6,в, обр. 1905). Любопытно, что там, где битумоиды пропитывают песчано-алевритовые участки, отчетливо наблюдается коррозия кварцевых обломков; последние теряют свои

<sup>1</sup> По М.С. Швецову [1958], "ампелитовыми" аргиллитами называются микрослоистые глинистые породы, богатые пиритом и глинистым веществом.



Р и с. 6. Глинисто-алевритовые породы разреза р. Сулак

*a* — миятлинский аргиллит. Темное — битумоид с пиритом, белое — кварц. Обр. 1901, X 13, ник. ||; *б* — ампелитовый аргиллит нижнего глинистого горизонта. Слойки из фромбоидального пирита и битумоиды (черное) на фоне оптически ориентированной глинистой массы (белое). Обр. 1902, X 130, ник. ||; *в* — аргиллит мушдакальского горизонта. Битумоид с пиритом (черное) заполняет трещины и пятнисто пропитывает породу, нарушая слоистость. Обр. 1905, X 50, ник. ||; *г* — алевролитовая линза среди мушдакальских аргиллитов. Битумоиды (черное) пропитывают породу и корродируют кварц (белое). Обр. 1906, X 130, ник. ||; *д* — алевритовые глины чокрака. Округлые стяжения битумного ОВ (черное) на фоне терригенно-глинистой массы (светлое). Обр. 991, X 130, ник. ||; *е* — песчано-глинистая порода верхнего сармата. Темное — беспорядочно ориентированные сгустки органики среди обломков кварца, чешуек гидромусковита, хлорита и зерен глауконита (светлое). Обр. 1534, X 130, ник. ||

остроугольные очертания и разъедаются в краях (см. рис. 6, г, обр. 1906). Инконгруэнтное растворение обломочного кварца на контакте с углеводородными скоплениями представляет большой теоретический интерес и требует научного истолкования, которое будет дано автором ниже.

Горизонт Рики, принадлежащий уже к верхнему майкопу, слагает глубокий овраг севернее горы Дазудал-гох. Он был опробован в нижней, средней и верхней частях

(обр. 1907—1909). Во всех случаях это очень тонкослоистые листоватые аргиллиты и аргиллитовые глины лилово-серого цвета, рассыпающиеся в осыпи на тонкие пластинки. По плоскостям напластования повсеместно содержится большое количество гипса и ярозита.

Под микроскопом все три образца чрезвычайно сходны. На фоне хорошо оптически ориентированной глинистой массы довольно равномерно разбросаны очень тонкие иногда волнисто изогнутые или линзовидно выклинивающиеся прослойки темно-бурых или красновато-бурых битумоидов с большим количеством фрамбоидальных включений пирита или псевдоморфоз гидроокислов железа по пириту.

Зурамакентский горизонт, завершающий разрез майкопа, был опробован в правом борту оврага Рики-кал. Он оказался чрезвычайно неоднородным: в его нижней части преобладают пласты аргиллитов (обр. 1910), тогда как в верхней — глинистые аргиллиты и глины (обр. 1911).

Аргиллиты макроскопически весьма похожи на породы предыдущего стратиграфического интервала. В них так же много ярозита и гипса, они имеют листоватую отдельность, но окрашены не в лилово-серый, а в черный цвет. Под микроскопом в породах можно наблюдать бурые битумоиды, заполняющие многочисленные ветвящиеся трещинки, линзочки тех же битумоидов, параллельные напластованию, и много пиритовых включений.

Глины буровато-серого цвета, тонкослоистые и неяснослоистые. В шлифах хорошо видно, что в них чередуются слойки оптически ориентированной и беспорядочно ориентированной глинистой массы. Органическое битумоидное вещество слагает линзовидные слойки и многочисленные сгустки и прожилки. Граница между аргиллитами и глинами отчетливо видна в обнажениях, резко выделяясь благодаря разной текстуре пород.

Чокракские отложения среднего миоцена обнажены в овраге, идущем параллельно р. Сулак по направлению к вершине гряды Таш-Гескем.

Среди чокракских глин разреза можно выделить две разновидности. Количественно преобладают серые неслоистые алевритовые глины, имеющие характерный раковистый излом (обр. 991, 1123, 1135). В них на фоне оптически не ориентированной пелитовой массы глинистого вещества разбросано очень много остроугольных обломков кварца алевритовой размерности, чешуйки гидрослюд и зерна глауконита, среди которых часто встречаются округлые сгустки и стяжения красновато-бурого битумоидного ОБ (см. рис. 6, д).

Реже встречалась тонкослоистая разновидность черных "книжных" глин (обр. 1139); в шлифах такая глина представляет собой чередование черных или темно-коричневых битумоидных слойков, содержащих стяжения и сгустки пирита и слабо оптически ориентированных слойков глинистого материала. Переходный тип представляет собой алевритовая глина в обр. 1110.

Караганские отложения. В этом стратиграфическом интервале развиты темно-бурые, реже серые глины с характерным раковистым изломом (обр. 1156, 1177); под микроскопом они имеют пелитовую структуру и содержат многочисленные включения обломков кварца, гидромусковита и зерна глауконита. Битумоиды в них залегают в виде округлых сгустков и стяжений.

Лишь в одном случае (обр. 1193) глина буровато-черного цвета имеет тонкослоистую текстуру и слабую оптическую ориентировку глинистой составляющей.

Глины с *Syndesmu* и криптомактровые слои имеют между собой много общего (обр. 1530, 1531). Это зеленовато-серые неслоистые карбонатные глины, сильно ожелезненные с поверхности. В шлифах на фоне пелитоморфной однородной глинистой массы разбросаны крупные карбонатные раковины гастропод, а также сгустки ОБ и сульфидов.

Грозненские отложения сармата фациально очень сходны с майкопскими и средне-миоценовыми "книжными" глинами (обр. 1532, 1533). Они представляют собой коричневатую-серую аргиллитоподобную породу, в которой тонкие слои очень слабо

ориентированной глинистой массы перемежаются со слоями коричневатобурых битумоидов; наряду с этим в глинах много сгустков и пятен битумов. Встречаются рассеянные сульфиды и карбонаты, а также обломки кварца, слюды и зерна глауконита.

Верхнесарматские глины хорошо обнажаются в пределах южного склона гряды Сикир-гох (обр. 1534а, 1535, 1536). Обычно это зеленовато-серые, реже темно-серые слоистые породы. Глинистая составляющая в шлифах слагается пелитовым материалом, не обнаруживающим следов оптической ориентировки. В глинах часто появляются прослои, обогащенные обломками кварца, чешуек гидрослюд и хлорита, зерен глауконита; вся масса обломков отличается слабой сортировкой. Среди них много округлых сгустков битумоидов (см. рис. 6, е).

Меотические отложения отличаются небольшой мощностью глин, заключенных среди грубозернистых терригенных пород. На рис. 5 их представляют обр. 1537, 1538, 1539. Обычно это серые или буровато-серые алевритовые глины, реже слегка карбонатные. Глинистая составляющая постоянно имеет пелитовую структуру, и только в редких случаях она становится спутанно-волокнутой. Обломочный материал, представленный кварцем, мусковитом и хлоритом, часто концентрируется в тонкие прослои; вместе с ним встречаются зерна глауконита и сгустки ОВ. Местами присутствуют карбонатные обломки пелеципод.

Акчагыльские глины (обр. 1540, 1541) более соответствуют сутлинкам. Они желтовато-серого цвета, алевритовые, на фоне беспорядочно ориентированных глинистых минералов разбросаны обломки кварца и чешуйки гидромусковита. ОВ, окрашенное в ржаво-бурый цвет, образует сгустки. Результаты более детального изучения состава глинистых минералов Сулакского разреза были изложены в предыдущих публикациях с участием автора [Холодов, Туровский и др., 1976; Холодов, Гаврилов и др., 1974, 1976, 1977]. При камеральной обработке образцов глинистых пород, характеризующих различные части разреза, из них была выделена фракция  $< 0,001$  мм. Органические соединения, обычно обогащающие тонкую глинистую фракцию, были разрушены пергидролом, аморфные соединения железа удалены по методике Мира и Джексона [Mehra, Jackson, 1960]. Дальнейшие исследования приготовленных таким образом проб проводились в рентгеновской лаборатории Почвенного института им. В.В. Докучаева (руководитель — Б.П. Градусов, исполнитель — Н.П. Чижикова). После изготовления ориентированных препаратов на стекле фракции насыщали магнием из однонормального раствора  $MgCl_2$ .

Состав и особенности строения глинистых минералов исследовались с помощью рентгенодифрактометрического метода, а часть образцов, кроме того, изучалась дериватографическим и ИК-спектрографическим методами. Полностью подтвержденные другими методами данные рентгенодифрактометрии и были нанесены на график (см. рис. 5). В первой графе диаграммы показаны количественные соотношения между основными группами глинистых минералов, рассчитанные по методике Бредли—Бискайя [Biscaie, 1964]. При исследовании удалось определить каолинит, хлорит, гидрослюды и смешаннослойные образования.

Каолинит в воздушно-сухом состоянии идентифицирован по рефлексу  $3,58\text{\AA}$ ; другие его базальные отражения совпадают с хлоритовыми. После обработки  $HCl$  видны отражения при  $7,2$  и  $3,58\text{\AA}$  каолинита; они исчезают после прокаливания. Минералу принадлежит рефлекс  $d_{060} = 1,48 \div 1,49\text{\AA}$ .

Хлорит, судя по отношению базальных рефлексов от (003) к рефлексам (002) и (004), а также растворению в 10%-ной  $HCl$  при  $80^\circ C$  в течение 2 ч, является железомagneзиальным, триоктаэдрическим. С присутствием хлорита, по-видимому, отчасти связаны рефлексы с  $d_{060} = 1,53 \div 1,54\text{\AA}$ . Уменьшение  $d_{001}$  минерала в некоторых образцах свидетельствует о наличии в его структуре части несовершенных одноэтажных прослоек, распределенных неупорядоченно. На графике процентные соотношения каолинита и хлорита приведены вместе, но предлагается различать три случая: 1) содержание каолинита больше хлорита; 2) содержание каолинита равно содержанию хлорита; 3) содержание хлорита больше, чем каолинита.

Гидрослюды представлены диоктаэдрическими разновидностями с повышенным содержанием железа; это подтверждается наличием  $d_{060} = 1,501 \div 1,505 \text{ \AA}$  и слабого отражения от (002).

Смешаннослойные образования из слюдяного и монтмориллонитового пакетов характеризуются широко меняющейся нормой переслаивания. Более детальное изучение показало, что по особенностям чередования слюдяных и смектиновых пакетов смешаннослойные относятся к двум разновидностям. При рентгеноструктурном исследовании одна из них отличается широким дифракционным максимумом в пределах  $10,5-15 \text{ \AA}$ , который смещается к  $17-17,5 \text{ \AA}$  на дифрактограммах в препарате, насыщенном этиленгликолем (глицерином), и к  $10 \text{ \AA}$  после прокаливании (см. рис. 5). В соответствии со значениями  $d$ , характером чередования и числом пакетов [Градусов, 1972] смешаннослойные образования этой разновидности относятся к неупорядоченным. После насыщения фракций калием из однономинального раствора KCl монтмориллонитовые пакеты в основном сокращаются необратимо. Согласно Уиверу [1962], эти пакеты могут быть рассмотрены как высокозарядные. Очевидно, что они образованы в результате деградации слюд, а не путем синтеза. Поскольку пик  $17-18 \text{ \AA}$  относится к смешаннослойному образованию, его интенсивность в действительности может отражать изменения содержания монтмориллонитовых пакетов. Соответствующая фаза для краткости названа "монтмориллонитовым компонентом".

Второе смешаннослойное образование при насыщении полярными жидкостями дает рентгенограммы с максимумами при  $30-35$  и  $11-12 \text{ \AA}$ . Чередование слюдяных и смектиновых пакетов в этом образовании характеризуется, таким образом, ярко выраженной тенденцией к упорядоченности по смешанным законам АВВ и АВ. Поскольку в качестве постоянной примеси в данной фазе присутствует  $10 \text{ \AA}$  минерал, близкий к гидрослюде, на рис. 5 она получила условное наименование "гидрослюдистый компонент".

При анализе графика процентных соотношений глинистых минералов, изображенного на рис. 5, прежде всего обращает на себя внимание, что он довольно четко распадается на три части. Одни количественные соотношения минералов глин типичны для мела, палеоцен-эоцена и олигоцена, другие — для нижнего и среднего миоцена. Наконец, верхний миоцен, плиоцен и современные отложения составляют третий, несколько отличающийся от предыдущих участков кривых.

Первый этап, наметившийся между ранним мелом и концом олигоцена, характеризуется содержанием каолинита  $10-12\%$ , таким же количеством "монтмориллонитового" и  $60-70\%$  — "гидрослюдистого компонента". В отличие от него, во второй этап в нижнем и среднем миоцене существенно (почти в 2 раза) возрастает содержание каолинита; общее содержание гидрослюды падает до  $35-40\%$ , а количество "монтмориллонитового компонента" достигает  $25-30\%$ . Наконец, в верхнем миоцене и плиоцене каолинит постепенно уступает место хлориту, причем общее их содержание вновь падает до  $10-20\%$ ; аналогичным образом уменьшается содержание "монтмориллонитового компонента", тогда как содержание гидрослюды в среднем вновь возрастает до  $60-65\%$ .

Следует подчеркнуть, что большая часть отмеченных изменений в составе глинистых минералов хорошо увязывается с историей геологического развития Восточного Предкавказья. Относительно небольшое количество каолинита в отложениях мела, палеоцена и олигоцена имело место в то время, когда большие площади юга Русской платформы были покрыты водами морей и терригенный материал, сносимый с нее палеореками, осаждался главным образом на самой платформе, не достигая Предкавказья.

Уменьшение площади палеобассейнов в начале миоценового времени сопровождалось повышением содержания каолинита и монтмориллонита; именно эти глинистые минералы появились с северных равнин палео-Донном. Любопытно, что в это же время в изучаемом разрезе появляются массы белых олигомиктовых кварцевых песков с дистеном, цирконом и ставролитом [Холодов, Недумов, 1981]. Новая трансгрессия сарматского палеобассейна на север и усиление подачи терригенного материала

со стороны Кавказской горной страны приводят, с одной стороны, к уменьшению процентного содержания каолинита и хлорита в общей сумме глинистых минералов, а с другой — к тому, что (как видно на рис. 5) в отложениях миоцена и плиоцена хлорит постепенно вытесняет каолинит.

Уместно подчеркнуть следующие важные обстоятельства, касающиеся хлорита: во-первых, в отложениях юры всего Кавказа хлориты являются чрезвычайно распространенным, можно сказать, характерным глинистым минералом [Ефремов, 1938; Страхов, 1947; Сердюченко, 1953; Тимофеева, 1968]; во-вторых, специальные литолого-геохимические исследования генезиса хлоритовых глин среднемиоценовых отложений Осетинской впадины позволили их рассматривать как результат прямого механического переотложения продуктов выветривания Малкинского массива основных пород и серпентинитов [Холодов, Недумов, 1981]; в-третьих, микроскопическое изучение прозрачных шлифов глин верхнего сармата, меотиса и акчагыла (обр. 1535, 1536, 1537, 1539, 1541) показало, что среди обломочного материала в них часто присутствуют включения хлорита, габитус и размеры которых свидетельствуют о их механическом привносе с близлежащей суши.

Наконец, следует учесть, что взвеси современных кавказских рек до сих пор несут значительные массы хлорита. Так, например, фракция глинистых взвесей  $< 0,001$  мм р. Терек содержит 45%, р. Урух — 33%, р. Черек — 15%, р. Кума — 18%, р. Подкумок — 15%, а р. Сулак — 34% хлорита [Холодов, Недумов, 1981].

Дифрактограмма глинистой фракции  $< 0,001$  мм, полученной из современной взвеси р. Сулак (рис. 7), позволяет считать, что соотношения между хлоритом, гидрослюдой и монтмориллонитовым компонентом, типичные для верхнего миоцена и плиоцена, установились главным образом в результате эрозии юрских и меловых толщ Кавказа, а обломочный хлорит поставляется в бассейны седиментации и в настоящее время так же, как это имело место в прошлом, являясь индикатором влияния Кавказской терригенной провинции.

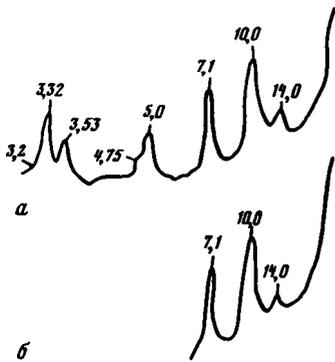
Общее сходство дифрактограммы взвеси р. Сулак с дифрактограммами обр. 1541, 1539 и другими, представляющими на рис. 5 глинистые отложения меотиса, плиоцена и плейстоцена, позволяет считать, что основная масса гидрослюдистых и монтмориллонитовых минералов была также принесена в палеоводоемы прошлого в составе речной взвеси, т.е. имеет аллотигенное происхождение.

Характерно, что от нижнего миоцена к современным отложениям на фоне весьма постепенного уменьшения содержаний каолинита и хлорита, падения количеств "монтмориллонитового компонента" и возрастания содержания гидрослюды наблюдается относительное увеличение смешаннослойных образований (обр. 1540 и 1530).

Максимум "монтмориллонитового компонента", зафиксированный в акчагыльских отложениях р. Сулак, вполне объясним. При изучении шлифов (обр. 1540 и 1541) обнаружены многочисленные остроугольные, плохо окатанные обломки кварца и более редкие включения вулканических стекол.

Специальные исследования тонких фракций верхнеплиоценовых пепловых туфов на п-ове Челекен и в Прибалханском районе, проведенные А.Л. Юревичем и А.Л. Соколовой [1965], показали, что эти образования в диагенезе легко преобразуются в монтмориллонит.

Поскольку акчагальское и апшеронское время было эпохой усиленной вулканической деятельности во многих районах Кавказа, можно считать, что колебания в содержании "монтмориллонитового компонента" в разрезе р. Сулак получают свое обоснованное разъяснение. Сложнее обстоит дело с максимумом этого же компонента на границе средний миоцен—сармат. Трудность применения вулканогенной гипотезы заключается в том, что в сарматское время вулканическая деятельность на Северном Кавказе достоверно не установлена, хотя она отмечалась в Карпатах [Муратов, 1949] и в Закавказье [Асратян и др., 1974]. В пределах Крыма и Таманского полуострова в сарматских отложениях неогена Н.И. Андрусов [1963], а позднее М.Г. Барковская [1967] описали отдельные прослои вулканических пеплов; их появление В.Ф. Петрунь



Р и с. 7. Рентгенодифрактограммы фракции  $< 0,001 \text{ мм}$  взвеси р. Сулак

Образцы: а — воздушно-сухой, б — с этиленгликолем

и Л.С. Белокрыс [1970] связывают с деятельностью прикарпатских вулканов, что доказывается широким распространением пирокластики в сармате Среднего Приднестровья и в неогене Молдавии, а, согласно представлениям С.П. Соловьева, точно датировать начало вулканической деятельности на Северном Кавказе не представляется возможным. Прямых признаков проявления вулканизма в сарматских отложениях р. Сулак не отмечалось. Поэтому можно высказать только предположение, что

монтмориллонитовый максимум в обр. 1530, как и максимум обр. 1540, обусловлен монтмориллонитизацией тонкодисперсной составляющей вулканических стекол.

Сопоставление палеогеографических особенностей палеоводоемов различного возраста и изменения соотношения глинистых минералов в разрезе р. Сулак (см. рис. 5) приводят к выводу, что главным фактором, определившим поведение глинистых минералов, являлись особенности развития областей питания; ни климат, ни палеосоленость вод не оказали существенного влияния на формирование глинистых илов. Образование глин в данном случае выступает как типично аллотигенный процесс и развивается во времени очень сходно с поступлением в палеоводоемы терригенных компонентов; во всяком случае, важнейшие этапы развития Восточного Предкавказья, выделенные В.А. Гроссгеймом [1962] по развитию кварц-дистен-ставролитовой ассоциации, совпадают с изменением соотношений глинистых минералов.

Наряду с колебаниями в составе глин, вызванными поступлением глинистых минералов в мезозойско-кайнозойские палеоводоемы, существуют изменения, обусловленные другими факторами. Они особенно рельефно выступают, если проанализировать поведение глинистых минералов в разрезе р. Сулак сверху вниз. В верхней части колонки (от бакинского яруса до верхнего сармата) преобладающей фазой является гидрослюда с небольшим количеством неупорядоченного слюда-сметитового смешаннослойного образования ("монтмориллонитовый компонент"); как уже отмечалось выше, им сопутствуют хлорит и каолинит. Ниже по разрезу, в толщах нижнего и среднего миоцена, количество сметитового компонента, также представленного неупорядоченным смешаннослойным образованием, повышается до 30–35% всей суммы интенсивностей основных базальных рефлексов.

В нижней части колонки, начиная с середины зурамакентского горизонта, состав глинистого материала существенно иной. Здесь главную часть фракции  $< 0,001 \text{ мм}$  составляет смешаннослойное образование с признаками упорядоченности, состоящее из сметитовых и слюдистых пакетов (гидрослюдистый компонент). В качестве небольшой примеси здесь же присутствует неупорядоченное слюда-сметитовое смешаннослойное образование, условно названное выше "монтмориллонитовым компонентом". В этом же интервале базальные рефлексы смешаннослойных не позволяют четко диагностировать гидрослюду; приходится считать, что собственно гидрослюда здесь содержится в исчезающе малом количестве или практически отсутствует совсем. Типичной особенностью этой части разреза является заметная степень упорядоченности смешаннослойных образований (см. рис. 5).

При обсуждении полученных результатов прежде всего следует иметь в виду, что распространение смешаннослойных глинистых минералов с признаками упорядоченного чередования пакетов довольно ограничено. В современных условиях их возникновение было зафиксировано только в таежной зоне при кислом почвообразовательном процессе, где они являются метастабильным продуктом деградационной трансформа-

ции биотитов, хлоритов и серицитоподобных слюд при переходе их в смектиты и разрушении. Появление упорядоченных образований при выщелачивании калия из слюд представляется здесь неизбежным ввиду различной устойчивости силикатной основы структуры и слоевого промежутка [Градусов и др., 1975]. Однако в продуктах переотложения тех же почвенных зон Фенноскандии типа пролювия, делювия и ледниковых отложений упорядоченные смешаннослойные образования практически уже не обнаруживаются. Не установлены упорядоченные смешаннослойные глинистые минералы в дерново-подзолистых, серых лесных, черноземных, каштановых почвах, а также в лёссах и лёссовидных суглинках Русской платформы, Западно-Сибирской низменности и Северо-Американской платформы [Градусов, 1973]. Отрицательные результаты были получены также при исследовании глинистых минералов твердого стока современных рек, таких, как Дунай, Днепр, Кубань, Терек [Лубченко, Белова, 1973]; здесь не было замечено никаких признаков упорядоченности при рентгеновском изучении смешаннослойной фазы. Наконец, в пробах донных отложений Черного моря, охватывающих интервал от новозвксинских до современных осадков, по данным Г.Ю. Бутузовой, Б.П. Градусова, упорядоченных смешаннослойных глинистых минералов также не обнаружено.

Создается впечатление, что современный осадочный процесс практически не создает обстановок, благоприятных для возникновения упорядоченных разностей смешаннослойных. Эти образования являются чрезвычайно характерной особенностью древних осадочных отложений, прошедших стадию диагенеза и катагенеза. Действительно, на платформенной части Русской равнины проявления минералов типа слюда-смектит с регулярным чередованием пакетов были установлены в карбонатных отложениях каменноугольного времени Самарской Луки [Ратеев и др., 1969] и в угленосных отложениях и палеопочвах того же времени Донбасса [Феофилова, Градусов, 1974]. В последнем случае обнаружены и строго упорядоченные разности слюды-смектитов [Лазаренко, Королев, 1970].

На территории Западного Предкавказья смешаннослойные образования с признаками упорядоченного чередования пакетов известны в мелу. Здесь имеется слюда-смектит, а, по данным В.М. Лазаревой, Б.П. Градусова, в пробе из скважины Южно-Советская на глубине 2929 м обнаружено хлорит-смектитовое смешаннослойное образование с отчетливо выраженными признаками упорядоченности.

Таким образом, анализ имеющегося материала заставляет предполагать, что появление упорядоченных смешаннослойных глинистых минералов в меловых и олигоценовых отложениях р. Сулак обусловлено катагенетическими преобразованиями этих толщ в условиях повышенных температур и давлений.

Высказанное предположение также подтверждается при систематическом исследовании образцов глинистых пород под микроскопом в прозрачных шлифах (см. рис. 5). Прежде всего было установлено, что очень многие образцы разреза обладают оптически ориентированной мезотекстурой. По степени оптической ориентировки глинистых минералов в прозрачных шлифах удалось выделить пять типов глинистых пород.

1. Породы с беспорядочным типом мезотекстуры характеризуются тем, что структурные элементы в них не имеют строгого порядка; ОВ в таких образованиях присутствует в виде беспорядочно ориентированных округлых зерен или бесформенных пятен.

2. Породы с мезослоистым типом мезотекстуры включают отдельные оптически ориентированные слойки. Слоистость породы преимущественно создается микрослоями и микролинзами битумов; в контакте с ними глинистые минералы местами получают оптическую ориентировку.

3. Породы с послойно упорядоченным типом мезотекстуры. Отдельные микропрослой такой породы или отдельные ее блоки несут на себе следы оптической ориентировки глинистых минералов.

4. Породы с частично упорядоченным типом мезоструктуры. При повороте столика

микроскопа при скрещенных николях гаснет не все поле шлифа; отдельные слои, блоки или участки оказываются оптически не ориентированными.

5. Породы с упорядоченным типом мезотекстуры. Это, собственно говоря, уже даже не глины, а аргиллиты. Об, а иногда скопления сульфидов образуют слойки и линзы, параллельные общей ориентировке глинистых чешуек. В этом же направлении вытянуты чешуйки слюды и длинные оси аллотригненных обломков кварца, полевых шпатов и т.д.

Распределение выделенных типов глинистых пород в разрезе (см. рис. 5) показывает, что в целом оптическая ориентировка глин возрастает сверху вниз; она приблизительно совпадает с проявлениями упорядоченности смешаннослойных глинистых образований. Однако оптически ориентированные глины располагаются в разрезе гораздо более прихотливо, чем упорядоченные смешаннослойные минералы. Так, они вначале появляются в глинистых отложениях мейтиса (обр. 1538); здесь тонкие оптически ориентированные слойки и линзочки едва фиксируются на контактах с участками, сложенными пелитовой глиной, сильно обогащенной бурыми битумами.

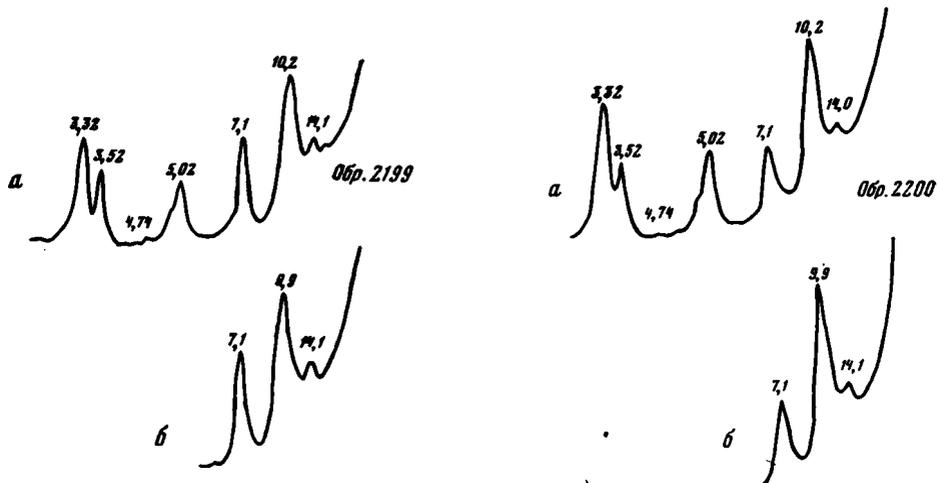
Гораздо реже оптическая ориентировка глин проявляется в нижележащих новогрозненских слоях (обр. 1532, 1533) и в карагане (обр. 1195); среди тонких прослоев сильнобитуминозных тонкослойных глин довольно обычны слойки и линзы, сложенные глинистыми минералами, прозрачными в проходящем свете и одновременно угасающими при повороте столика микроскопа в поляризованном свете.

В подстилающих их глинистых отложениях чокрака (обр. 1135, 1136, 1139) общее количество оптически ориентированных участков в породах возрастает; наряду с приконтактной ориентировкой глинистых частиц встречается оптическая ориентировка вдоль секущих трещинок, а также в отдельных микроблоках. Иногда в шлифах можно видеть тонкие оптически ориентированные оторочки, возникающие вокруг зерен терригенных минералов.

Наконец, в толщах майкопа и верхнего мела (обр. 1900—1904, 1907—1911) оптическая ориентировка глин получает самое яркое и отчетливое выражение. Породы в этих отложениях уже не могут именоваться глинами; по всем признакам классической петрографии [Швецов, 1958] это типичные аргиллиты. То обстоятельство, что одновременно с отчетливой оптической ориентировкой глинистых составляющих чешуйки слюд, обломки терригенного кварца, а также изредка сохранившиеся карбонатные обломки раковин обычно тоже оказываются вытянутыми в определенном направлении, наряду с находками оптической ориентировки, расположенной под углом к напластованию (обр. 1903), заставляют считать эти текстуры типичным проявлением процессов катагенеза.

Возможность образования таких вторичных аксиально ориентированных мезотектур в глинистых породах разного состава под воздействием высоких давлений была экспериментально подтверждена Митчеллом [Mitchell, 1956], Райтбурд [1958], а позднее В.С. Шибиковой [1965], Г.К. Бондариком и др. [1975]. В то же время эти эксперименты подчеркивают лишь принципиальную возможность процесса; в них достаточно полно охарактеризовано поведение глин разного состава (каолин, гумбрин) в условиях непрерывно возрастающего компрессионного сжатия, но остались совершенно не рассмотренными воздействия высоких температур, а также влияния значительных количеств битумной органики. Между тем последний фактор играет, по-видимому, очень важную роль в формировании ориентированных мезотектур глин. Как правило, оптически ориентированные глины (см. рис. 5) всегда содержат повышенные количества Об или пирита; последний, как это убедительно показал Н.М. Страхов [1960, 1972], в основном является порождением диагенетических редукционных процессов, идущих при окислении Об, и, следовательно, его концентрация по разрезу примерно соответствует зонам первичного накопления органики.

Совпадение распределения Об и ориентированных мезотектур глин в разрезе р. Сулак, по-видимому, объясняется тем, что катагенетические преобразования органики играли важную роль в процессах трансформации глинистых минералов, микроскопи-



Р и с. 8. Рентгенодифрактограммы фракции < 0,001 мм глин (обр. 2199) и алевролитов (обр. 2200) нижнемелового возраста

Образцы: а — воздушно-сухой; б — с этиленгликолем

ческим проявлением которых служила оптическая ориентировка. В тех частях разреза, где развиты аргиллиты, формы нахождения органики существенно меняются; вместо сгустков рассеянного ОВ или его тонких прослоев и линзочек в большом количестве появляются скопления битумов по трещинкам, неправильной формы пятна и вторичная пропитка битумами алевроитовых прослоев.

Кроме того, значительная примесь терригенного материала в глинистых породах вне зависимости от ее состава и размерности, по-видимому, неблагоприятна для развития ориентированных мезотекстур. В тех интервалах разреза, которые обогащены терригенными компонентами (см. рис. 5), процессы образования оптической ориентировки притормаживаются или маскируются. Вероятно, в данном случае реализуется общее правило появления ориентировки в глинистых породах, установленное Гримом с соавторами [Grim et al., 1957]: чем более тонкозернистый глинистый осадок подвергается уплотнению, тем более совершенная ориентировка глинистых частиц возникает в породе.

Итак, на стадии катагенеза в глинистых толщах разреза р. Сулак под действием высоких температур и давлений возникали вторичные процессы, значительно преобразовавшие глинистые минералы и органику. Сущность этих преобразований можно понять, если расшифровать генезис упорядоченного смешаннослойного гидрослюд-монтмориллонитового образования, выделенного (см. рис. 5) под названием "гидрослюдистый компонент"; оно развито в нижней части колонки, в интервале нижний мел—олигоцен. Это смешаннослойное образование появляется там, где заметно уменьшается содержание собственно гидрослюды и монтмориллонита; теоретически его происхождение можно связать либо с преобразованием гидрослюды в монтмориллонит, либо с гидрослюдизацией монтмориллонита.

Наиболее вероятен второй путь. Во-первых, как было показано выше, общее содержание гидрослюды в изученном разрезе заметно уменьшается сверху вниз, от плиоцена к нижнему миоцену, и это обстоятельство объясняется первичными седиментационными причинами; можно предполагать, что отмеченная тенденция распространялась и на нижний мел—олигоцен, где в исходном глинистом материале общее количество гидрослюды было минимально. Во-вторых, процесс трансформации гидрослюды в монтмориллонит нельзя считать типичным для катагенетических преобразований в осадочных отложениях континентального блока, тогда как обратный переход монтмориллонита в гидрослюду через ряд промежуточных фаз давно изучен Гримом [1959], Берстом

Т а б л и ц а 1

Распределение щелочных элементов во фракции  $< 0,001$  мм, извлеченной из образцов меловых и третичных глин, %

| Номер пробы | K <sub>2</sub> O | Na <sub>2</sub> O | Номер пробы | K <sub>2</sub> O | Na <sub>2</sub> O |
|-------------|------------------|-------------------|-------------|------------------|-------------------|
| 1541        | 3,26             | 1,46              | 1907        | 4,73             | 0,31              |
| 1540        | 2,77             | 1,40              | 1906        | 4,58             | 0,31              |
| 1537        | 3,26             | 1,77              | 1905        | 4,73             | 0,37              |
| 1532        | 3,10             | 1,29              | 1904        | 3,80             | 0,31              |
| 1911        | 6,10             | 0,57              | 1903        | 4,19             | 0,97              |
| 1910        | 2,21             | 0,31              | 1902        | 4,99             | 0,37              |
| 1909        | 3,40             | 0,42              | 1901        | 4,50             | 0,52              |
| 1908        | 4,38             | 0,37              | 1900        | 6,10             | 0,31              |

[Burst, 1969], ван Муртом [Moort, 1971], В.Д. Шутовым с соавторами [1971] и экспериментально обоснован В.И. Муравьевым и Б.А. Сахаровым [1971]. Последние показали, что он происходит через упорядоченную смешаннослойную разновидность с чередованием монтмориллонитовых и гидрослюдистых пакетов. В-третьих, значительно ниже обр. 1912, представляющего глины нижнего мела (см. рис. 5), в той части, где меловые отложения непосредственно налегают на юру, в обр. 2200 и 2201 вновь наблюдался переход гидрослюдистого компонента в гидрослюду; здесь же присутствует хлорит. На рис. 8 приведены рентгенодифрактограммы фракций  $< 0,001$  мм, полученных из двух проб наиболее сильно измененных нижнемеловых глин исследуемого разреза; на них отчетливо вырисовываются пики 10,2 и 3,32 Å, принадлежащие гидрослюдам, и 14,1 и 7,1 Å, обязанные своим возникновением хлориту.

Как известно, трансформация монтмориллонита в гидрослюду в качестве обязательного химического условия требует увеличения содержания К [Милло, 1968]. Для подтверждения процессов гидрослюдизации в нашем случае в 15 пробах глинистой фракции размерностью  $< 0,001$  мм в химической лаборатории ГИН АН СССР (аналитик — Н.Н. Шатская) было определено содержание K<sub>2</sub>O и Na<sub>2</sub>O (табл. 1). Очевидно, что содержание K<sub>2</sub>O во фракциях заметно возрастает с глубиной; соответственно падает содержание Na<sub>2</sub>O. Отмеченные тенденции особенно усиливаются вблизи границы начала гидрослюдизации в нижнем миоцене (обр. 1910, 1911).

Цифры, приведенные в табл. 1, характеризуют относительное содержание щелочных элементов в тонкой фракции породы; опираясь на них, нельзя утверждать наличие общего привноса или выноса компонентов в глинах. Вполне вероятно поэтому, что та часть К, которая используется в процессах гидрослюдизации, заимствуется, например, из глауконитов, входящих в состав грубой фракции ( $> 0,01$  мм), и поэтому общее содержание щелочных элементов в породе остается примерно постоянным.

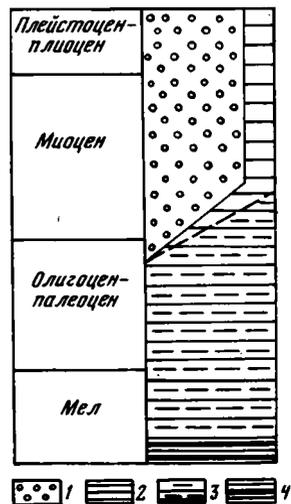
Катагенетические изменения глауконитов, сопровождающиеся выносом К, были недавно подробно описаны И.В. Николаевой с соавторами [1971]; очень сходные с ними явления осветления, ожелезнения и глинизации глауконитов постоянно обнаруживаются при просмотре прозрачных шлифов в разрезе р: Сулак.

Таким образом, представляется доказанным, что при погружении на значительную глубину монтмориллонит меловых и олигоценовых отложений постепенно преобразовывался в смешаннослойные компоненты гидрослюда-монтмориллонитового состава со все меньшим содержанием набухающих фрагментов. При этом усиливалась упорядоченность смешаннослойных минералов по закону ААВ и АВ. В конце концов процесс приводил к формированию катагенетической гидрослюды (рис. 9)<sup>1</sup>.

<sup>1</sup> Сказанное не означает, что ниже зоны гидрослюдизации во всех разрезах обязательно распространены одни гидрослюды; в зависимости от первичного минералогического и литологического состава глинистых отложений ниже этой зоны могут присутствовать также образования с некоторым содержанием монтмориллонитовых пакетов.

Р и с . 9. Принципиальная схема преобразования гидрослюд-монтмориллонитовых компонентов разреза р. Сулак в процессе катагенеза

1 — терригенная гидрослюда; 2 — терригенно-диагенетический монтмориллонит; 3 — катагенетическое смешаннослойное образование с признаками упорядоченности структуры; 4 — катагенетическая гидрослюда



Гидрослюдизация, хорошо фиксируемая на структурном уровне, сопровождалась возникновением оптической ориентировки глин на уровне мезотекстур. Другой стороной этого процесса являлось преобразование ОВ, которое из рассеянного состояния переходило в концентрированную прожилковую форму эмигрирующих битумов.

Для того чтобы представить себе общую схему катагенетической зональности в пределах изученного района, очень важно оценить те возможные палеоглубины, на которые погружались различные части исследуемого разреза в ходе прогрессивного захоронения. Известное представление об этом дает суммарная мощность мезозойско-кайнозойских толщ, если кровлю бакинского яруса приравнять к нулю, а отсчет мощности вести сверху вниз так, как это сделано на рис. 5. Тогда максимальные глубины, на которые погружались акчагыльские отложения, будут равны 600 м, сарматские — 2500 м, чокракско-караганские — 3550 м, майкопские — 4800 м, верхнемеловые — 5300 м.

Палеотемпературные условия, господствующие на этих глубинах, можно рассчитать, если учесть, что геотермический градиент в Дагестане, по данным М.Ф. Белякова [1955], в настоящее время равен  $47^{\circ}\text{C}/\text{км}$ . Экстраполируя эту цифру на прошлое, можно предположить, что максимальные палеотемпературы при погружении отложений акчагыльского яруса достигали 28, сармата — 117, чокрака и карагана — 164, майкопа — 225, верхнего мела —  $250^{\circ}\text{C}$ .

Сложнее обстоит дело с палеодавлением. Если отбросить вариации удельного веса и пористости в песчаниках и глинах изученного разреза и рассчитать давление с учетом среднего объемного веса осадочных пород, как это сделал Н.В. Логвиненко [1968], то максимальные давления при погружении акчагыла будут оценены в 105–108, сармата — 550, чокрака-карагана — 1250, а верхнего мела — 1340 атм.

Если на фоне непрерывно возрастающих термодинамических показателей рассмотреть вторичные изменения глинистых минералов, то станет очевидным, что наиболее четкая граница намечается на глубине 3700 м; им соответствуют давление 877 атм и температура  $171^{\circ}\text{C}$ . Ниже этой границы процессы гидрослюдизации монтмориллонитового компонента протекают все интенсивнее, выше — вторичные изменения глинистых минералов ничтожны.

Выделенная граница в соответствии с представлениями многих предшествующих исследователей [Страхов, 1960; Логвиненко, 1968; Коссовская, Шутов, 1971; Вассоевич, 1976] очень важна. Над ней располагаются отложения, прошедшие только стадию диагенеза и начального катагенеза [Логвиненко, 1968] или протокатагенеза [Вассоевич и др., 1975], но не испытавшие последующих глубинных преобразований. Здесь должны были уже завершиться процессы микробиологического разложения ОВ, формирования разнообразных конкреций, образования монтмориллонита по вулканическим стеклам, уплотнения глин без существенного изменения их состава и начальной углефикации растительного ОВ, но еще не произошли процессы взаимодействия глинистого материала с органикой, приведшие, с одной стороны, к образованию миграционноспособных нефтяных УВ, а с другой — к гидрослюдизации монтмориллонитовых глин. Под этой границей залегают осадочные толщи, испытавшие стадии диагенеза и раннего

катагенеза, на которые, кроме того, наложались процессы глубинного катагенеза [Логвиненко, 1968] или мезокатагенеза [Вассоевич и др., 1975].

Здесь после отмеченных выше "иловых" процессов широко проявили себя явления гидрослюдизации монтмориллонитовых компонентов глин с включением в них К и удалением значительной части межслоевой воды, реализовались процессы термоллиза и термокатализа ОВ нефтяного ряда с образованием газообразных и жидких УВ, произошли миграция и отжимание газа и нефти в пористые участки и осуществилось взаимодействие пород-коллекторов с заполняющими их компонентами нефтяной органики. Эта часть исследуемого разреза, до того как она была выведена в зону выветривания, согласно представлениям Н.Б. Вассоевича и др. [1969], являлась областью интенсивной генерации нефтяных флюидов; она прошла через ГФН.

Таким образом, по мере продвижения из верхней части разреза в нижнюю встречаются отложения, имеющие все более сложную историю, прошедшие через все большее количество стадий и несущие на себе следы все более разновременных стадийальных процессов. К сожалению, используя почти 5-километровую полосу естественных обнажений р. Сулак для характеристики термобарических условий катагенеза, приходится допускать в реконструкциях некоторые неточности. Чтобы охарактеризовать катагенетическое погружение осадочных толщ мезозоя—кайнозоя в данном районе, изученный на дневной поверхности разрез можно уподобить скважине; для этого горизонтально залегающую колонку разреза, сохраняя всю последовательность напластования и мощности, мы мысленно как бы поворачиваем на  $90^\circ$  вокруг той точки, где обнажаются самые молодые, четвертичные отложения, т.е. колонка приводится в вертикальное положение. При этом, однако, нужно иметь в виду, что реальная скважина, пробуренная в том районе, где ныне обнажаются четвертичные толщи р. Сулак, может по составу и мощности отложений довольно сильно отличаться от нашего разреза. Эти отличия обусловлены резкими фациальными изменениями, которые имеют место практически во всех мезозойско-кайнозойских отложениях, в направлении от предгорных долин к Кавказу; на расстояниях, соответствующих 5-километровому разрезу, они могут быть довольно значительными, хотя отсутствие данных не позволяет внести в наши построения соответствующие коррективы.

Хочется отметить, что метод изучения катагенетических преобразований в обнажениях по сравнению с исследованием скважин имеет ряд преимуществ; в отличие от последнего он позволяет более точно изучить текстурные особенности осадочных отложений и в первую очередь те текстуры, которые генетически связаны с региональными катагенетическими преобразованиями.

Сравним полученные результаты с материалами других исследователей. Впервые процессы гидрослюдизации монтмориллонита в ходе вторичных преобразований глин систематически были изучены Берстом [Burst, 1959, 1969] в кернах глубоких скважин разреза третичных глинистых отложений нефтеносного района Голф-Коста (США, штат Техас). Этот исследователь выделил три зоны: 1) зону стабильности глинистых минералов, где смешаннослойные минералы не отличаются от залегающих в верхних горизонтах и характеризуются 15–20%-ным содержанием неразбухающих (гидрослюдистых) пакетов; глубина ее достигает 2250 м при максимальной температуре  $99^\circ\text{C}$ ; 2) зону максимальной дегидратации, где происходит систематическое увеличение неразбухающих пакетов от 20 до 60%; глубины, ее ограничивающие, колеблются от 2250 до 3750 м, а температура — от  $99$  до  $135^\circ\text{C}$ ; 3) зону стабилизации дегидратации в пределах 60–70% неразбухающих пакетов; глубина ее залегания превышает 3750 м, а температура —  $135^\circ\text{C}$ .

Таким образом, по данным Берста [Burst, 1969], интервал, соответствующий выделенной нами в Сулакском разрезе границе гидрослюдизации, в эоценовых отложениях Голф-Коста расположен на глубинах 2250–2500 м.

Позднее процессы гидрослюдизации смешаннослойных глинистых минералов были зафиксированы де Сегонзаком [Segonzac, 1960, 1970] в скважинах, пройденных через меловые толщи бассейна Дуала (Камерун). Здесь характерной особенностью

эволюции слоистых силикатов явилась смена на глубинах около 1400–1500 м ( $T = 70^\circ\text{C}$ ;  $P = 207$  атм) монтмориллонита смешаннослойными минералами ряда монтмориллонит–гидрослюда и постепенное уменьшение в них с глубиной количества набухающего компонента вплоть до появления гидрослюд. Однако в скважинах, вскрывших олигоценые отложения бассейна Камарг (Франция, провинция Пьеррофью), граница начала гидрослюдизации оказалась расположенной значительно глубже. Де Сегонзак обнаружил ее только на отметке 2100 м.

В четвертичных и плиоценовых толщах района Солтон-Си (США, Калифорния) Маффле и Уайт [Muffler, White, 1969] установили среди чрезвычайно интенсивных и разнообразных катагенетических преобразований несомненные следы процессов гидрослюдизации на глубинах 1000–1200 м. Очень высокий геотермический градиент этого района, где широко развита современная гидротермальная деятельность, определил большую скорость вторичных преобразований глин.

Наконец, ван Мурт [Moort, 1971] недавно изучил 5-километровую скважину, вскрывшую юрские, меловые и третичные глинистые отложения о-ва Новая Гвинея, и показал, что переход монтмориллонита в смешаннослойное образование ряда гидрослюда–монтмориллонит осуществляется здесь на глубинах 2080–2600 м.

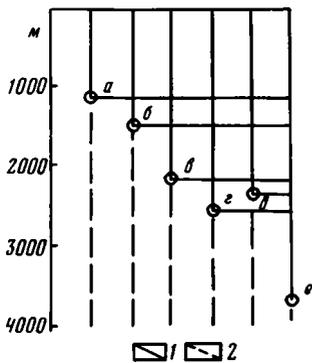
Таким образом, материалы, собранные в самых различных частях света, в принципе подтверждают схему гидрослюдизации, выдвинутую Берстом [Burst, 1959, 1969], позднее развитую Пауэрсом [Powers, 1967], Перри и Хауэром [Perry, Hower, 1972] и другими исследователями; она вытекает из анализа фактического материала, приведенного выше. Однако значительные расхождения намечаются при сравнении глубин начала этого процесса.

На рис. 10 сопоставлены результаты наблюдений разных авторов; очевидно, что переход монтмориллонита в смешаннослойное образование вообще осуществляется в очень широком диапазоне глубин – от 1200 до 3700 м, что примерно соответствует  $T = 100\div 180^\circ\text{C}$  и  $P = 230\div 830$  атм при средних градиентах этих величин.

Вряд ли причина такого разброса лежит в неточности подсчета глубин максимального погружения осадка, хотя ошибки в этом отношении вполне возможны, особенно в тех районах, где отмечена существенная неполнота геологической летописи, например в районе развития меловых толщ Дуала (Камерун). Что же касается крайних значений в районах Солтон-Си и Сулак, то здесь ошибка расчета вряд ли превышает  $\pm 50$  м, что примерно соответствует максимальной величине предполагаемых постседиментационных размывов. Возможно, что в колебании глубин сказываются различия в исходном составе глинистых пород, подвергшихся гидрослюдизации; на большую роль первичных фациальных обстановок в развитии катагенетических преобразований ранее уже указывали В.И. Копорулин [1967], П.П. Тимофеев, А.Г. Коссовская [1974].

Нельзя, однако, полностью согласиться с выводом Берста [Burst, 1969] о том, что главным фактором, определяющим развитие гидрослюдизации, во всех случаях является только температурный режим. Такой подход чрезмерно упрощает рассматриваемую проблему; думается, что и палеотемпература, и палеодавление, и фациальный состав исходного ОВ, и состав поровых вод, захороненных внутри глинистых отложений, активно влияют на эти сложные вторичные преобразования глинистого материала. В целом при оценке развития гидрослюдизации в различных случаях следует принимать во внимание три группы геологических факторов: 1) фациально-минералогический состав исходных глинистых отложений; 2) температурный градиент; 3) геобарический градиент региона.

В разных случаях (см. рис. 10) при близком исходном составе глин и заключенных в них вод в районах можно различить два типа катагенетических преобразований. В первом в районах Солтон-Си и, возможно, Голф-Кост и Дуала сравнение со средними геотермическими и геобарическими градиентами показывает, что интенсивнее всего от средних показателей здесь отклоняется температура; действительно, в Солтон-Си скважиной на глубине 1596 м вскрыты рассольные воды с температурой не ниже  $270^\circ\text{C}$ ; это почти в 5 раз превышает нормальный геотермический градиент и свидетельствует

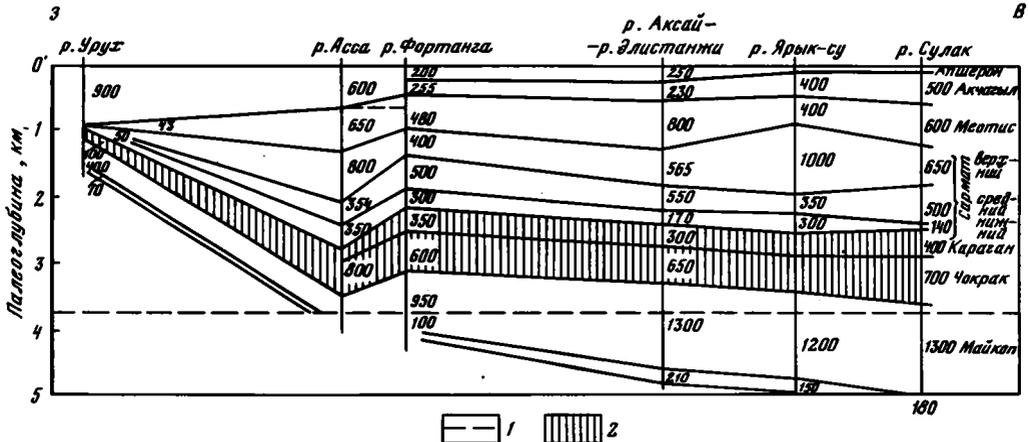


Р и с. 10. Глубина погружения (в м) при трансформации гидрослюда-монтмориллонитовых компонентов

1 — монтмориллонит; 2 — смешаннослойное образование гидрослюда-монтмориллонитового типа  
 а-д — районы: а — Солтон-Си (плиоценово-четвертичные отложения, США) [Muffer, White, 1969], б — Дуала (мел, Камерун) [Segonzac, 1970], в — Пьеррофью (олигоцен, Франция) [Segonzac, 1970], г — Голф-Коста (эоцен, США) [Burst, 1959], д — Барикева (юра-мел-миоцен) [Moort, 1971]; e — Восточное Предкавказье по данным автора

Р и с. 11. Палеоглубины залегания майкопских, чокракских и караганских отложений в пределах моноклинали Черных гор

1 — зона гидрослюдизации и гидратации глин; 2 — залегание среднемиоценовых отложений (чокрак-караган) в разрезе. Цифры — мощности отложений, м



о явной термической аномалии в этом районе [White et al., 1963]. В пределах Дуала температура от нормы отклоняется в 2 раза, а в районе Голф-Кост — в 1,5 раза.

Существенно отличается физико-химическая обстановка в районах изученного автором Восточного Предкавказья, а также в пределах Днепровско-Донецкой впадины [Логвиненко, 1968; Карпова и др., 1969], Верхоянья и Вилюйской впадины [Коссовская и др., 1963] и, по-видимому, в некоторых районах Западно-Сибирской плиты [Перезио, 1960; Акульшина, 1976; Ушатинский и др., 1970].

Так, например, в пределах Донбасса граница аргиллитизации глин и гидрослюдизации монтмориллонитовых компонентов была установлена [Карпова и др., 1969] на глубинах 2800–3500 м при температурах 70–100°С. Расчеты показывают, что эта температура даже несколько уступает той, которую можно вычислить, исходя из величины среднего температурного градиента.

По всей вероятности, в случаях значительного увеличения глубин гидрослюдизации на первый план выступает уже не температурный, а барический фактор, и именно он в этих случаях определяет интенсивность вторичных катагенетических преобразований. Таким образом, два важнейших физико-химических фактора — температура и давление — оказывают несколько различное влияние на реализацию реакций катагенеза; в исследуемом нами районе, по-видимому, относительно возрастает роль геостатического давления. Выводы, полученные при исследовании мезозойско-кайнозойских толщ Дагестанского клина, можно использовать для оценки катагенетических преобразований в пределах всего Восточно-Предкавказского ОПБ.

Прежде всего следует решить, как ведет себя граница гидрослюдизации в пределах всей моноклинали Черных гор, т.е. в обнажениях северного склона Кавказа западнее

р. Сулак. Для этого с учетом их мощности рассчитаны максимальные палеоглубины погружения разновозрастных отложений, слагающих разрезы. Такой подсчет опирался на данные, приведенные в работах К.А. Прокопова [1924], Н.С. Шатского [1929], В.Е. Руженцева [1932], М.С. Швецова [1928], Б.А. Алферова [1926], а также А.Г. Эберзина, В.Д. Голубятникова, Б.К. Лотиева и В.Д. Талалаева.

Если предположить, что перерывы в осадконакоплении и размывы в основании нижнего сармата, а также в подошве туфогенной толщи ачкагыла—апшерона в западных разрезах были не очень велики, то можно определить палеоглубины залегания глинистого майкопа и терригенно-глинистого среднего миоцена в некоторых разрезах (рис. 11).

Верхнюю границу зоны гидрослюдизации благодаря устойчивости термобарической обстановки повсеместно, на всей моноклинали Черных гор, можно провести на отметке 3700 м. Из рис. 11 следует, что по направлению от р. Сулак к р. Фортанга эта граница находится в пределах майкопских отложений, однако при этом она с востока на запад непрерывно смещается от кровли майкопа к его подошве.

Хорошо видно, что в пределах Чечено-Грозненского блока зона гидрослюдизации охватывает майкоп, тогда как в Осетинском блоке благодаря резкому падению мощности сармата, меотиса, ачкагыла и апшерона она опускается в нижележащие толщи, уходя в меловые и юрские отложения.

Расчетные данные (см. рис. 11) хорошо совпадают с прямыми наблюдениями над минералами глин в районе Датыха (р. Фортанга). Здесь, как это показал Д.Д. Котельников [1963], в отложениях среднего майкопа уменьшается содержание монтмориллонита, возрастает количество удлиненно-пластинчатых слюд и во фракции  $< 0,001$  мм увеличивается количество  $K_2O$ , что отражает, по-видимому, процесс гидрослюдизации смешаннослойных глинистых минералов.

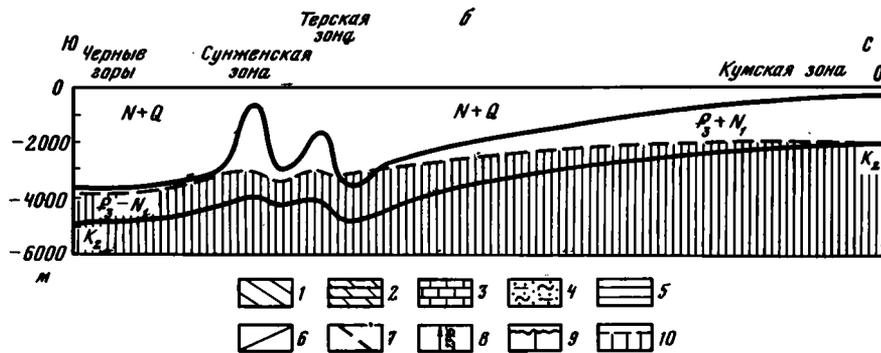
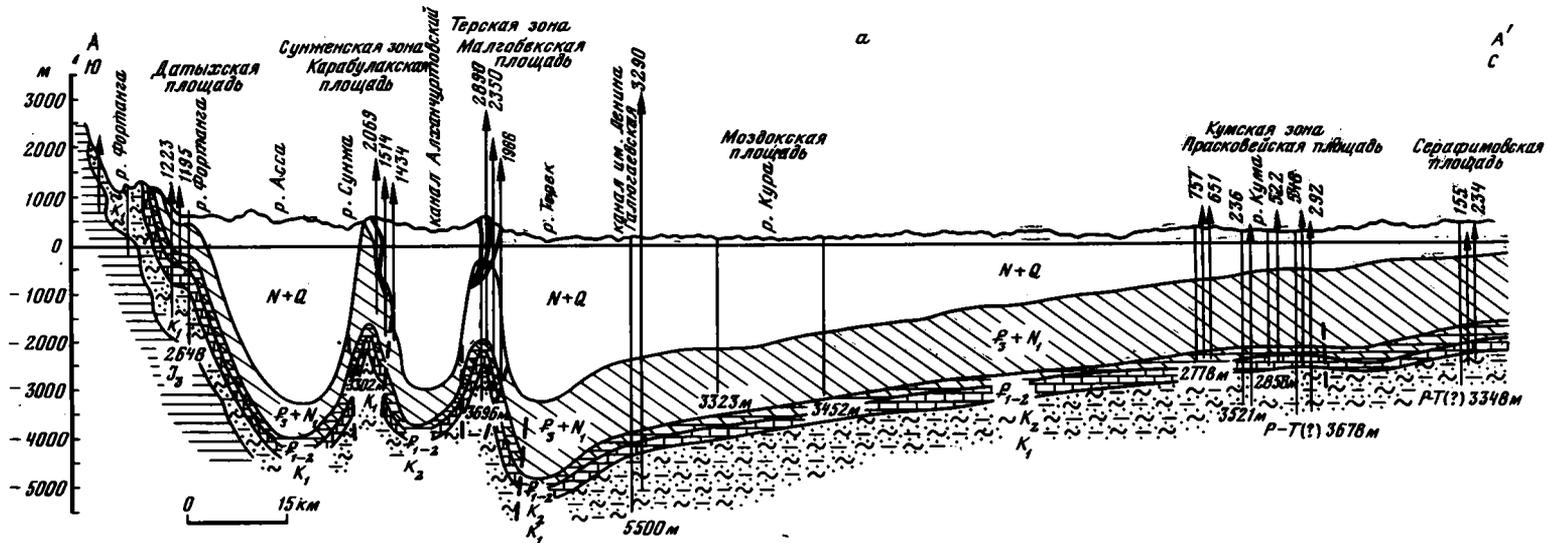
Вероятно, палеоглубина 3700 м является критической для развития катагенетической гидрослюдизации в пределах не только Черных гор и Дагестанского клина, но и Центрального Дагестана, где этот процесс охватывает юрские и меловые отложения [Керимов, Эфендиев, 1976; Чихрадзе, 1979].

Сложнее обстоит дело с погруженными частями Восточно-Предкавказского бассейна (рис. 12 (вкл.)). Главная характерная черта этого региона заключается в том, что он распадается на ряд участков, в которых современные геотермические обстановки существенно варьируют. По материалам И.Г. Кисина [1964], в центральной части Восточного Предкавказья располагаются зоны I и II, в которых в настоящее время встречены максимальные значения теплового потока. Область максимальных температур захватывает Ставропольское поднятие (зона I) и далее прослеживается на восток, вдоль течения р. Кумы до берегов Каспия (зона II). Здесь геотермическая ступень почти повсюду превышает величину  $18$  м<sup>2</sup>/С. К северу (зона III) и к югу (зона V) значения геотермических аномалий уменьшаются и постепенно температура недр падает<sup>1</sup>.

Видимо, аналогичная геотермическая ситуация возникла давно и имела довольно глубокие историко-геологические корни. Во всяком случае, в работах А.Я. Архипова и М.М. Файер [1974] было показано, что в пределах Ставропольского поднятия граница гидрослюдизации и дегидратации глинистых отложений находится в меловых толщах и залегает на глубинах 2,3–3,3 км, т.е. довольно существенно поднята по отношению к Дагестанскому клину и Черным горам. В этом можно усматривать влияние области повышенных палеотемператур (I и II зоны), которые при прочих равных условиях вызывали явление гидрослюдизации разбухающих компонентов при значительно меньшей величине погружения глинистых толщ.

При реконструкции положения зоны гидрослюдизации в погруженных частях Восточно-Предкавказского бассейна надо учитывать три особенности его развития

<sup>1</sup> Зона VI, по данным И.Г. Кисина, располагается южнее, в пределах Передовых хребтов, а зона IV — за пределами изученного нами района.



Р и с. 13. Гидрогеологический профиль по линии А-А' (см. рис. 12)

а - современная гидрогеологическая обстановка в пределах разведочных площадей и нефтяных месторождений Восточного Предкавказья [Киссин, 1964]; б - относительное положение мезозойско-кайнозойских отложений и зоны гидрослюдизации до постплиоценовых поднятий Дагестанского клина (данные автора)

1 - глины с подчиненными слоями песчаников и алевролитов; 2 - мергели с подчиненными слоями глин; 3 - известняки; 4 - переслаивание песчаников, алевролитов и глин; 5 - карбонатно-глинистые породы; 6, 7 - тектонические нарушения: 6 - установленные, 7 - предполагаемые; 8 - пьезометрический уровень вод и абсолютная отметка, м; 9 - разведочные скважины; 10 - зона гидрослюдизации и дегидратации глин

(рис. 13*д*). Во-первых, следует иметь в виду, что его южная часть в районе Черных гор и Дагестанского клина сравнительно недавно, примерно начиная с плейстоцена, оказалась вовлеченной в поднятие Кавказского орогена и, как свидетельствуют приведенные выше данные, до этого времени почти непрерывно погружались на значительные палеоглубины. Во-вторых, районы Передовых хребтов долгое время представляли собой конседиментационные структуры [Холодов, Недумов, 1981], а в сарматское время кровля майкопских отложений была здесь приподнята на 1,5–2 км по отношению к смежным впадинам [Милановский, 1968], причем главное оформление эти структуры получили в предакчагельскую фазу складчатости [Брод., 1964], хотя их рост продолжается и в наше время [Кириллов, Сорский, 1960]. Наконец, в-третьих, хорошо известно, что в пределах северного крыла впадины на протяжении всего рассматриваемого этапа вплоть до плиоценового времени происходили поднятия, которые делали эту часть структуры относительно стабильной.

Все сказанное позволяет представить себе положение зоны гидрослюдизации в Восточно-Предкавказском бассейне во время максимального погружения осадочного чехла, ориентировочно падающего на конец сарматского времени—начало плиоцена (рис. 13*б*).

В южной части профиля, в районе среднего течения р. Фортанга и Датыхского поднятия, эта зона, по-видимому, располагалась на отметке 3700 м. Далее к северу, по направлению к Передовым хребтам и особенно вблизи от Терского хребта, ее положение медленно приближалось к дневной поверхности. Затем, в пределах Моздокской площади, она снова несколько опускалась и в районе Кумских поднятий вновь поднималась до отметки 2000 м и менее. Благодаря такой конфигурации поверхности в Чечено-Грозненской впадине, в Алханчуртской синклинали, а также в Терско-Кумской впадине процессы дегидратации захватывали всю мощность майкопской глинистой толщи, но не затрагивали вышележащие отложения среднего миоцена, сармата и меотиса. Наоборот, в районах Сунженского, Терского хребтов и Кумских поднятий эта зона пересекала майкопскую глинистую толщу и даже местами локализовалась в отложениях верхнего мела и палеоцен-эоцена.

Само собой разумеется, что схема реконструкции палеоглубин погружения и положения зоны гидрослюдизации по профилю А–А' (см. рис. 13, *а*) весьма приближена и содержит много геологических допущений. Однако, опираясь на нее, можно думать, что только в наиболее опущенных частях артезианского бассейна процессы гидрослюдизации охватывали всю майкопскую толщу целиком; в периферических частях по мере подъема бортов впадины зона гидрослюдизации начинала, по-видимому, пересекать разные стратиграфические интервалы, все более опускаясь в древнейшие отложения.

### Глава III

#### ПЕСЧАНЫЙ ДИАПИРИЗМ И ЕГО ПРОЯВЛЕНИЯ В ПЕСЧАНО-ГЛИНИСТЫХ ТОЛЩАХ

Под процессами диапиризма обычно понимают явление выдавливания пластических осадочных пород (таких, как каменная соль, гипс, глины, глинистые сланцы и др.) под действием тектонических напряжений. В обычном состоянии пески и песчаники не принадлежат к группе пластических образований, однако в некоторых обстановках их текучесть может существенно возрастать; при этом в песчаных пластах образуются пльвуны, возникают разрывы слоев, "кlastические" или песчаные дайки и оползни [Петтиджон и др., 1976].

Теоретически и экспериментально механизм деформаций пластов песка был изучен

в работах М.Н. Гольдштейна [1953], Е.В. Артюшкова [1963], Кунена [Kuenen, 1958], Мура [Moor, 1961], Дота [Dott, 1963, 1966] и др.

Прежде чем перейти к характеристике сложных текстур диапиризма, следует кратко остановиться на литолого-петрографических особенностях пластов песчаников, встречаемых в изученном нами разрезе (см. рис. 5).

Впервые кварцевые и слюдисто-кварцевые желтовато-серые и белые песчаники и алевролиты получают распространение в миатлинском и муцидакальском горизонтах майкопской толщи. Условия их залегания и текстуры довольно необычны. Н.С. Шатский, первый обративший внимание на своеобразие в залегании этих пород, писал: "... в глинах встречаются различные типы песчаников. К первым сланцеватым разностям приурочены плитчатые прослои тонко- и большей частью неправильно-слоистых песчаников. В оскольчатых глинах обычно заключаются песчаники другого рода: они не обнаруживают слоистости, залегают в виде неправильных линз, глыб, иногда округлой конкрециевидной формы, и располагаются в глинах, не считаясь с напластованием подстилающих и кроющих слоев, иногда самым причудливым образом: то под углом, часто весьма большим, к общему напластованию свиты, образуя в этих случаях неправильные дайки, посылающие даже апофизы в окружающую породу, то в виде петлеобразных крутых и опрокинутых мелких складочек, которые останавливают внимание исследователя своим залеганием среди пород, спокойно лежащих и не обнаруживающих даже и намеков на подобную сложную складчатость. В тех случаях, когда песчаники залегают в оскольчатых глинах более или менее несмятыми слоями, то они все же всегда являются весьма невыдержанными, с большим количеством пережимов и утолщений неправильного очертания" [Шатский, 1929, с. 63].

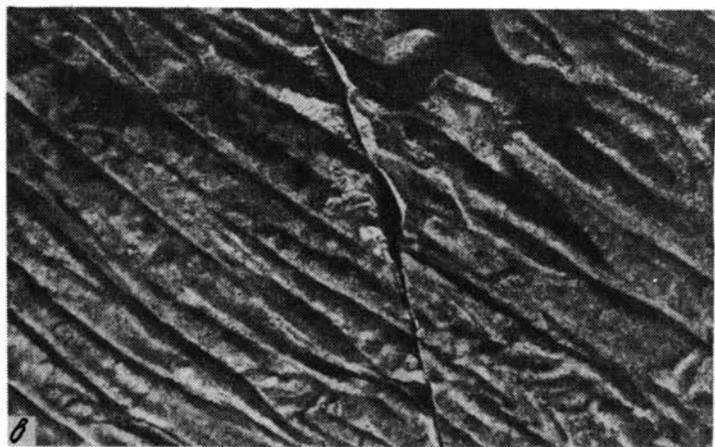
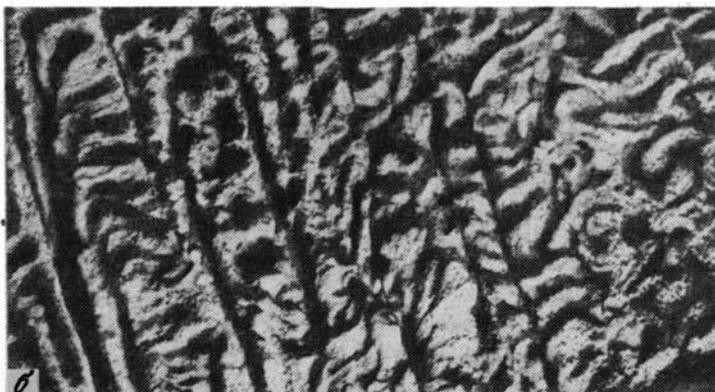
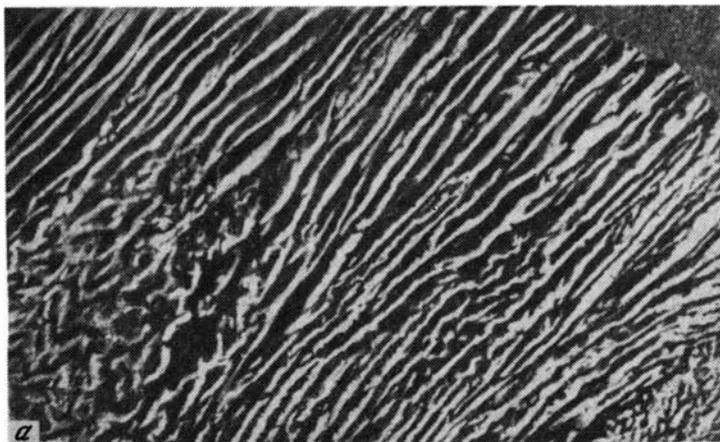
Н.С. Шатский далее подчеркнул еще одну особенность майкопских песчаников: на их поверхностях напластования очень часто фиксируются "натечные" знаки в виде струй, бугорков, широких плоских вздутий и валиков, напоминающих поверхность грязевых натеклов, следы небольших блоков смещений по трещинам, не продолжающиеся внутрь пласта, которые Н.Б. Вассович назвал дизъюнктоглифами (рис. 14).

Очень похожие текстуры были сравнительно недавно описаны Петерсоном [Peterson, 1968] в долине Сакраменто (США, Калифорния). Этот исследователь, изучивший крупные песчаные дайки и вторичные инъекции песчаника в глинистые толщи мелового возраста, привел примеры того, как песчаные дайки, залегающие согласно со слоистостью, несут на своих поверхностях отпечатки следов ряби, волнения, желобки и параллельные одно другому углубления, бесспорно возникшие еще на дне палеоводоёма, но как бы отпечатавшиеся на их стенках.

Вверх по разрезу песчано-алевритовые породы снова появляются уже в средней части миоцена, в чокракско-караганских отложениях. Более детальная их литологическая и минералого-геохимическая характеристики были даны ранее [Холодов и др., 1977; Холодов, Недумов, 1979, 1981].

В чокракских отложениях изученного разреза выделяются пять пластов песчано-алевритовых, чаще песчаных отложений, мощность которых колеблется от 10 до 90 м. Это белые, кварцевые, реже светло-серые, зеленовато- и желтовато-серые кварц-глюконитовые или кварцево-слюдистые рыхлые породы, местами слабо сцементированные карбонатным, а иногда и железистым бурым цементом; они чередуются с мощными глинистыми пачками (рис. 15 (вкл.)). Точная стратиграфическая привязка песчаников показана в правой части рисунка; по предложению Б.А. Алферова [1931], все песчаные горизонты индексируются греческой буквой  $\Sigma$ , а караганские — латинской буквой  $S$ . Таким образом, в чокракских отложениях по р. Сулак снизу вверх выделяются песчаные толщи  $\Sigma_{10}$ ,  $\Sigma_8$ ,  $\Sigma_7$ ,  $\Sigma_6$ , а горизонты  $\Sigma_{4-5}$  и  $\Sigma_3$  здесь сливаются вместе и, по существу венчают разрез.

Ранее [Холодов, Недумов, 1981] было показано, что песчаные толщи в профиле с востока на запад ведут себя прихотливо и могут быть представлены в виде линзовидных тел, выклинивание которых сопровождается уменьшением размерности терригенных составляющих; это типичные донно-течениевые контуриноподоб-



Р и с. 14. Текстуры на поверхности напластования майкопских песчаников (фото Н.С. Шатского [1929])

"Натечные" знаки на песчаниках: *а* — муцдакальской свиты, *б* — миатлинской свиты, *в* — муцдакальских пластов

*а, б* — р. Ачи-су, *в* — р. Сулак

При сравнении разрезов р. Сулак с разрезами рек Малая и Большая Ярык-су, Элистанжи, Малая Рошня и Фортанга, расположенными на западе, хорошо видно, что в этом направлении исчезают нижние песчаные пласты  $\Sigma_{10}$ ,  $\Sigma_8$ , но получают широкое развитие верхние пластообразные линзы  $\Sigma_1$ ,  $\Sigma_2$ ,  $\Sigma_3$ ,  $\Sigma_5$ ,  $\Sigma_6$ .

Наиболее устойчивым горизонтом является песчаник  $\Sigma_7$ , прослеженный во всех разрезах Черных гор.

В караганских отложениях наблюдается довольно похожая картина, но мощности белых кварцевых и кварцево-слюдистых песчаников заметно уменьшаются, редко превышая 15–20 м. В Сулакском разрезе здесь выделяется более 10 пластов-линз; в более западных разрезах они ведут себя сходно с чокракскими, т.е. нижние горизонты ( $S_{10}$ ,  $S_{13}$ ) выклиниваются, а верхние ( $S_3$ ,  $S_4$ ,  $S_5$ ,  $S_7$ ) получают более полное развитие. Наиболее выдержанным горизонтом, так сказать гомологом  $\Sigma_7$ , является  $S_8$ .

В нижнечокракских, а также в подстилающих их верхнемайкопских отложениях Восточного Предкавказья, в пределах Чечено-Грозненской и Терско-Сулакской впадин очень широко распространены так называемые нептунические, или кластические, дайки, различные инъекции песчаных пластов в перекрывающие и подстилающие их глины, а также разнообразные пластические деформации песчаных толщ, нередко приводящие к формированию глыбовых нагромождений песчаников, залегающих среди сильно перемятых глин (так называемые горизонты с включениями). Характерно, что уже в караганских отложениях подобные текстуры чрезвычайно редки, хотя литологическая характеристика и палеогеографические условия залегания песчаных толщ этого возраста очень близки к чокракским. Полностью отсутствуют все эти образования в песчано-алевритовых толщах верхнего сармата и меотиса.

На протяжении значительного отрезка времени геологи, изучавшие строение этого региона, рассматривали песчаные дайки и горизонты с включениями как образования, генетически не связанные между собой.

Первое очень полное описание кластических даек в чокракских отложениях района между речью Сулак — Аксай принадлежит Н.С. Шатскому [1929]; он следующим образом резюмировал свои наблюдения: "... все собранные данные позволяют причислить эти образования к тем широко распространенным песчаниковым дайкам, которые были встречены в самых различных по возрасту отложениях и в Европе и в Америке и которые по общепринятому взгляду представляют сейсмические и оползневые трещины, выполненные проникшим в них сверху материалом" [с. 97].

Относительно деформаций, встреченных в миатлинском горизонте майкопских песчаников Н.С. Шатский довольно уверенно высказал подводно-оползневую гипотезу; что же касается включений глыб фораминиферовых известняков в нижнем глинистом майкопе, то был склонен объяснить их генезис как результат тектонических движений по надвиговым плоскостям.

Позднее кластические дайки и горизонты глин с деформированными глыбами песчаников в среднемиоценовых отложениях района рек Аксай и Ярык-су изучил В.Е. Руженцев [1932]. По вопросу о генезисе песчаных даек этот исследователь присоединился к А.П. Павлову [Pavlow, 1896] и Н.С. Шатскому [1929], считая, что "заполнение трещин песчаным материалом могло происходить лишь сверху, ибо нижележащая толща ... не содержит песчаников, а наличие смещения слоев и изменение в их ориентировке, связанное с существованием даек, доказывает их связь с сейсмическими явлениями" [Руженцев, 1932, с. 25].

Что касается весьма детально описанных им "оригинально наслоенных" песчано-глинистых отложений (т.е. горизонтов с включениями), то В.Е. Руженцев связывает их либо с усиленным выносом с суши больших масс песчаного материала, откладывавшегося в обстановке сильных подводных течений, либо с подводным оползанием уже отложившихся пород.

Благодаря популярности работы А.Д. Архангельского [1930] в геологической литературе 30–40-х годов появились многочисленные описания подводно-оползневых тектур, причем отнесение тех или иных образований к категории подводных оползней в 50

те времена не требовало особого обоснования. В различных стратиграфических толщах Кавказа по аналогии с другими районами подводно-оползневые деформации были установлены Н.Б. Вассоевичем и С.Т. Коротковым [1935], В.В. Тихомировым и В.Е. Хайным [1947], Н.Б. Вассоевичем [1949], И.А. Конюховым [1947, 1950], а позднее — П.П. Забаринским [1951], М.М. Москвиным и М.А. Семихатовым [1956], Н.С. Золотницким [1957], М.Ф. Дзевелая [1954], Ю.П. Смирновым [1962] и многими другими геологами.

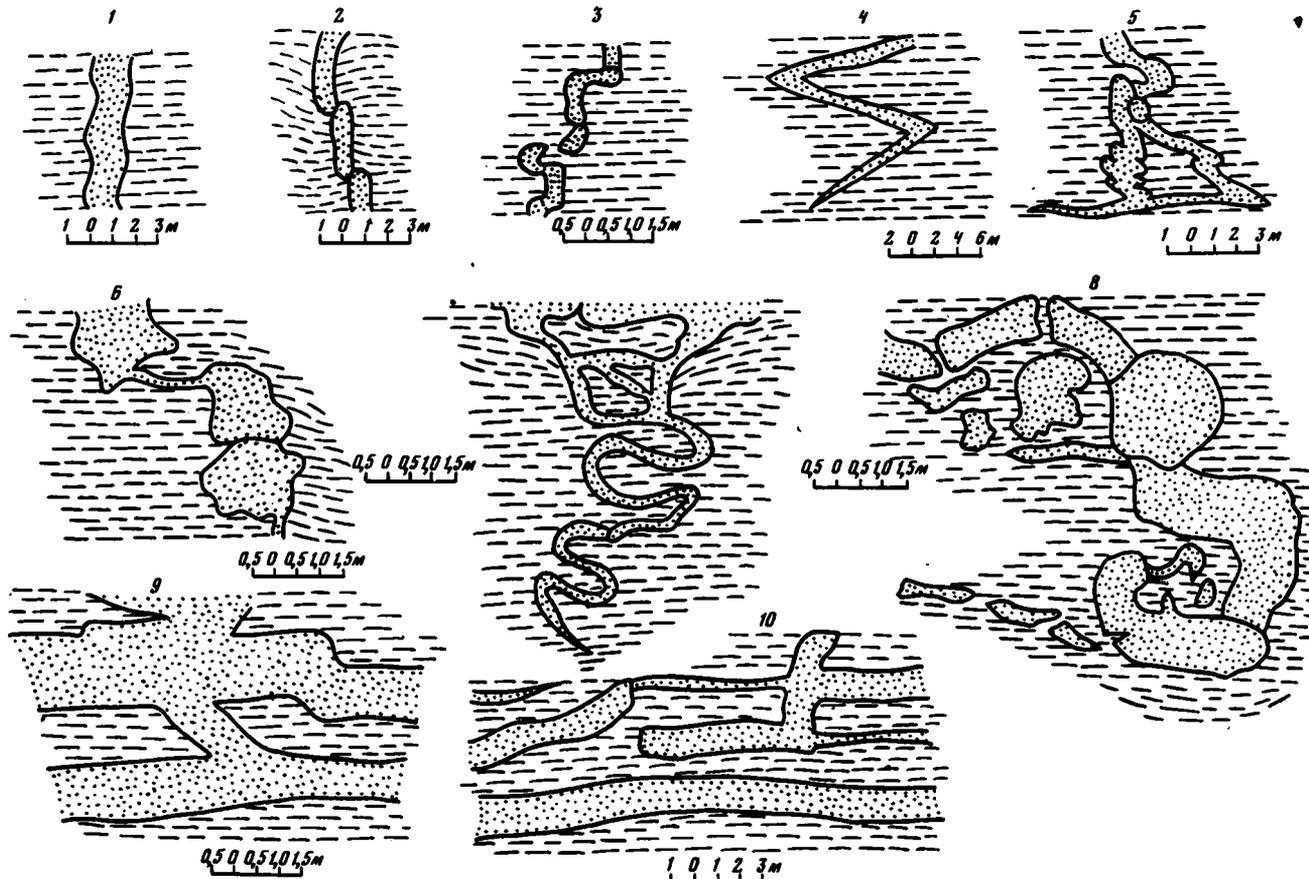
В среднем миоцене рассматриваемого района Н.Б. Вассоевич [1949] впервые отметил тесную генетическую связь нептунических даек и глинистых горизонтов с включениями песчаных глыб. Опираясь на сходство изученных им сингенетических нарушений с явлениями, описанными Н.Н. Горностаевым [1927] на Урале и В.Д. Голубятниковым [1946] на Северном Кавказе, Н.Б. Вассоевич [1949] отнес те и другие к типичным подводным оползням. При этом Н.Б. Вассоевич [1949] считал, что явления сингенетических нарушений в среднем миоцене Дагестана включают: 1) небольшие зоны плейчатости без разрывных деформаций толщиной от 1 см до первых дециметров; 2) зоны конгломератовидных образований, состоящие из округлых включений ("колобков"), часто с прихотливыми внутренними изгибами и даже концентрическим строением; 3) пласти, рассеянные то целиком, то частично (на некоторую мощность) небольшими сбросами; 4) нептунические дайки; 5) включения различного размера глыб (от 1 м до нескольких сотен кубических метров), ориентированных слоистостью в различных направлениях, не связанных с элементами залегания пород; 6) крупные и очень крупные линзы, сползшие большими пластинами и претерпевшие нарушения внутреннего строения.

В этой работе Н.Б. Вассоевич подчеркнул, что широкое распространение подводно-оползневых деформаций в нефтеносном среднем миоцене может привести к открытию литологически экранированных залежей нефти и газа.

Литологические исследования, проводившиеся автором в районах Северо-Восточного Предкавказья начиная с 1971 г. и охватившие среднемиоценовые отложения между речьями р. Фортанга на западе и р. Шура-озень на востоке [Холодов, Гаврилов, 1977; Холодов, Недумов, 1978; Холодов, 1978а,б], показали, что среди разномастных образований, объединенных Н.Б. Вассоевичем [1949] в одну группу подводно-оползневых текстур, выделяются две несколько различные категории явлений. К одной из них принадлежат небольшие зоны плейчатости и конгломератовидные включения песчаников с прихотливыми внутренними изгибами ("колобки"); они очень тесно бывают связаны с мелкими внутрiformационными размывами, а иногда даже включены в диагенетические карбонатные конкреции [Гаврилов, 1975]. К другой — "нептунические", или кластические, дайки, пласти песчаников, рассеянные небольшими разломами и крупными деформированными линзами тех же пород. Их образование менее очевидно и требует специального обсуждения, тем более что в последнее время появились новые факты, требующие пересмотра прежних представлений о генезисе этих своеобразных форм; вот этому вопросу и посвящена данная глава книги.

### КЛАСТИЧЕСКИЕ ДАЙКИ

Особенностям внутреннего строения кластических, или "нептунических", даек, их взаимоотношениям с вмещающими породами, морфологии, распространению и генезису посвящена огромная литература. Значительная часть ее приведена в известных сводках Р. Шрока [1950] и Р.Г. Гарецкого [1956]. При обсуждении происхождения даек обычно конкурируют две основные гипотезы. Одни исследователи [Pavlow, 1896; Шатский, 1929; Рубинштейн, 1949; Lurher, 1944; Дибров, 1955; и др.] связывают их образование с пассивным механическим заполнением трещин, возникших в неконсолидированных осадках или в осадочных породах в результате землетрясений. Другие [Герасимов, 1918; Иванов, 1931; Милановский, 1940; Ляхович, 1953; Дмитриев, 1957; Плотников, 1963; Marshalko, 1972; Ahlbrandt, Harris, 1975; Williams, 1976;



Р и с. 16. Морфологические особенности кластических даек

Дайки: 1, 2 – вертикальные (2 – с кулисообразными смещениями отдельных частей); 3 – коленчатая; 4 – Z-образная; 5 – треугольная; 6, 8 – глыбовые (8 – деформированный песчаный пласт); 7 – трапециевидная и змеевидная; 9, 10 – дайка-просечка и горизонтальные дайки-пласты  
1–4, 6–10 – чокрак; 5 – майкоп

1, 5–7, 9 – р. Большая Ярык-Су; 2, 3 – р. Элистанжи; 4 – р. Сулак; 8 – р. Малая Ярык-су; 10 – р. Булок

и др.] объясняют их возникновение активным внедрением (инъекцией) полужидкой массы "наполнителя" в тектонические трещины под большим давлением.

Анализ геологической литературы позволяет считать, что кластические дайки представляют собой типичные полигенетические образования; в каждом изучаемом случае их генезис следует представлять себе на основе конкретных фактов, собранных в конкретном районе.

В верхнемайкопских и нежнечокракских глинистых отложениях Восточного Предкавказья кластические дайки встречаются особенно часто. Размеры их варьируют очень широко. Так, толщина их колеблется от 1 до 50–70 см, а в длину они нередко достигают 20–30 м и более.

По отношению к напластованию вмещающих пород выделяются вертикальные, наклонные и горизонтальные дайки. На рис. 16 представлены различные морфологические типы кластических даек, встреченные нами при обследовании долин рек Сулак, Малая и Большая Ярлык-су, Булок, Элистанжи и Малая Рошня.

Довольно часто и особенно, по-видимому, в тех случаях, когда тело кластической дайки имеет большую мощность (70 см и более), формируются простые субвертикальные их разновидности (см. рис. 16, 1). Границы таких даек резко секут слоистость вмещающих глинистых отложений. При выветривании мягкие и податливые глины разрушаются быстрее песчаника и поэтому вертикальные дайки обычно возвышаются в рельефе, образуя тела, напоминающие монолитные стены разрушенной крепости.

В других случаях, когда мощность вертикальной кластической дайки сравнительно невелика, под влиянием постепенного уплотнения вмещающих глинистых пород она может сформировать кулисообразную систему, состоящую из обособленных один от другого участков (см. рис. 16, 2). Вероятно, после заполнения трещины песком и его затвердения под действием сил сжатия, направленных тоже вертикально вдоль тела дайки, она оказалась разорванной разрывами на несколько блоков, смещенных один относительно другого как черепица крыши.

Особый интерес представляют коленчатые дайки (см. рис. 16, 3); известны примеры, из которых следует, что после заполнения трещины и полного затвердения песчаника отдельные части коленчатой дайки оказались деформированными горизонтальными послонными смещениями вмещающих глин и мергелей, в результате чего и образовались резкие, взаимно перпендикулярные изгибы и разрывы (р. Элистанжи, чокрак). Однако в других случаях можно думать, что в силу переслаивания пород разной компетентности сама исходная тектоническая трещина, впоследствии заполненная песчаным материалом, рассекала пласты ступенями и имела в сечении форму коленчатого вала.

Весьма своеобразны и широко распространены Z-образные кластические дайки (см. рис. 16, 4); реже встречаются ветвящиеся дайки и даже дайки-треугольники (см. рис. 16, 5). Последние, как это следует из рисунка, несут на себе следы и додайковых и посдайкаковых деформаций. Подобные образования были встречены нами в майкопских отложениях р. Большая Ярлык-су.

Еще более сложную форму имеет кластическая дайка, детально прослеженная автором в подошве горизонта  $\Sigma_{10}$  р. Большая Ярлык-су; сходные дайки описаны также в районе р. Булок. В верхней части при ответвлении от материнского пласта песчаников она имеет форму прямоугольника, дополнительно пересеченного по диагонали (см. рис. 16, 7), но ниже переходит в змеевидную дайку, форма которой напоминает меандрирующую речку.

Оригинальные явления представляют собой глыбовые песчаные дайки (см. рис. 16, 6, 8). В них процесс образования кластических даек сложно сочетается со складчатыми и "палеоплывунными" деформациями, причем местами в них уже участвует и вмещающая их глинистая толща.

Наконец, в ряде районов (р. Сулак, горизонт  $\Sigma_{10}$ ; р. Булок, горизонт  $\Sigma_8$  и др.) широко распространены песчаные дайки-просечки, которые в сочетании с горизонтальными кластическими дайками образуют обычно сложно пересекающуюся систему (см. рис. 16, 9, 10).

Итак, по морфологическим особенностям среди изученных толщ можно различать сравнительно простые кластические дайки, дайки с кулисообразным сочленением отдельных составляющих, коленчатые, Z-образные и ветвящиеся дайки, дайки-просечки между двумя пластами песчаников, дайки-треугольники, дайки-глыбы и змееподобно извивающиеся дайки. Характерно также, что между трещиноподобными песчаными дайками и крупными деформированными пластами-глыбами песчаников наблюдаются все и порой весьма постепенные переходы.

Минералогический состав песчаников, слагающих тело кластической дайки, в своей терригенной части очень мало отличается от близлежащих песчаных горизонтов. Обычно в них тоже преобладает кварц, реже встречаются гидрослюда (гидромусковит), а также полевые шпаты, нередко с глауконитом. В некоторых случаях, однако, и особенно в приальбандовой части песчаных даек, обломки кварца оказываются сильно катаклазированы, покрыты многочисленными трещинками, местами даже полностью раздроблены и вдавлены один в другой.

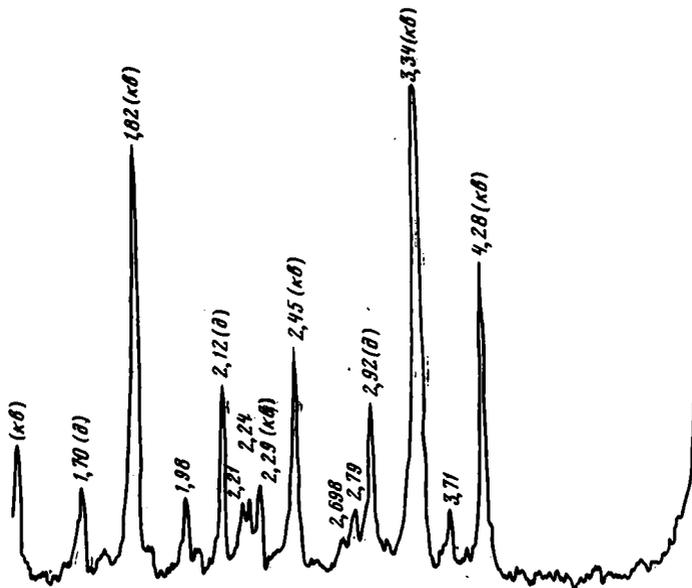
Характерна постоянная и весьма плотная цементация обломочного материала внутри песчаных даек; широко развитый карбонатный цемент всегда делает породу, заключенную в дайковой трещине, гораздо более прочной и плотной, нежели полурыхлые песчаники материнских горизонтов. Несомненно, что карбонатизация песчаников является процессом обязательным при формировании песчаных даек и должна найти объяснение при генетической интерпретации механизма дайкообразования.

Изучение отдельных карбонатных минералов, слагающих цемент песчаников в дайках, затруднительно в связи со сложностью разделения терригенной и аутигенной составляющей; почти всегда даже выделенные на центрифуге карбонатные минералы содержат в качестве примеси кварц, полевые шпаты и глинистую примесь. Тем не менее около 30 проб песчаников, слагающих тела даек в разных частях исследуемого района, были подвергнуты дроблению, сепарации на центрифуге и в полученных (не совсем чистых от примесей) концентратах терригенно-карбонатного материала были проведены рентгеновские исследования в лаборатории Института литосферы АН СССР (аналитик — А.Б. Шеко); часть проб дублировалась в рентгеновской лаборатории ГИН АН СССР (аналитик — А.Л. Соколова).

В результате сочетания рентгеновского метода, одновременного исследования прозрачных шлифов, а также изготовления открытых шлифов песчаников и применения реакций прокрашивания было установлено, что преобладающим минералом в цементе даек является кальцит. Однако наряду с простым кальцитом встречается магнезиальный кальцит и даже (редко) магнезит, а также доломит, анкерит и широко распространенный сидерит. Магнезиальный кальцит устанавливается по четко выраженному рефлексу  $d = 2,90 \text{ \AA}$  и очень сильной интенсивности рефлексов — 2,19, а также 1,79—1,80. Магнезит был диагностирован посредством выявления рефлексов  $d = 2,718 \text{ \AA}$ , а также менее отчетливых 2,102 и 1,70. Особый интерес вызвало присутствие в некоторых пробах доломита и сидерита.

Доломит в песчаниках даек рек Элистанжи и Сулак вначале был обнаружен рентгенодифрактометрическим путем по сочетанию рефлексов  $d (\text{ \AA}) = 2,88 \div 2,92; 2,12 \div 2,19$  и  $1,70 \div 1,81$  (рис. 17). Затем специально проведенное окрашивание открытых шлифов комплексным реактивом, в состав которого входит соляная кислота, ализарин-красный и  $K_3Fe(CN)_6$  [Штеренберг и др., 1972], показало, что мелкие ромбические кристаллы карбонатов практически не окрашиваются, а это, как известно, является диагностическим признаком доломита. Наряду с доломитом в некоторых шлифах, по-видимому, присутствует и анкерит, который, наоборот, легко окрашивается в густой синий цвет.

Сидерит при значительных скоплениях в цементе даек обнаруживается по преобладающему рефлексу  $d = 2,78 \div 2,79 \text{ \AA}$ . В прозрачных шлифах он четко отличается от других карбонатных минералов благодаря высокому рельефу, боченковидному габитусу кристаллов, а также бурой окраске, связанной с тем, что он, легко окисляясь на дневной поверхности, быстро переходит в водные окислы железа.



Р и с. 17. Дифрактограмма кварцево-доломитового концентрата из рудной дайки (обр. 1761) района р. Элистанжи

к — кварц; д — доломит

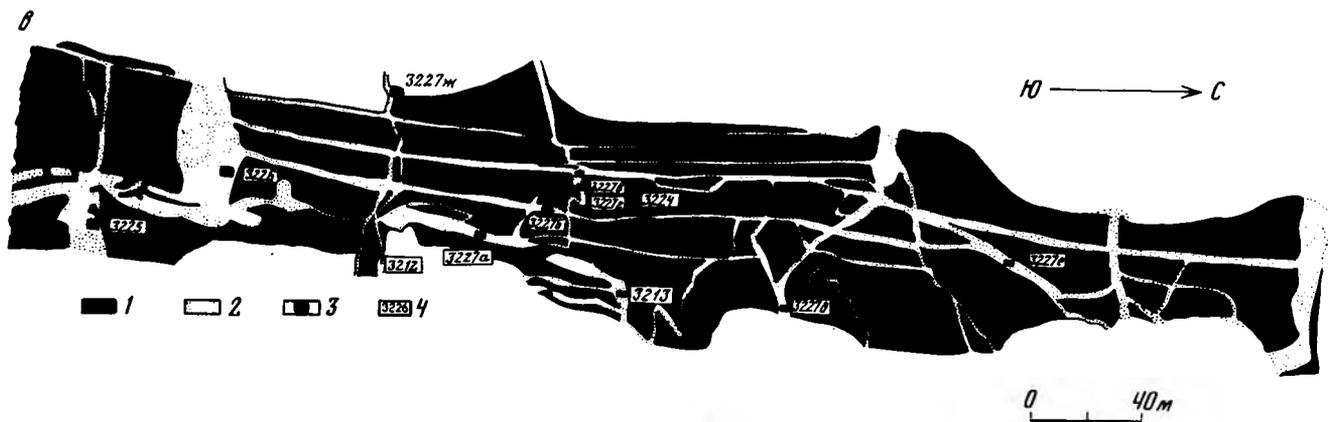
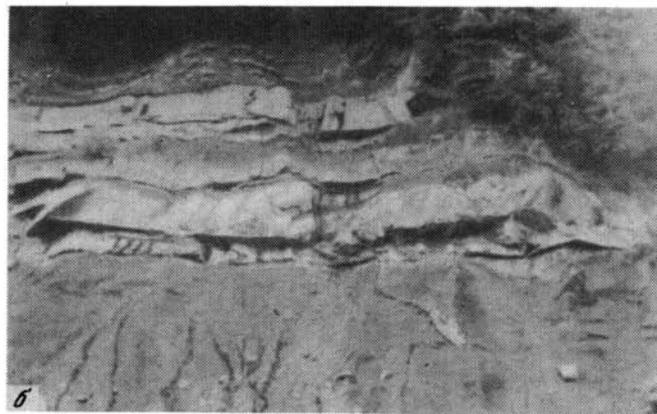
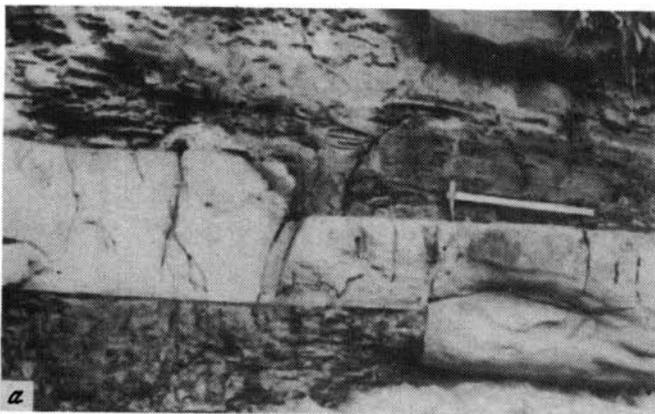
Особенно часто сидерит слагает цемент кластических даек, распространенных в майкопских отложениях рек Большая и Малая Ярык-су, а также р. Булок; благодаря преобладанию этого минерала поверхность песчаников здесь постоянно окрашена в ржаво-бурые тона и резко выделяется на темном фоне вмещающих глин.

Известны случаи, когда сидерит в самом теле крупных вертикальных даек формировал шарообразные стяжения до 10—15 см в поперечнике; в ходе эрозии такие конкреции вначале покрывались толстой ржавой коркой гидроокислов железа, а затем вываливались из вмещающего песчаника и концентрировались в осыпи.

Рассматривая в целом распределение карбонатных минералов в цементе песчаных даек, следует отметить, что их состав довольно редко остается постоянным во всем районе; даже расположенные рядом дайки могут иметь различный состав цемента. Более того, известны случаи, когда соотношение карбонатов резко менялось в сечении одной и той же дайки, благодаря чему здесь уже намечалась своеобразная минералогическая зональность.

Среди карбонатных минералов кластических даек очень часто присутствует пирит; последний либо в виде мелких точечных, реже фрамбоидальных включений рассеян во всей карбонатной массе цемента, либо образует крупные конкрециевидные стяжения и линзы. Размеры их колеблются от 0,5 до 6 см в диаметре. Особенно большим количеством крупных пиритовых конкреций, буквально насыщающих породу, отличаются песчаные дайки р. Булок. Внутри песчаного тела конкреции распределяются очень прихотливо, но в некоторых случаях локализуются вдоль осевой плоскости дайки, хорошо вписываясь в общую зональность карбонатных минералов.

Здесь уместно отметить, что зональные песчаные дайки были описаны Г.А. Чихрадзе [1964] в эоцене окрестностей Тбилиси. Однако во всех изученных им случаях сложено построенные, зональные песчаные тела отличались дефицитом пирита по сравнению с вмещающей породой. В отличие от них исследованные автором зональные дайки р. Элистанжи характеризуются избытком сульфидов. Это подтверждает вывод о чрезвычайной прихотливости аутигенного минералообразования в дайках, состав которых быстро меняется от одного района к другому.



Р и с. 18. Фрагменты системы песчаных даек горизонта  $\Sigma_{10}$  района р. Большая Ярык-су

*a* – фотография дайки-пласта, согласной с напластованием глин; *б* – система кластических даек-просечек, линз и глыб на уровне горизонта  $\Sigma_{10}$ ; *в* – зарисовка обнажения в отложениях, перекрывающих горизонт  $\Sigma_{10}$ : 1 – глины, 2 – песчаники, 3 – места опробования песчаников, 4 – номера образцов

Сказанное также относится и к битумоидам, которые в некоторых случаях пятнисто пропитывают цемент песчаников; их бурые пятна особенно широко распространены в дайках рек Большая и Малая Ярык-су.

С постоянным присутствием карбонатного цемента связана еще одна, крайне любопытная текстурная особенность кластических даек: на боковых стенках этих образований часто со всеми деталями отпечатывается слоистость вмещающих глинистых отложений. Эта тонкая слоистость или даже грубая пластовая отдельность особенно четко оказывается зафиксированной на стенках именно вертикальных даек. При пересечении дайками пластов вмещающих пород под более острыми углами их стенки становятся все более гладкими, "натекоподобными". Наконец, при полном согласии между напластованием глин и залегающей в них ("горизонтальной") кластической дайкой ее кровля и подошва становятся очень ровными и приобретают полное морфологическое сходство с контактами обычного песчаного пласта. В этом случае только резкие изменения мощностей на сравнительно небольших интервалах позволяют отличить согласную с напластованием песчаную дайку (рис. 18, а) от равновеликого с ней песчаного пласта.

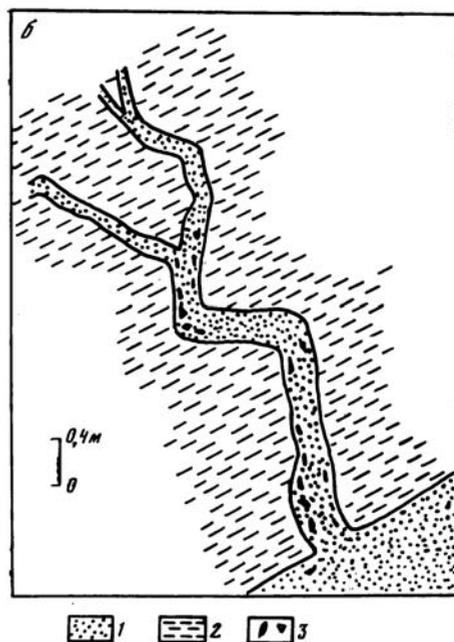
Характерной особенностью, позволяющей четко отличать "горизонтальные" кластические дайки исследованного района от морфологически сходных с ними песчаных пластов, является почти постоянное присутствие в дайкообразующих песчаниках остроугольных обломков вмещающих глин. Эти обломки в некоторых местах буквально переполняют тела и вертикальных и согласных с напластованием песчаных даек, формируя своеобразную глинистую брекчию с песчаным цементом. Чаше, однако, они оказываются разбросанными в призальбандовых частях, концентрируясь лишь на отдельных участках.

При рассмотрении генезиса кластических даек в верхнемайкопских и нижнечокракских толщах Восточного Предкавказья следует обратить внимание на ряд их конкретных особенностей. У очень многих изученных даек не удается непосредственно наблюдать их контакт с материнским песчаным пластом: довольно часто обнажаются такие их сечения, в которых дайка быстро выклинивается и вверх и вниз. Поэтому в условиях частого чередования мощных пластов песчаников и глин, характерных для чокракских отложений Дагестана, трудно бывает решить вопрос, выше или ниже материнского пласта песчаника располагается дайка.

Между тем относительное положение главного песчаного пласта и ответвляющейся от него дайки имеет принципиальное значение, так как позволяет хотя бы приблизительно судить о том, что возникло раньше — трещина в подстилающем субстрате, пассивно заполняемая песком, изобильное поступление которого позднее привело к залечиванию неровностей и отложению значительных песчаных масс на дне моря, или песчаный пласт, из которого позднее были сформированы апофизы и клиноподобные тела, внедрившиеся в перекрывающие их глинистые отложения.

В тех случаях, когда удавалось проследить "корни" даек, обычно равным образом наблюдалось и их ответвление вниз от подошвы песчаного пласта и их проникновение вверх, в вышележащие толщи глин. Например, на рис. 19 изображена дайка, встреченная в верхнечокракских отложениях р. Большая Ярык-су, у северной окраины пос. Симсыр. Основание дайки сливается с кровлей песчаного пласта, а ее тело уходит вверх, в перекрывающую глину, где и разветвляется на две части, постепенно выклиниваясь. На всем своем протяжении дайка распадается на несколько прямолинейных участков, зигзагообразно сочлененных между собой. По составу песчаного кварц-глауконитового материала порода внутри дайки ничем не отличается от породы нижележащего материнского пласта, принадлежащего к горизонту  $\Sigma_3$ . У основания песчаной дайки в песчаниках заключено много остроугольных обломков темно-серых глин; песок, заполняющий трещину, плотно сцементирован карбонатами.

Во время полевых работ 1977 г. в верхнем течении р. Большая Ярык-су были встречены обнажения, позволяющие более определенно судить о взаимоотношениях песчаных даек и материнских пластов. В мощном обрыве на левом берегу реки обнажается



Р и с. 19. Фотография (а) и зарисовка (б) песчаной дайки, ответвляющейся вверх от материнского пласта

1 — песчаники; 2 — глины; 3 — обломки глин в песчанике дайки

стратиграфический интервал, соответствующий горизонту  $\Sigma_{10}$  нижнего чокрака. В этом месте (рис. 18, б) почти 8 м мощности разреза слагаются сложным переплетением 1,5–2-метровых пластов кварц-глауконитовых песчаников, чередующихся с коричнева-то-серыми глинами, а также согласными с напластованием и секущими его песчаными дайками, которые буквально пронизывают весь этот интервал. Мощные линзовидные пласты песчаников здесь неожиданно соединяются дайками-просечками (см. рис. 16, 9), пересекаются субвертикальными системами даек, исчезают из разреза и находят свое продолжение в виде тонких субпластовых кластических даек. Вверх и вниз от этого своеобразного горизонта-переплетения отходит целая серия крупных песчаных даек, имеющих самые различные формы и размеры. В этой грандиозной "коллекции" песчаных даек можно видеть коленчатые, треугольные, глыбовые и змееподобные образования.

В обнажении, расположенном стратиграфически выше интервала горизонта  $\Sigma_{10}$ , видна та же сетка песчаных даек, но уже несравненно более миниатюрная (см. рис. 18). Крупные вертикальные коленчато-глыбовые песчаные дайки в южной и северной частях обнажения составляют основу системы даек; от них отходят горизонтальные дайки, в свою очередь пересекающиеся наклонными или субвертикальными. Морфологические особенности даек не оставляют сомнения в том, что они сформировались в результате инъекции песчаной пульпы в тектонические трещины; это особенно хорошо видно в левой части рисунка, где горизонтальные ответвления от вертикальной дайки начинаются характерными пузыревидными вздутиями.

Микроструктурные особенности песчаников позволяют легко различать субгоризонтальные и субвертикальные дайки. Хотя те и другие обычно содержат очень большое количество мелких обломков вмещающих глин, субгоризонтальные кластические дай-

ки в данном обнажении слагаются чрезвычайно равномерно-зернистым кварц-глауконитовым песчаником, с сильно окатанными зернами кварца, обычно слабо сцементированными кальцитом; что касается секущих субвертикальных даек, то в них преобладает коррозионный сидеритовый цемент, причем кварцевые зерна оказываются чрезвычайно неравномерно корродированными и по форме скорее напоминают неравномерно-зернистые обломки. В этом случае порода становится похожа на кварцевую брекчию с сидеритовым цементом. В ней очень большое распространение получают включения пирита и пята битумов.

В нижней части горизонта  $\Sigma_{10}$  в том же районе встречено несколько вертикальных даек, внедряющихся в подстилающую толщу глин сверху вниз. Детали сочленения одной из них с основным песчаным пластом, полностью, но схематично изображенной на рис. 16, 7, показаны на рис. 20, а. На зарисовке видно, что в месте ответвления дайки от подошвы главного пласта песчаника последний распадается на серию крупных глыб, между которыми зажаты деформированные участки подстилающих глин, а в тех местах, где дайка непосредственно отходит от песчаника вниз, обычно образуются крупные пузыревидные вздутия. Как видно, и здесь морфологические особенности контакта свидетельствуют не в пользу пассивного заполнения сейсмической трещины осадочным материалом, а в пользу активного внедрения песчаного пlyingуна в трещину под давлением.

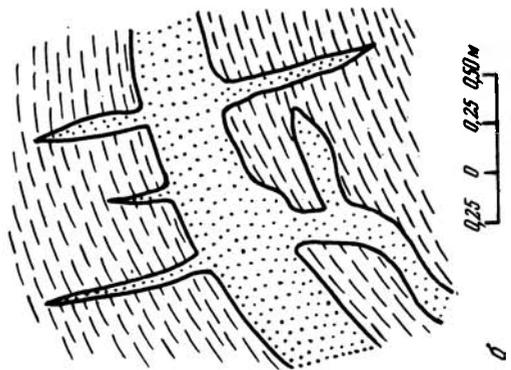
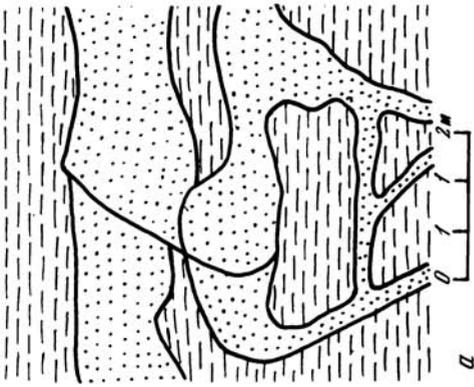
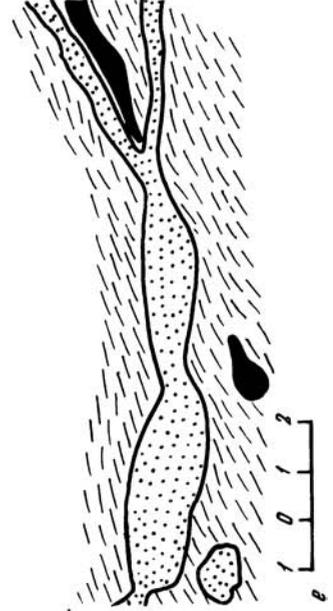
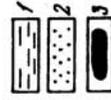
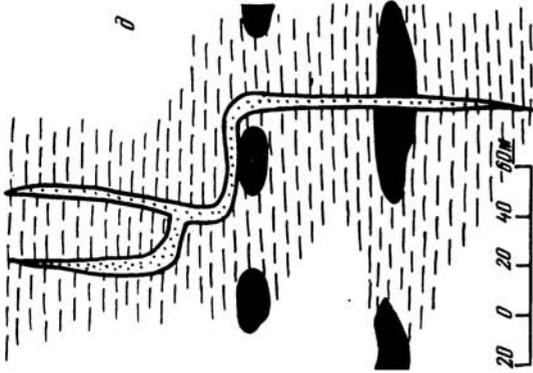
То же впечатление инъекции песчаного полужидкого материала в уже сформированную толщу глин оставляет осмотр обнажения глинистых алевролитов, подстилающих пласт  $\Sigma_8$  в среднем течении р. Булок (рис. 20, б). В сильно упрощенном и уменьшенном варианте здесь виден тот же процесс, что и на рис. 18, — дайки отходят вверх и вниз от материнского пласта, отражая движение песчаного материала в разные стороны. Не вызывает сомнения, что причиной такого растекания полужидкого песчаного материала от единого центра к периферии могут быть только сверхвысокие пластовые давления в песке, который сам по себе находился в полужидком состоянии и использовал самые разнообразно ослабленные зоны во вмещающих глинах для внедрения в них.

О времени формирования кластических даек в изученном регионе можно судить по: 1) их пространственным взаимоотношениям с диагенетическими конкрециями; 2) текстуре и структуре обломков вмещающих глин, включенных в песчаники, из которых состоит тело дайки; 3) степени уплотнения вмещающих дайку глинистых отложений. Рассмотрим все эти особенности на конкретных примерах.

Довольно определенные выводы получаются при наблюдении над дайками и карбонатными диагенетическими конкрециями. Так, например, в нижнем течении безымянного притока, впадающего в р. Большая Ярык-су недалеко от пос. Симсыр, непосредственно ниже горизонта  $\Sigma_7$  в черных "книжных" глинах хорошо видно, как вертикальная песчаная дайка вблизи прерывистого прослоя карбонатных конкреций отчетливо меняет свое первоначальное направление, как бы огибая отдельные кальцитовые конкреции, а ниже резко пересекает более крупную диагенетическую сидеритовую линзу (рис. 20, д). Такие пространственные взаимоотношения, на наш взгляд, бесспорно свидетельствуют о том, что песчаная дайка формировалась позднее дигенетических конкреций.

В верхнем течении р. Малая Ярык-су субгоризонтальная песчаная дайка, залегающая в пачке бурых алевролитовых глин между песчаными горизонтами  $\Sigma_{8-9}$  и  $\Sigma_{10}$ , соотносится с диагенетическими линзами мергелей так, как это показано на рис. 20, е. Под углом пересекая слоистость вмещающих пород, она постепенно подходит к прерывистому слою мергельных линз, а затем раздваивается у одной из них, причем одна часть кластической дайки прослеживается выше линзы мергеля, а другая — ниже. Чтобы объяснить такое поведение песчаной дайки, нужно обязательно предположить, что она была сформирована позднее мергелей, которые к тому времени уже не только образовались путем стягивания карбонатного материала на стадии диагенеза, но и затвердели.

Вывод о постдиагенетическом происхождении кластических даек еще более ярко подтвердился при изучении контакта мощной дайки с вмещающей ее глиной в районе



среднего течения р. Элистанжи [Холодов, Гаврилов, 1977]. Здесь, на уровне горизонта  $\Sigma_{10}$ , в толще буроватых сланцеватых глин, содержащих прослой мелких магнезиально-кальцитовых конкреций диаметром 3–5 см, четко отпрепарирована эрозией песчаная дайка мощностью 30–35 см, рассекающая глины. На одном из контактов дайки до деталей отпечатались слоистость вмещающих глин и овальные поверхности уже сформированных диагенетических конкреций (рис. 20, *з*); кроме того, по отпечаткам на контакте можно установить, что ко времени образования песчаной дайки процессы диагенетической усадки глины вокруг конкреции были в основном завершены [Гаврилов, 1977] и поэтому на слепке отпечатались слойки, ясно огибающие тело конкреций. Иногда здесь же, на отпрепарированной стенке, можно видеть, что при внедрении песка в трещины некоторые конкреции оказались вырванными из глин, а оставшиеся от них круглые углубления заполнены песком (рис. 20, *в*). Обломки магнезиально-кальцитовых конкреций иногда встречаются в теле самой песчаной дайки.

Следует подчеркнуть, что в данной главе говорится о преобладающих взаимоотношениях между песчаными дайками и нормальными диагенетическими конкрециями. Кроме последних, в различных частях чокракских отложений присутствуют аномальные, или "столбчатые", стяжения; их пространственно-временные и генетические взаимоотношения с дайками более сложны и будут рассмотрены ниже.

В кластических дайках всегда присутствуют многочисленные и остроугольные обломки вмещающих глин. Их детальное изучение почти во всех случаях показывает, что сами вмещающие глинистые отложения в тот момент, когда внедряющаяся в трещины песчаная пульпа отрывала куски от неровных их краев, находились уже не в полужидком, а в твердом состоянии. Если бы это было не так, вряд ли могли бы сформироваться остроугольные и неправильные по форме обломки (рис. 21, *а*).

О твердом состоянии отторгаемых глинистых фрагментов во время образования песчаных даек свидетельствует также очень тонкая слоистость, которую можно наблюдать на сколе глинистых частиц, включенных в песчаную массу (см. рис. 21, *а*). Слоистость обычно резко обрезается краями обломка.

В целом текстурные особенности глинистых включений в дайках также свидетельствуют в пользу их катагенетического, а не диагенетического генезиса.

Еще одним критерием относительного возраста того или иного постседиментационного образования в глинах могут служить замеры уплотнения вмещающих отложений, которое произошло после его возникновения. Как это было показано в работах Скемптона [Skempton, 1944], Уэллера [Weller, 1959], Н.Б. Вассоевича [1960], Н.В. Логвиненко [1968], Рике и Чилингаряна [Ricke, Chilingarian, 1974] и других авторов, при погружении осадка под пласты вновь образующихся илов в зону диагенеза, а затем и в зону катагенеза весьма существенно уменьшается пористость и возрастает его объемный вес за счет значительной потери воды. Соответственно чем позднее, например, возникла карбонатная конкреция, тем меньшее уплотнение претерпевает после ее формирования вмещающая глина.

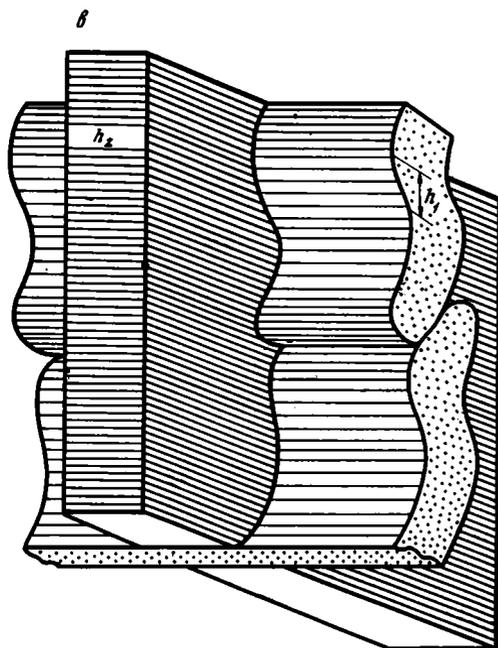
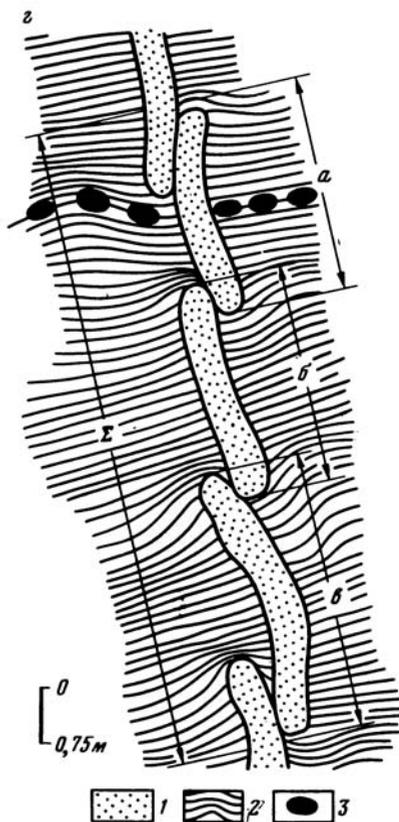
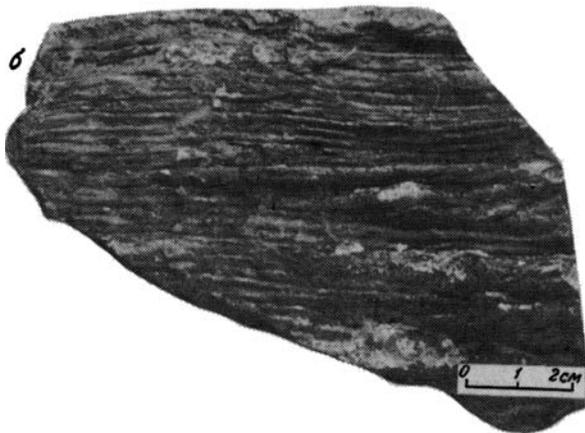
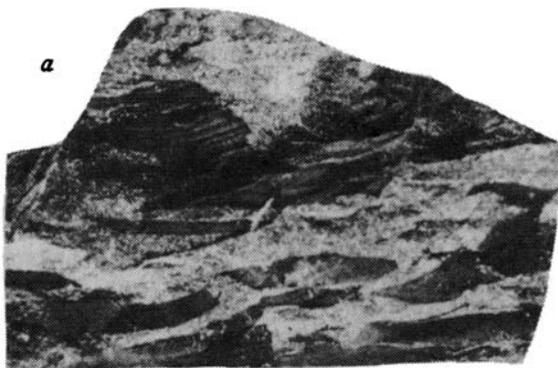
Наблюдения над слоистостью чокракско-караганских глин внутри и вне карбонатных конкреций [Гаврилов, 1977, 1982] позволяют считать, что максимальная величина уплотнения типична для кальцитовых образований и достигает величины 5,3. Оказалось также, что усадка вмещающих конкреции глин тесно связана с минералогическим составом конкреций (табл. 2).

Поскольку кальцитовые конкреции являются наиболее ранними диагенетическими образованиями, а сидеритовые — более поздними, очевидно, что темп уплотнения осад-

Рис. 20. Зарисовки (*а, б, д, е*) и фотографии (*в, з*) песчаных даек

*а* — сочленение дайки с песчаным пластом; *б* — система даек в песчанике, подстилающем горизонт  $\Sigma_1$ ; *в, з* — фотографии стенки песчаной дайки с отпечатками конкреций; *д* — песчаная дайка, секущая линзовидный мергель ниже горизонта  $\Sigma_7$ , *е* — разветвление горизонтальной дайки у линзовидного мергеля.

*а, д* — р. Большая Ярык-су, *б* — р. Булок, *в, з* — р. Элистанжи, *е* — р. Малая Ярык-су  
*1* — глины; *2* — песчаники; *3* — карбонатные конкреции и линзы



Р и с. 21. Взаимоотношение песчаных даек и вмещающих их пород

*a* – обломки вмещающих глин (темное) внутри тела песчаной дайки, светлое – песчаник (р. Ярык-су); *б* – отпечатки слоистости на стенке дайки (р. Сулак); *в* – блок-диаграмма, показывающая принципиальное соотношение слоистости вмещающих глин и спойков, отпечатанных на стенке дайки; *з* – зарисовка части вертикальной дайки в среднем течении р. Элистанжи

1 – слоистая глина, 2 – песчаник, 3 – карбонатные конкреции;  $h_1$ ,  $h_2$  – мощности, отпечатанные на стенках дайки или зафиксированные в глинах; *a*, *б* *в* (на рис. 21, *з*) – длины колен вертикальной дайки;  $\Sigma$  – суммарная мощность глин, соответствующая длине дайки

ков на стадии диагенеза постепенно замедляется, что и отражено в величине средних коэффициентов усадки. Следует, однако, подчеркнуть, что уплотнение глин, замеренное по слоистости внутри и вне карбонатных конкреций, во-первых, несколько занижено, поскольку его "отсчет" начинается с момента формирования кальцитовых конкреций, которые сами по себе образуются не на поверхности ила, а в нескольких дециметрах под поверхностью осадка, а во-вторых, является суммарным, так как включает в себя не только собственно диагенетическое, но и последующее категенетическое уплотнение глин.

Некоторые особенности строения кластических даек позволяют довольно точно замерять уплотнение вмещающих пород, имевшее место после их формирования [Холодов, Недумов, 1978]. Так, например, в вертикальных песчаных дайках постоянно наблюдаются мелкие разрывные деформации, благодаря которым тело дайки оказывается разорванным на ряд кулисообразно смещенных частей (фрагментов) (рис. 21, з). В тех случаях, когда один фрагмент дайки заходит за другой, вмещающие глины оказываются сильно деформированными и даже брекчированными, хотя обычно боковая плоскость кластической дайки очень резко, без всяких пластических деформаций сохраняет слоистость этих глин. Если в зону таких деформаций попадают прослои диагенетических конкреций, как это наблюдалось в районе среднего течения р. Элистанжи (см. рис. 21, з), то они вместе с вмещающими глинами меняют свою ориентировку.

Очевидно, что разрыв и смещение отдельных фрагментов даек можно объяснить уплотнением вмещающей глинистой толщи после того, как песчаный материал заполнил зияющую трещину и оказался жестко сцементированным. Сопоставив между собой сумму длины отдельных составляющих дайки ( $M = a + b + e + z$ ) и соответствующую им мощность глин  $\Sigma$ , легко рассчитать коэффициент постдаймовой усадки глин.

В районе среднего течения р. Элистанжи в двух вертикальных дайках, обнаженных на правом берегу реки, были произведены следующие замеры, м:

$$a = 1,03 \text{ м;}$$

$$b = 1,56$$

$$e = 1,22$$

$$M = 3,81 \text{ м; } \Sigma = 3,65$$

$$\text{Коэффициент уплотнения } M/\Sigma = 1,04$$

$$a = 4,00$$

$$b = 3,05$$

$$e = 2,00$$

$$z = 1,85$$

$$M = 10,90 \text{ м; } \Sigma = 9,33 \text{ м}$$

$$\text{Коэффициент уплотнения } M/\Sigma = 1,2$$

Вблизи изученных песчаных даек в глинах и алевроитовых глинах широко распространены магнезиально-кальцитовые конкреции, в которых можно также сопоставить реликтовую мощность слоев внутри с реальной мощностью тех же слоев вне конкреционного тела. Замеренный здесь коэффициент уплотнения глин достигает 3–3,5.

При изучении контактов кластических даек с вмещающими их глинами, кроме того, выяснилось, что в тех местах, где дайки под прямым углом пересекают толщу глин, на боковых плоскостях этих образований четко отпечатывается слоистость (рис. 21, б). Такой негативный и очень точный отпечаток слоистости глин, по-видимому, возникает в результате того, что в процессе дайкообразования в зияющую трещину поступает жидкая песчаная пульпа; вследствие резкого падения пластового давления эта жидкая масса быстро цементируется карбонатными минералами, выпадающими из раствора [Холодов, Гаврилов, 1977]. Такой процесс весьма напоминает изготовление алебастрового слепка, и, в сущности, боковые грани кластических даек в изученном нами районе и представляют собой карбонатный слепок некогда существовавшей слоистости глин.

Характерно, что точное сопоставление толщины слоев, отпечатавшихся на боковых стенках даек и слоев, развитых во вмещающих глинах, показывает их явное несоответствие; очевидно, что оно связано с последующим уплотнением толщи глин, содержащих в себе дайку. Сравнивая толщину слоев, отпечатавшихся на стенке дайки ( $h_1$ ),

Таблица 2

Коэффициенты уплотнения для конкреций разных типов по Ю.О. Гаврилову [1977]

| Тип конкреций                       | Количество замеров | Коэффициент уплотнения |         |
|-------------------------------------|--------------------|------------------------|---------|
|                                     |                    | Интервал величин       | Среднее |
| Кальцитовые                         | 31                 | 3,0–5,3                | 4,0     |
| Кальцито-сидеритовые<br>(зональные) | 20                 | 1,9–3,5                | 2,4     |
| Сидеритовые                         | 21                 | 1,4–2,5                | 2,0     |

и толщину слоев вмещающих глин ( $h_2$ ) так, как это показано на фиг. 21, в, можно вычислить коэффициент уплотнения вмещающих отложений  $h_1/h_2$ .

Именно такие измерения были произведены при изучении Z-образной вертикальной кластической дайки, обнаженной в овраге на левом берегу р. Сулак, в чокракских черных глинах, залегающих между песчаными пластами  $\Sigma_7$  и  $\Sigma_{8-9}$ . Оказалось, что толщина слоев на стенке дайки равна 2,08 мм, тогда как такая же величина в глинах едва достигает 1,4 мм; величина коэффициента уплотнения в этом случае равна 1,4. Замеры уплотнения пород, выполненные по карбонатным конкрециям в пределах того же пласта, показали величину 2,8–3,5.

Итак, при определении коэффициента уплотнения глин по песчаным дайкам, выполненном разными методами и в разных обнажениях, получены три близких значения: 1,04; 1,2; 1,4.

По-видимому, будет правильным принять среднюю величину уплотнения глинистых отложений в последайковый период за 1,2. Сравнение этой цифры с данными табл. 2 показывает, что большинство песчаных даек возникло значительно позднее большинства сидеритовых конкреций, при прогрессирующем погружении среднемиоценовой толщи уже за пределы зоны диагенеза. Столь малой величиной оценивается, очевидно, уплотнение глин, имевшее место и при прогибании толщ, слагающих крыло Терско-Кумской впадины, и при их последующем орогеническом поднятии; иначе говоря, главное уплотнение глинистых илов происходило все-таки в диагенезе, тогда как позднее, в катагенезе, оно в рассматриваемом случае было ничтожно.

Утверждая седиментационную природу кластических даек миоцена, Н.С. Шатский [1929] считал, что они имеют руководящее значение для строго определенного горизонта песчаников в нижней части чокракских отложений; именно это обстоятельство и позволило рассматривать дайки как сейсмические или оползневые трещины, пассивно заполненные осадочным материалом в процессе осаднения песков на дне палеоводоёма. Однако более точная привязка даек внутри чокракских отложений показывает несколько иную картину их стратиграфического распространения; она хорошо видна на рис. 15.

В самом деле, в разрезе по р. Сулак песчаные дайки в огромном количестве встречаются выше и ниже первого снизу горизонта чокракских песчаников  $\Sigma_{10}$ , сильно деформированного вдоль зоны крупного субширотного разлома. В значительно меньшем количестве встречены они в нижележащих майкопских отложениях (о чем в свое время писал Н.С. Шатский [1929]), а также в глинистых толщах, подстилающих горизонты песчаников  $\Sigma_7$ .

В расположенном западнее разрезе по р. Булок кластические дайки отчетливо тяготеют к первому снизу песчаному пласту  $\Sigma_{8-9}$ , располагаясь вокруг него в виде гигантского ореола; горизонт  $\Sigma_{10}$  в этом районе отсутствует. Выше в том же разрезе дайки встречаются неоднократно, но редко поднимаются выше горизонта  $\Sigma_7$ .

Еще западнее, по р. Малая Ярык-су, песчаные дайки встречены в верхнемайкопских отложениях, вблизи от их контакта с тарханом и чокраком, а также в самой нижней, глинистой части чокракских отложений. Выше они концентрируются вокруг песчаников пласта  $\Sigma_{10}$ , затем оказываются типичными для толщи алевролитов и глин, подстилаю-

щих песчаники пласта  $\Sigma_{8-9}$ , и, наконец в меньшем количестве обнаруживаются в глинах между пластами  $\Sigma_7$  и  $\Sigma_3$ .

Вдоль течения соседней р. Большая Ярык-су количество и распространенность даек в разрезе заметно возрастают. Они здесь присутствуют уже в верхней части майкопских отложений, встречаются в глинистых толщах чокрака, подстилающих горизонт  $\Sigma_{10}$ , образуют ореол вокруг песчаников  $\Sigma_{10}$  и с небольшими перерывами прослеживаются во всех вышележащих отложениях чокрацкого яруса вплоть до песчаников  $\Sigma_3$ .

В разрезах, изученных автором еще далее на запад, по течению рек Элистанжи и Малая Рошня стратиграфический интервал распространения даек резко сокращается; здесь они прослеживаются только в верхней части майкопа и в самых нижних глинистых пачках чокракских отложений, не поднимаясь выше уровня горизонта  $\Sigma_{10}$ .

Две особенности распространения кластических даек обращают на себя внимание.

Во-первых, интенсивность дайкообразования заметно уменьшается снизу вверх по разрезу (см. рис. 15), причем первый снизу песчаный горизонт оказывается наиболее интенсивно инъецирован этими образованиями вне зависимости от того, к какому стратиграфическому уровню он принадлежит ( $\Sigma_{10}$  или  $\Sigma_{8-9}$ ).

Во-вторых, распространение даек по площади региона чрезвычайно неравномерно: они очень широко развиты в одних районах (реки Большая и Малая Ярык-су) и довольно незначительно — в других. При этом в чокракских толщах района р. Ярык-су песчаные дайки обнаруживаются и в нижней, махачкалинской, и в верхней, серноводской, свитах чокрака, охватывая весь стратиграфический интервал. Здесь с ними ассоциируют разнообразные глыбовые образования и горизонты с включениями. Кроме того, обращает на себя внимание, что именно в районе р. Ярык-су почти все песчаники среднего миоцена пропитаны нефтью и содержат в себе многочисленные пятна бурых битумоидов (см. рис. 15).

Все эти особенности строения заставляют рассматривать участок рек Большая и Малая Ярык-су как тот район, где глинистые толщи отличаются несколько повышенной вертикальной проницаемостью; именно она определила здесь широкое стратиграфическое развитие следов песчаного диапиризма и не менее интенсивную вертикальную миграцию нефтяных флюидов.

Очевидно также, что описанное выше пространственное положение кластических даек, тесно связанных с определенными районами, а не со стратиграфическими элементами разреза, явно противоречит идее их седиментационно-диагнетического происхождения с активным участием в этом процессе сейсмических явлений.

Итак, данные, приведенные в этом разделе, позволяют считать, что кластические дайки представляют собой типичные инъекции полужидкой песчаной пульпы в твердые, уже сформированные толщи менее пластичных вмещающих глин. Песчаные "пльвуны", или разжиженные пески, образовывались в результате погружения пластов песка на значительные глубины и поступления в них под большим давлением некоего разжижавшего их флюида. Значительные "внутренние" пластовые давления в песчаном пласте, по-видимому, на отдельных участках начинали превышать геостатическое давление, сцепления между кварцевыми обломками уменьшались, и пласт песка на некоторое время превращался в типичный "пльвун"; на каких-то участках бассейна его пластические свойства начинали заметно превышать пластические свойства вмещающих глин.

В специфических условиях глубоких зон катагенеза, в которых разжиженные пески и плотные окаменевшие глины оказались в тесном контакте между собой, любое дизъюнктивное нарушение разделяющих глин, и в первую очередь, конечно, формирование трещин отрыва с их типичным вакуумом внутри, должно было бы вызвать внедрение в них полужидкой песчаной пульпы.

Формирование кластической дайки в какой-то степени напоминало пневматический удар; оно происходило мгновенно, существенно увеличивало объем песчаного пласта и тем самым резко снижало пластовое давление. Падение пластового давления вновь уравновешивало систему, и песок снова становился слабопластичным образованием. Само собой разумеется, что внедрение песка внутрь трещины сопровождалось механи-

чекским отрывом от ее стенок и захватом остроугольных кусочков глин, конкреций и других выступающих частей пласта. Кроме того, инъекция жидкой песчаной пульпы в трещину иногда сопровождалась дроблением кварцевых обломков в результате удара их между собой; возникали весьма характерные для дайкового наполнения явления катаклаза, легко устанавливаемые даже при самом беглом просмотре прозрачных шлифов.

Главным свойством песчаных пород, обеспечивающим возможность возникновения даек, является предварительное отсутствие цемента, который несомненно должен предшествовать образованию "плывуна". Это и понятно, поскольку карбонатный или глинистый цемент, с одной стороны, препятствует проникновению в поры песчаника флюидов, а с другой — увеличивает сцепление обломков между собой. Следовательно, те участки песчаного пласта или целые пласты, которые на стадии диагноза были сцементированы карбонатами, практически не принимают участия в процессах дайкообразования. Мало подвержены этому явлению и глинистые, плохо отсортированные песчаники, возникавшие в процессах седиментации на дне палеоводоема.

Состав аутигенных минералов и включения в цементе песчаных даек позволяют более определенно судить о флюидах, разжижавших песок. В составе цемента даек постоянно присутствуют карбонатные минералы — кальцит, сидерит, магнезиальный кальцит, анкерит, доломит и магнезит. Часто встречаются включения и конкреции пирита. Широко распространены пятна и пропитанные бурыми битумоидами участки, имеющие обычно весьма неправильную форму.

Все это позволяет считать, что флюид, разжижавший пласт песка перед формированием дайки, представлял собой сложную смесь воды и нефтяных углеводородов, в которой под большим давлением были растворены  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{S}$ .

При повышении температуры и давления растворимость многих газов в воде возрастает. Установлено, что при небольших давлениях, не превышающих 50 атм, она подчиняется закону Генри, согласно которому количество растворенного газа прямо пропорционально давлению и коэффициенту растворимости.

При высоких давлениях растворимость зависит от большего количества факторов. При невысоких температурах зависимость между растворимостью газов и нагреванием обратная, но уже при повышении температуры более  $100^\circ\text{C}$  она становится прямой [Соколов, 1966; Карцев, 1969].

В целом при давлении 50 атм и температуре  $25^\circ\text{C}$  в 1 г воды растворяется  $27\text{ см}^3$   $\text{CO}_2$ , а при 400 атм и  $300^\circ\text{C}$  — уже  $111,3\text{ см}^3$ . Примерно также ведет себя  $\text{H}_2\text{S}$ , при 50 атм и  $71^\circ\text{C}$  в 1 г воды растворяется  $49\text{ см}^3$   $\text{H}_2\text{S}$ , тогда как при  $P$  200 атм и  $T$   $171^\circ\text{C}$  — почти  $138\text{ см}^3$ . По-видимому, усиленное растворение в пластовых водах  $\text{CO}_2$  должно так или иначе влиять на карбонатное равновесие, ибо обратимая реакция  $\text{CaCO}_3 + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 \rightarrow \text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$  связывает между собой твердую фазу ( $\text{CaCO}_3$ ), газ ( $\text{CO}_2$ ) и растворимый бикарбонат ( $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ ).

Специально изучавшие поведение системы  $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{CaCO}_3$  при высоких температурах и давлениях Н.И. Хитаров и С.Д. Малинин [1958] установили, что между устойчивостью кальцита и количеством  $\text{CO}_2$  в водах существует тесная физико-химическая связь. Позднее С.Д. Малинин [1965] пришел к экспериментально обоснованному выводу, что катагенетические (по автору, гидротермальные) карбонаты, как правило, образуются в более или менее одинаковых изотермических условиях, но при резком падении давления. Такие условия, по мнению этого автора, создаются тогда, когда раствор теряет газообразную  $\text{CO}_2$  либо в атмосферу, либо при переходе в пористые породы или трещины. Нам представляется, что в процессах образования кластических или песчаных даек эта идея С.Д. Малинина нашла свое прямое подтверждение, поскольку именно дегазация флюидов в них вызывала цементацию.

Падение пластового давления во время формирования кластических даек должно было сопровождаться выделением газообразной  $\text{CO}_2$ , а это в свою очередь сопровождалось выпадением из флюида твердого карбоната, цементирующего тело дайки. Таким образом, "плывун", внедрившийся в трещину, вновь приобретал твердость не только

за счет возникновения сцепления между обломками минералов, но и за счет их плотного скрепления карбонатными аутигенными минералами-новообразованиями.

Наряду с карбонизацией происходили, по-видимому, и те физико-химические процессы, которые способствовали формированию сульфидов. Известно, что растворимость газообразного  $H_2S$  в воде значительна (в единице объема воды при  $0^\circ C$  и давлении 1 атм растворяется 4,3 такой же объемной единицы  $H_2S$ ), причем обычно она растет прямо пропорционально пластовому давлению и может в десятки раз превышать пределы его растворимости в нормальных условиях [Амурский и др., 1977]. Сероводород, так же как и углекислота, хорошо растворим и в нефтях [Леворсен, 1970; Карцев, 1978] и даже может вступать с углеводородами в химические соединения. При давлении 200 атм и температуре  $171^\circ C$  в обычной дистиллированной воде растворяется 138 000 мл/л  $H_2S$ ; это очень большая величина, превышающая растворимость многих газов в тех же термобарических условиях.

Для миграции  $H_2S$  в водах и других подземных флюидах большое значение имеет присутствие карбонатов: при увеличении растворенных карбонатов параболически возрастает и содержание  $H_2S$ , так как обе кислоты находятся в так называемом сульфидно-карбонатном равновесии [Шербаков, 1974].

Механизм взаимодействия  $H_2S$  с металлами в значительной степени определяется щелочностью или кислотностью раствора. Сероводород диссоциирует в растворе по схеме  $H_2S \rightarrow H^+ + HS^-$  и далее  $HS^- \rightarrow H^+ + S^{2-}$ , а выпадение сульфидов в осадок непосредственно регулируется количеством ионов  $HS^-$ . Поэтому для сульфидообразования особенно благоприятны щелочные обстановки, в которых равновесие обычно сдвигается в сторону преобладания иона  $HS^-$  в растворе [Шербина, 1972].

Характерно, что присутствие рассеянных включений пирита в песчаниках, слагающих кластические дайки, фиксируется постоянно. Однако в некоторых случаях пирит накапливается в дайках в таких значительных количествах, что это придает им сходство с рудными жилами. Пиритсодержащие кластические дайки были встречены автором в районах рек Большая Ярык-су, Элистанжи, но особенно широким распространением они пользуются на р. Булок. Одна из таких пиритсодержащих даек была подробно описана ранее; в ней довольно четко выделялись центральная часть, состоящая из крупных конкрециевидных включений пирита, и периферические части, сложенные магнетитом, кальцитом, магнезитом и доломитом, плотно цементирующими кварц-полевошпатовый материал и рассеянные зерна глауконита [Холодов, Гаврилов, 1977].

Не вызывает сомнения, что резкое падение пластового давления и возникновение твердой карбонатной фазы и в растворе, насыщающем песок, должны были создавать щелочную среду с высокими значениями pH, что в свою очередь стимулировало активность ионов  $HS^-$  и формирование сульфидов железа. Источником железа являлись многочисленные диагенетические аутигенные минералы, содержащие этот элемент в ощутимых количествах; к их числу принадлежат глауконит, хлориты, сидерит и другие образования, обычно распространенные в песчаных пластах. Сказанное подтверждается частыми находками сильно разрушенных глауконитов, по которым развивается интенсивная вторичная пиритизация.

Таким образом, основная масса сульфидов, по-видимому, образовалась одновременно с формированием карбонатного цемента песчаных даек. Возможно, однако, что некоторая часть сульфидов попадала внутрь трещин в виде коллоидных сгустков и внутри дайки испытала пространственное перераспределение и вторичное стягивание; об этом, в частности, свидетельствует конкреционная форма сульфидных стяжений, встреченных внутри песчаных даек на р. Элистанжи.

Наряду с кластическими дайками в пределах Дагестана встречаются так называемые горизонты с включениями, т.е. участки, на которых мощные пласты песчаников утрачивают свою первичную текстуру и распадаются на крупные и мелкие глыбы, заключенные в сильно перемятой, а иногда и слабо деформированной глине. Как можно было видеть в предыдущем разделе, между кластическими дайками и типичными горизонтами с включениями наблюдаются довольно постепенные переходы: глыбовые дайки (см. рис. 16,б) уже утрачивают морфологические очертания четких секущих песчаных тел, заключенных между двумя почти строго параллельными плоскостями (см. рис. 16,1-3), и начинают все больше напоминать отторгнутые от основного тела пласта песчаные включения, а местами (см. рис. 16,8) просто уподобляются сильно деформированному пласту песчаника, испытывавшему на себе воздействие локальных тектонических усилий.

Характерно, что по мере того, как очертания даек становятся все более прихотливыми, в них все меньшее значение имеет карбонатный цемент и плотно сцементированные карбонатными минералами, почти "сливные" песчаники постепенно переходят в рыхлые, слабо сцементированные, рассыпающиеся пески; последние оказываются уплотненными только на отдельных участках.

Наиболее полно один из горизонтов с включениями был изучен автором в среднем течении р. Большая Ярык-су на левом берегу, недалеко от южной окраины пос. Симсыр (рис. 22, а). Здесь горизонт песчаников, залегающий стратиграфически выше пласта  $\Sigma_7$ , хорошо обнажен вдоль левого берега реки на протяжении 300–350 м. В южной части участка он представлен крупным фрагментом пласта, мощностью 7–8 м; далее к северу песчаник распадается на глыбы, имеющие весьма прихотливые очертания. Размеры глыб колеблются от 0,3 до 10 м в поперечнике, причем эти образования заключены в сильно деформированной и перемятой, а на некоторых участках – слабо нарушенной алевритовой зеленовато-серой глине.

В пределах обнажения наблюдаются три типа деформаций песчаника.

1. Иногда глыбы его хорошо сохраняют внутреннюю слоистую текстуру пласта, однако по нарушениям оказываются смещенными один относительно другого, сдвинутыми или растянутыми. Размеры их в этом случае достигают 2–3 м по мощности и 5–7 м в длину (см. рис. 22, а; рис. 23, а).

2. Однако чаще в отторженцах песчаника первичная слоистость оказывается дисгармонически деформированной и образует сложную складчатость. Сами глыбы при этом приобретают разнообразную, порой удивительно прихотливую форму. То они округлы и напоминают гигантские шары до 2–4 м в диаметре, то причудливо изогнуты и закручены наподобие "колобка" или "рулета", то сплюснуты и вытянуты в каплевидные тела. Нередко среди экзотических песчаных включений в глинах можно встретить "роллоподобные" тела, в сечении напоминающие полумесяц (см. рис. 22, а-в; 23, б, в).

3. Наконец, на отдельных участках пласт песчаника превращается в своеобразный "конгломерат", в котором причудливо вдавливаются друг в друга вмещающая глина и песчаник. Размеры песчаных включений в этом случае колеблются от 0,2 до 0,7 м, и вся порода несет на себе следы интенсивнейших пластических перемещений (см. рис. 22, д, е; 23, з, е). Они прежде всего выражаются в том, что длинные оси включений оказываются ориентированными в одном, часто общем для всего обнажения направлении. Кроме того (см. рис. 23, е), на отдельных участках многочисленные глыбы оказываются как бы сжатыми между собой; они образуют волнистые плоскости, напоминающие "следы волочения" и наискось пересекающие деформированную толщу от ее подошвы к кровле. Все три выделенных типа деформаций песчаного пласта сменяют один другой на протяжении обнажения без какой-либо четкой закономерности, однако глыбовые образования первого и второго типов чаще встречаются в его южной части, а "пластические конгломераты" – в северной.

Песчаные тела сложены слюдистыми кварц-глауконитовыми зеленовато-серыми песчаниками, на отдельных участках сцементированными карбонатным цементом.

Под микроскопом обломочная часть породы представлена разнозернистым кварцем, зернами глауконита, обломками мусковита, калиевых полевых шпатов, плагиоклазов; в цементе породы часто присутствуют битумы и пирит.

Буровато-черная алевритовая глина, местами слоистая, но сильно перемятая, чаще неслоистая, включает глыбы и тела песчаников; встречаются, однако, и другие взаимоотношения (см. рис. 23, *д*), когда прожилки и линзовидные тела глин активно проникают внутрь песчаных глыб. В последнем случае очевидно, что пластичность песчаников была во время деформации равна пластичности глин.

Над горизонтом с включениями с резким и четким контактом залегает очень выдержанная пачка чередования мергелей, алевритовых песчаников и буровато-черных глин, мощность которой достигает 4,5–5 м; этот пласт (см. рис. 22, *а*) повсеместно прослеживается вдоль левого берега р. Большая Ярык-су и может служить прекрасным маркирующим горизонтом при корреляции различных участков между собой.

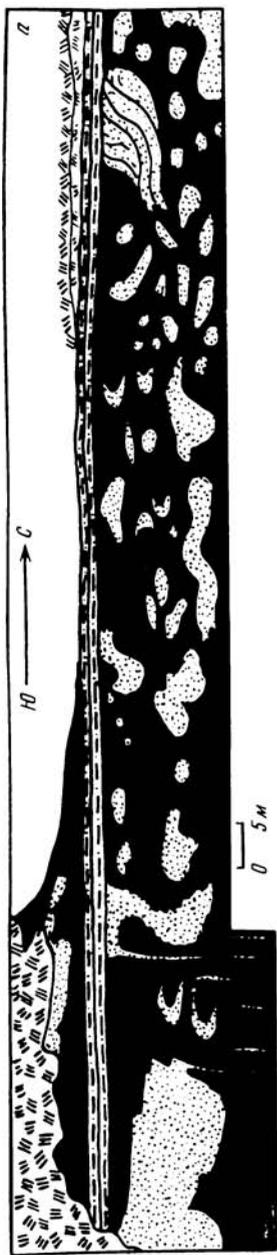
Большой интерес при оценке генезиса деформации всей песчано-глинистой толщи представляет характер контакта горизонта с включениями с вышележащей пачкой переслаивания. Специально проведенные наблюдения показали, что здесь нет никаких следов размыва или первичного углового несогласия.

В то же время выяснилось, что строение нижней части пачки переслаивания сильно меняется от одного разреза к другому. В наиболее полном разрезе пачка переслаивания начинается с тонкого чередования миллиметровых слоев зеленовато-серых глин и песчаников; мощность этого слоя 0,2–0,3 м. Выше располагается линзовидный пласт мергеля мощностью 0,15–0,2 м; внутри этого мергеля широко распространены тонкие прослой и линзы песчаного материала 1–2 мм толщиной. Еще выше располагается тонкое чередование коричневатых глин и песчаников мощностью до 0,2 м, а над ним – выдержанный прослой мергеля мощностью 0,1–0,15 м с линзами песчаного материала до 1 см толщиной. Над ними залегают зеленовато-серые алевритовые песчаники с прослоями мергелей (3–3,5 м), а в кровле пачки снова преобладают мергели.

Прослеживание нижней пачки глин и мергелей по простиранию позволило установить, что состав и мощность ее весьма непостоянны; на отдельных участках можно наблюдать, как между крупными глыбами песчаника в кровле горизонта с включениями глинистая часть пачки переслаивания выжимается и в виде жил и апофиз проникает в верхнюю часть подстилающих отложений. При этом тонкие слои песчаника в глине оказываются весьма причудливо деформированными, разорванными и смещенными, что особенно хорошо фиксируется в прозрачных шлифах. Поздний катагенетический характер этих деформаций не вызывает никаких сомнений.

В южной части обнажения на левом берегу р. Большая Ярык-су было установлено, что отдельные глыбы песчаника, заключенные в перемтой глине, оказываются пространственно связанными с небольшими песчаными или кластическими дайками (см. рис. 21, *а*), пересекающими вмещающие глины в вертикальном направлении. Чаще всего в обнажении хорошо видно, как дайки ответвляются вниз от материнских глыб, однако наряду с этим здесь встречаются и субвертикальные дайки, не имеющие видимой связи с глыбовыми включениями. Это обстоятельство чрезвычайно важно, так как проливает свет на механизм образования горизонта с включениями. Действительно, факты, описанные в предыдущем разделе, позволяют утверждать, что подавляющее большинство кластических даек в изученном регионе сформировалось на стадии катагенеза в породах, уже прошедших стадию литификации. Таким образом, распад пласта песчаника на отдельные глыбы представляет собой процесс, стадийно и генетически близкий к формированию песчаных даек и инъекций.

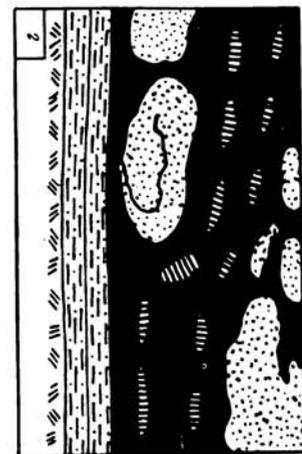
Нижние песчаные горизонты чокракских отложений, особенно в тех местах, где они окружены частой сеткой кластических даек, как правило, утрачивают свою первичную грубослоистую текстуру и приобретают характерную глыбовую отдельность; это особенно четко устанавливается при изучении песчаного горизонта  $\Sigma_{10}$  на левобережье р. Сулак и песчаного горизонта  $\Sigma_{8-9}$  в среднем течении р. Большая Ярык-су. Кроме того, между собственно песчаными дайками и отдельными глыбовыми включениями



8



6



0 0,2m

0 1/1,5

0 0,05m

песчаников в глинах существуют весьма постепенные и незаметные переходы. Таким образом, образование горизонта с включениями можно, по-видимому, рассматривать как формирование катагенетического палеоплывуна.

Катагенетическая природа изученного явления довольно однозначно подчеркивается также взаимоотношениями глыб внутри горизонта с диагенетическими карбонатными конкрециями (см. рис. 22, *г*). Как это хорошо видно в средней части обнажения, крупные конкреции песчанистых мергелей размером  $0,3 \times 0,6$  м<sup>2</sup>, вытянутые в виде отдельных конкrecионных прослоев, вблизи глыб песчаника заметно меняют свою первичную ориентировку и как бы огибают глыбы. Такое нарушение нормального залегания диагенетических тел возможно только в результате более поздних пластических деформаций.

Горизонты с песчаными включениями пользуются особенно широким распространением в чокракских отложениях, обнаженных вдоль рек Большая и Малая Ярык-су. Здесь они встречаются между песчаными горизонтами  $\Sigma_{10}$  и  $\Sigma_7$ , а также в кровле горизонта  $\Sigma_7$  (см. рис. 15). Очевидно, что их появление здесь в разрезе пространственно связано с максимальным развитием песчаных даек; возможно также, что повышенное содержание нефтяных битумоидов, повсеместно окрашивающих в этом районе песчаные горизонты чокрака и даже карагана в темно-коричневые и бурые цвета, также зависит от явлений песчаного диапиризма.

Формирование мощных горизонтов с включениями в разрезах двух изученных рек, расположенных одна от другой довольно близко и далее (при пересечении низов карагана) сливающихся, настолько сильно изменяет мощности обоих разрезов, что их послойное сопоставление становится затруднительным.

Генезис этих образований обусловлен двумя главными причинами. Прежде всего очевидно, что большую роль в этом процессе играло разжижение песка, некогда слагавшего мощный пласт. Такое разжижение песков, превращение их в пльвун, экспериментально и теоретически исследовано в инженерной геологии [Гольдштейн, Жихович, 1953; Гольдштейн, 1953; Сергеев, 1978; и др.]. Суть этого явления заключается в том, что под действием тех или иных факторов в насыщенном водой песке внезапно как бы исчезает трение между зернами и песок обращается в легкоподвижную кашеобразную массу.

Вблизи от дневной поверхности разжижение песков обычно происходит при внезапном уменьшении нагрузки на пласт, при его встряхивании, при изменении минералогического состава глинистой примеси, под действием фильтрационного давления вод, мигрирующих сквозь пласт. На значительной глубине обязательным условием при возникновении пльвуна должно быть явное преобладание внутреннего (пластового) гидростатического давления вод в порах породы над геостатическим давлением на жесткий каркас породы извне; последнее, в сущности, зависит от глубины погружения изучаемого пласта, а также от состава и удельного веса вышележащих отложений.

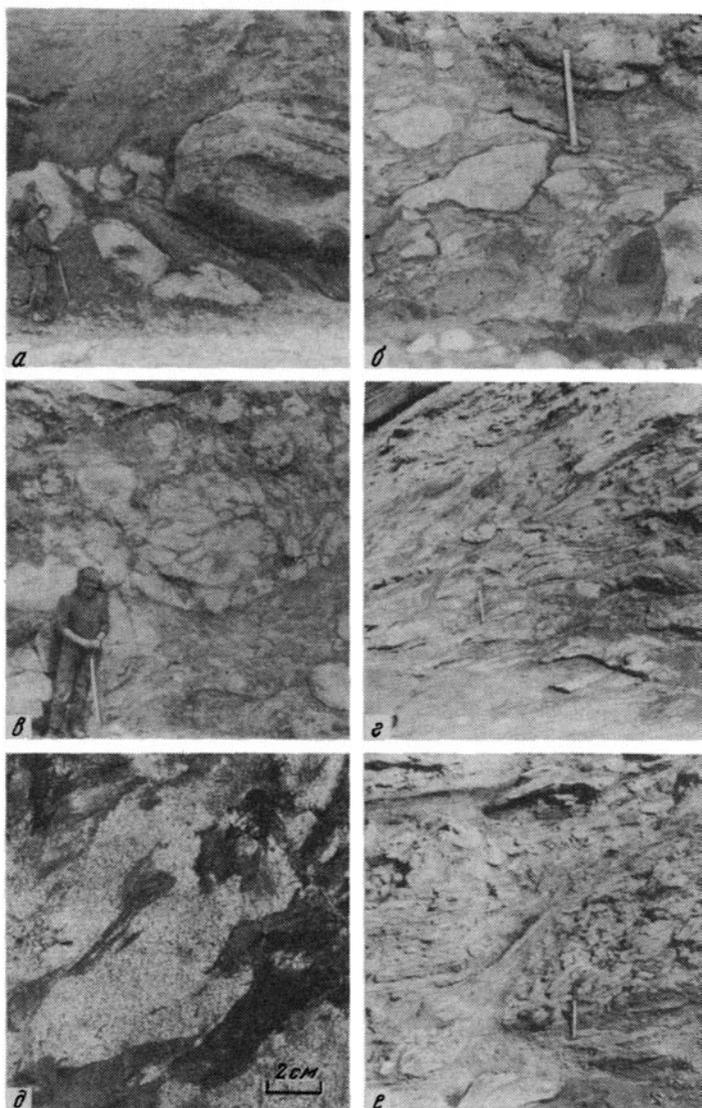
Если внутреннее, гидростатическое, давление пласта по каким-то причинам превысит внешнее, или геостатическое, то первоначально плотно прилегающие одно к другому зерна песка разобьются, взвешиваются в воде, а порода в целом теряет жесткость и превращается в пластичную пльвунную массу; при этом пластичность песков оказывается близкой к пластичности вмещающих глин, что и приводит к их взаимному вдавливанию и инъецированию.

Следует еще раз подчеркнуть, что принципиально процесс разжижения возможен только в рыхлых, несцементированных песках; ранее прошедшая диагенетическая

Рис. 22. Строение горизонта с включениями в районе р. Большая Ярык-су

*а* — зарисовка обнажения; *б, в* — фотографии участков того же обнажения; *г* — взаимоотношения песчаных глыб с диагенетическими карбонатными конкрециями; *д, е* — детали взаимоотношений и морфометрия глыб песчаников в северной части обнажения

1 — песчаник; 2 — пачка чередования мергелей, песчаников и глин; 3 — глины; 4 — карбонатные конкреции; 5 — современная почва и осыпь



Р и с. 23. Текстуры горизонтов с включениями в районе р. Большая Ярык-су

*a–в* – типы палеоплывуна: *a* – глыбовый, *б, в* – деформированный глыбовый; *г, е* – конгломератовидная текстура палеоплывуна; *д* – взаимное вдавливание глины (темное) и песка (светлое) при формировании конгломератовидных текстур

цементация песчаных зерен, почти всегда обусловленная заполнением пор со связыванием песчаных зерен между собой, должна препятствовать этому явлению. Возможно, именно благодаря широкому распространению плотных карбонатных линз и пластов в пачке чередования песчаников, мергелей и глин, перекрывающей горизонт с включениями, она оказалась совершенно не затронутой интенсивными катагенетическими деформациями, весьма изменившими облик подстилающих отложений.

Различные текстуры деформаций песчаного пласта могут быть также тесно связаны с его предшествующей историей; если по какой-либо причине диагенетические процессы предварительно не сцементировали участок песчаной толщи, она легко "расползлась" на мелкие фрагменты и образовала "конгломератоподобный" пльвун. Если пласт

песчаника в результате отжимания карбонатсодержащих растворов из глин в диагенезе оказался локально сцементированным вдоль подошвы и кровли, скажем, так, как это было описано в предыдущем разделе, и как бы "оторочен" конкрециевидными телами плотного песчаника [Гаврилов, 1982], то разжижение его осуществлялось только на отдельных участках. Сцементированные участки защищали его от новых поступлений разжижающих вод. В итоге он превращался в систему разобщенных глыб, сохранивших отчасти свою внутреннюю текстуру.

При рассмотрении генезиса палеоплывунов следует также иметь в виду, что пласты в пределах прогибающегося седиментационного бассейна по мере прогрессивного погружения под толщу вышележащих пород должны испытывать, с одной стороны, напряжения, направленные перпендикулярно к их кровле и подошве, стремящиеся уменьшить их мощность, а с другой — напряжения растяжения, ориентированные вдоль прогибающегося пласта. Теоретическое обоснование поведения пластов осадочных пород при прогибании палеобассейна было выполнено Ю.А. Косыгиным [1952]. Этот исследователь установил, что при ширине прогиба около 50–100 км начиная с глубин 50–200 м слои осадочных пород бесспорно испытывают растяжение, которое вначале, при существовании неконсолидированных осадков, компенсируется за счет уменьшения их мощностей, а затем возможности перераспределения материала оказываются исчерпанными, напряжения возрастают и на значительной глубине проявляют себя в виде все более расширяющихся разрывов.

Естественно предположить, что в обычных условиях, на средних глубинах погружения, жесткие пласты песков, характеризующиеся большим сопротивлением сдвигу, при значительном нормальном к пласту давлении [Гольдштейн, 1953] оказывают сильное сопротивление растягивающим усилиям, в то время как более пластичные глины реагируют на них уменьшением мощностей и перетеканием материала. Когда в результате поступления больших масс воды и других флюидов и вызванного этим резкого повышения гидростатического давления пласты песка испытывают внезапное разжижение, создаются предпосылки для реализации накопленных напряжений; песчаные толщи частично или полностью утрачивают свою сплошность, распадаются на отдельные глыбы, деформируются вместе с вмещающими их глинами. Этот катастрофически быстрый процесс сопровождается, по-видимому, разрывами в толще глин; в зияющие трещины отрыва устремляется песчаная пульпа, и таким образом образуются песчаные дайки, обычно сопутствующие текстурам палеоплывунов.

Думается, что крупные гидравлические разрывы песчаных пластов на больших глубинах сами по себе напоминали взрывы и вызывали геологические эффекты, похожие на землетрясения. Это в свою очередь стимулировало образование тиксотропных явлений и усиленное формирование ореолов трещин вокруг.

#### Глава IV

### ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГЛИН РАЗРЕЗА р. СУЛАК, ОБУСЛОВЛЕННЫЕ ПРОЦЕССАМИ КАТАГЕНЕЗА

В 35 пробах глин, отобранных из различных частей мезозойско-кайнозойского разреза, определено поведение 16 химических элементов (табл. 3). Распределение  $S_{орг}$ , Fe, Mn, Ti, Zr, P и  $CO_2$  (впоследствии пересчитанного на  $CaCO_3$ ) исследовалось с помощью химического анализа (аналитики — Е.В. Шурыгина, Н.Л. Калашникова, Е.В. Черкасова, химическая лаборатория ГИН АН СССР), а содержания V, Cr, Pb, Cu, Ga, Ni, Co, Ge, Mo и Zr изучались количественным спектральным методом (аналитик — И.Ю. Лубченко).

По данным таблицы построена литогенетическая диаграмма (рис. 24, вкл.). Левая часть графика полностью воспроизводит литологическую колонку Сулакского разреза

Таблица 3

Распределение химических элементов в пробах мезозойско-кайнозойских отложений разреза р. Сулак

| Номер образца | C <sub>орг</sub> | Fe   | Mn   | Ti   | P    | CaCO <sub>3</sub> | V   |
|---------------|------------------|------|------|------|------|-------------------|-----|
| 1541          | Нет              | 4,86 | 0,04 | 0,52 | 0,09 | 2,27              | 100 |
| 1540          | "                | 5,00 | 0,05 | 0,41 | 0,09 | 6,93              | 88  |
| 1539          | 0,36             | 4,13 | 0,06 | 0,43 | 0,08 | 8,98              | 80  |
| 1538          | 0,55             | 4,41 | 0,06 | 0,50 | 0,08 | 7,16              | 115 |
| 1537          | 0,33             | 3,85 | 0,10 | 0,43 | 0,08 | 5,16              | 113 |
| 1536          | 0,36             | 4,10 | 0,06 | 0,48 | 0,07 | 7,62              | 98  |
| 1535          | Нет              | 3,55 | 0,08 | 0,36 | 0,08 | 12,27             | 86  |
| 1534          | 0,07             | 3,29 | 0,08 | 0,36 | 0,08 | 9,66              | 92  |
| 1533          | 0,16             | 2,93 | 0,03 | 0,38 | 0,08 | 7,84              | 89  |
| 1532          | 1,57             | 2,79 | 0,01 | 0,43 | 0,01 | Нет               | 190 |
| 1531          | 0,03             | 3,83 | 0,60 | 0,34 | 0,10 | 16,37             | 110 |
| 1530          | Нет              | 4,63 | 0,04 | 0,38 | 0,08 | 3,41              | 120 |
| 1195          | 0,33             | 5,83 | 0,03 | 0,46 | 0,04 | Нет               | 185 |
| 1177          | 1,22             | 5,07 | 0,03 | 0,56 | 0,03 | "                 | 152 |
| 1156          | 0,38             | 4,44 | 0,02 | 0,53 | 0,05 | "                 | 180 |
| 1139          | 2,17             | 5,27 | 0,01 | 0,43 | 0,05 | "                 | 200 |
| 1135          | 0,12             | 4,38 | 0,03 | 0,56 | 0,04 | "                 | 220 |
| 1123          | 1,14             | 4,02 | 0,02 | 0,51 | 0,04 | "                 | 168 |
| 991           | 1,48             | 4,51 | 0,06 | 0,51 | 0,04 | 1,61              | 230 |
| 1911          | 0,75             | 3,41 | 0,02 | 0,41 | 0,01 | Нет               | 135 |
| 1910          | 0,79             | 5,30 | 0,02 | 0,44 | 0,05 | "                 | 152 |
| 1909          | 0,88             | 1,95 | 0,02 | 0,44 | 0,01 | "                 | 180 |
| 1908          | 1,76             | 5,58 | 0,06 | 0,44 | 0,04 | "                 | 200 |
| 1907          | 0,10             | 2,51 | 0,01 | 0,51 | 0,01 | "                 | 135 |
| 1906          | Нет              | 2,45 | Нет  | 0,59 | 0,01 | "                 | 162 |
| 1905          | "                | 5,14 | 0,11 | 0,51 | 0,12 | "                 | 138 |
| 1904          | 0,22             | 1,95 | 0,01 | 0,51 | 0,01 | "                 | 155 |
| 1903          | 0,11             | 4,69 | 0,11 | 0,51 | 0,01 | "                 | 128 |
| 1902          | 0,36             | 1,95 | Нет  | 0,51 | 0,01 | "                 | 170 |
| 1901          | 0,05             | 2,85 | 0,01 | 0,51 | 0,02 | "                 | 155 |
| 1900          | 1,79             | 4,91 | 0,02 | 0,38 | 0,10 | 8,30              | 250 |
| 3133          | Нет              | 2,01 | 0,29 | 0,18 | 0,03 | 67,14             | 40  |
| 3132          | 0,04             | 1,45 | 0,03 | 0,18 | 0,07 | 70,11             | 23  |
| 3131          | 0,81             | 5,19 | 0,04 | 0,51 | 0,07 | Нет               | 173 |
| 3130          | 1,44             | 4,86 | 0,02 | 0,56 | 0,08 | "                 | 180 |

Примечание: C<sub>орг</sub>, Fe, Mn, Ti, P, CaCO<sub>3</sub> — в %, остальные элементы — в 10<sup>-4</sup>%.

и дает представление о важнейших изменениях в составе глинистых минералов, а также о тех термодинамических параметрах, которые достигались глинами в моменты их максимального погружения в ходе прогрессивного катагенеза. Правая часть графика позволяет представить себе поведение всех изученных компонентов в глинистой части разреза, так как против каждого образца в соответствующем масштабе отложено содержание элемента, а кривая, соединяющая эти точки, показывает увеличение или уменьшение содержаний от пласта к пласту.

На каждой из 15 приведенных диаграмм пунктирной линией показана для сравнения величина кларкового содержания элемента в осадочных породах, заимствованная из работы А.П. Виноградова [1962].

При анализе графиков прежде всего обращают на себя внимание особенности распределения органического углерода и карбонатов.

|     | Cr | Pb  | Cu | Ga  | Ni | Co  | Ge   | Mo      | Zr |
|-----|----|-----|----|-----|----|-----|------|---------|----|
| 70  | 28 | 48  | 18 | 36  | 17 | 1,3 | 3,4  | He обн. |    |
| 55  | 20 | 35  | 13 | 30  | 15 | 1,4 | 1,5  | "       |    |
| 60  | 25 | 41  | 16 | 36  | 17 | 1,4 | 1,5  | "       |    |
| 62  | 26 | 46  | 23 | 36  | 17 | 1,3 | 1,5  | "       |    |
| 60  | 27 | 48  | 19 | 37  | 17 | 1,5 | 1,5  | "       |    |
| 53  | 20 | 42  | 13 | 34  | 12 | 1,2 | 1,7  | "       |    |
| 59  | 18 | 35  | 11 | 31  | 14 | 1,2 | 1,7  | "       |    |
| 70  | 17 | 36  | 15 | 42  | 21 | 1,5 | 1,5  | "       |    |
| 74  | 20 | 30  | 17 | 28  | 11 | 1,4 | 1,5  | "       |    |
| 130 | 10 | 50  | 37 | 50  | 13 | 3,0 | 6,0  | "       |    |
| 75  | 20 | 47  | 13 | 52  | 23 | 1,0 | 1,5  | "       |    |
| 80  | 25 | 46  | 10 | 40  | 12 | 1,1 | 1,8  | "       |    |
| 140 | 25 | 23  | 27 | 51  | 14 | 2,1 | 0,9  | 290     |    |
| 128 | 20 | 18  | 26 | 44  | 13 | 1,6 | 0,5  | 325     |    |
| 140 | 15 | 16  | 23 | 46  | 14 | 1,8 | 0,8  | 263     |    |
| 100 | 28 | 24  | 26 | 20  | 3  | 1,6 | 3,6  | 221     |    |
| 152 | 19 | 18  | 35 | 44  | 15 | 1,6 | 0,9  | 263     |    |
| 162 | 20 | 21  | 27 | 40  | 12 | 2,1 | 1,1  | 346     |    |
| 150 | 24 | 20  | 37 | 42  | 17 | 1,6 | 1,1  | 297     |    |
| 80  | 16 | 60  | 30 | 36  | 13 | 2,0 | 1,8  | 163     |    |
| 105 | 32 | 81  | 31 | 52  | 14 | 2,0 | 2,2  | 138     |    |
| 92  | 11 | 120 | 31 | 35  | 12 | 1,6 | 2,5  | 166     |    |
| 92  | 36 | 155 | 36 | 106 | 50 | 1,8 | 30   | 166     |    |
| 91  | 10 | 42  | 24 | 22  | 11 | 1,7 | 17,8 | 176     |    |
| 115 | 10 | 38  | 26 | 20  | 10 | 1,4 | 5,6  | 195     |    |
| 108 | 30 | 40  | 22 | 52  | 21 | 1,2 | 1,5  | 242     |    |
| 105 | 12 | 81  | 34 | 24  | 16 | 2,6 | 19,0 | 220     |    |
| 88  | 38 | 68  | 24 | 65  | 26 | 1,9 | 6,0  | 180     |    |
| 120 | 11 | 75  | 32 | 14  | 10 | 2,5 | 380  | 206     |    |
| 112 | 16 | 38  | 26 | 40  | 30 | 1,7 | 4,1  | 238     |    |
| 82  | 36 | 155 | 24 | 92  | 14 | 1,9 | 30   | 169     |    |
| 23  | 10 | 20  | 5  | 18  | 10 | 1,0 | 1,5  | 77      |    |
| 16  | 10 | 15  | 5  | 14  | 10 | 1,0 | 1,5  | 66      |    |
| 105 | 35 | 73  | 27 | 44  | 19 | 2,1 | 1,6  | 238     |    |
| 108 | 32 | 56  | 33 | 54  | 21 | 2,5 | 1,7  | 215     |    |

Органический углерод присутствует в изученных глинистых породах разреза р. Сулак в количестве от 0 до 2,17%, что иногда почти в 2 раза превышает его среднее содержание в земной коре; в пересчете на ОВ это означает, что местами в глинах содержится до 4,30% ОВ.

Хорошо видно, что ОВ по вертикали распределено довольно неравномерно; оно отчетливо концентрируется в отложениях меотиса, грозненской свиты сармата, в среднем миоцене (конка, караган, чокрак, тархан), в верхнем майкопе (зурамакентский горизонт, горизонт Рики), а также в хадумских глинах и черных глинах апта и рассеивается в разделяющих их глинистых толщах. В результате в исследуемом разрезе возникают горизонты, существенно обогащенные ОВ.

Чаще всего все эти горизонты слагаются тонкослоистыми разностями глинистых пород, содержащих миллиметровые ритмически повторяющиеся прослойки и линзочки

Т а б л и ц а 4

Состав ОВ в терригенно-карбонатных отложениях р. Сулак

| Место взятия пробы   | Порода                | % на породу                 |       |
|--|-----------------------|-----------------------------|-------|
|  |                       | Нерастворимый в HCl остаток | ОВ    |
| Дагестан, р. Сулак, близ Чирюрта, скв. 14, средний сармат  | Глина                 | 77,81                       | 7,18  |
| Дагестан, р. Сулак, обнажение вблизи водолечебницы Горячие ключи, чокрак                           | "                     | 87,06                       | 18,40 |
| Дагестан, обнажение вблизи с. Верхний Дженгутай, кумская свита, хадум                              | Известняк мергелистый | 16,30                       | 2,76  |
| Северная часть Терско-Сунженского прогиба, площадь Галюгаевская, скв. 1, глубина 4578—4581 м, альб | Аргиллит известковый  | 88,23                       | 2,27  |

ОВ; реже и главным образом в нижней части разреза (зурамакентский горизонт, хадум) встречаются скопления ОВ, заполняющие мелкие трещинки и поры (см. рис. 5). Пониженное содержание ОВ в глинах обычно совпадает с появлением его мелких сгустков.

Состав рассеянного ОВ, заключенного в глинах, аргиллитах и карбонатных породах разреза р. Сулак, был детально изучен В.А. Успенским с соавторами [1958] (табл. 4). Очевидно, что во всех частях разреза определяющую роль играет остаточное ОВ, тогда как на долю битумоида А и гуминовых кислот падает лишь 2—8% общей массы ОВ.

Микроскопическое исследование показывает, что остаточное ОВ глин представлено двумя типами: сапропелевым (чистым коллоальгинитом) и смешанным (гумусово-сапропелевым). При этом в майкопских и чокракско-караганских отложениях преобладает сапропелевый материал, который выглядит в прозрачных шлифах как бесструктурное однородное вещество с зернистой поверхностью желтого цвета с коричневатым оттенком в проходящем свете и серым — в отраженном. В соответствии с классификацией Неручева [Неручев и др., 1976], оно, по-видимому, принадлежит к группе сапропелагиопланктонитов и образовалось главным образом за счет массовой гибели фито- и зоопланктона, очень широко развитого в мезозойско-кайнозойских морях Юга СССР. С этой точки зрения находит свое объяснение и ритмичное повторение слоев ОВ в глинах: оно отражает сезонные циклы развития и гибели планктона.

В целом РОВ в глинах исследуемого нами разреза сконцентрировано в интервале от верхнего майкопа и до кровли карагана; вверх и вниз от этой средней части разреза содержание ОВ быстро убывает, хотя здесь иногда встречаются горизонты, резко обогащенные органикой.

К а р б о н а т н ы й м а т е р и а л в глинах исследуемого разреза представлен главным образом рассеянным детритом; эти обломки пелеципод, гастропод, птеропод и других организмов иногда обладают хорошей сохранностью, а иногда оказываются тонко измельченными и практически неопределимыми. Обычно они слагаются несколькими карбонатными минералами, но, поскольку по принятой нами методике в породах фиксировалось только суммарное содержание  $\text{CO}_2$ , оно полностью было пересчитано на  $\text{CaCO}_3$ . Таким образом, величина  $\text{CaCO}_3$  (см. рис. 24) отражает общее поведение минералогически различных форм и является условной величиной. Из рисунка видно, что местами количество карбонатов достигает 10—15%, причем рассеянный в глинах материал преимущественно развит в верхней части колонки, особенно сильно

| Групповой состав, %            |                      |                  | Элементный состав, % |      |      |      |       |
|--------------------------------|----------------------|------------------|----------------------|------|------|------|-------|
| Битумоид А<br>(хлоро-<br>филл) | Гуминовые<br>кислоты | Остаточное<br>ОВ | С                    | Н    | N    | S    | O     |
| 2,1                            | 0,6                  | 97,3             | 72,34                | 8,78 | 2,30 | 6,96 | 9,62  |
| 0,7                            | 7,2                  | 92,1             | 72,28                | 4,69 | 2,31 | 2,59 | 18,13 |
| 2,5                            | 97,5                 |                  | 76,69                | 7,87 | 2,05 | 4,33 | 9,06  |
| 6,6                            | 0,0                  | 93,4             | 80,79                | 5,39 | 0,96 | 1,83 | 11,03 |

обогащая глинистые отложения сармата, меотиса и акчагыла; ниже по разрезу рассеянные в глинах карбонаты уже полностью отсутствуют. Это обстоятельство требует специального истолкования.

Отсутствие в глинах майкопских отложений р. Сулак рассеянного карбоната плохо увязывается со сравнительно широким развитием сидеритовых конкреций и линз. Последние встречены в нижнем глинистом и в муцидакальском горизонтах, где они чаще всего имеют лепешковидную форму, сравнительно небольшие размеры и слагаются известковыми мергелями серого цвета. Кроме того, они часто встречаются в горизонте Рики, где известны большие септариевые стяжения (5 × 0,9 м), сложенные кальцитом. Особенно широкое развитие лепешковидные концентрации, образованные сидеритом и сидероплезитом, а также линзовидные прослои сидеритового мергеля получают в самой верхней части майкопа, в зурамакентском горизонте.

Наличие конкреций в глинах майкопа позволяет предполагать, что в стадию седиментогенеза рассеянный карбонат несомненно присутствовал в исходных глинистых илах древнего палеоводоёма; он был, по-видимому, удален из них позднее, в результате диагенетических или катагенетических процессов. Такое предположение совпадает с данными К.А. Прокопова [1937], который в более западных разрезах Алкун-Ассинского района детально описал в средней части толщи майкопа темно-серые карбонатные глины.

Между тем диагенетическое конкрециеобразование вряд ли могло привести к полной мобилизации всего рассеянного карбоната и повсеместно обеспечить формирование бескарбонатных глин. Абсолютная масса карбонатов, участвующих в формировании конкреций, даже при очень высоком содержании ОВ в чокракско-караганских глинах редко превышает 10–15% всей массы рассеянного карбонатного вещества [Холодов, Недумов, 1981].

Нуждается также в объяснении еще одна особенность исследуемых отложений: как было показано еще Н.С. Шатским [1929] и В.Е. Руженцевым [1932], почти все песчаники, залегающие среди бескарбонатных глин майкопа, сцементированы карбонатным цементом.

Автору представляется, что потеря глинами рассеянных карбонатов, частично начавшаяся вместе с процессами диагенетического конкрециеобразования, особенно интенсивно продолжалась позднее, на стадии катагенеза вместе с дегидратацией глин; формирование оптически ориентированных текстур и высвобождение воды сопро-

вождались растворением рассеянных карбонатов и частичным их переосаждением в песчаниках.

Физико-химическая сторона этих явлений (декарбонатизация глин) будет рассмотрена ниже. Здесь же следует подчеркнуть, что процессы катагенетического растворения в меньшей степени затронули более устойчивые пласты, линзы и конкреции карбонатов, сформированные на предшествующих стадиях седиментогенеза и диагенеза. Верхнемеловая толща известняков и мергелей, а также карбонатные пачки фораминиферовой свиты довольно четко фиксируются кривой распределения  $\text{CaCO}_3$  (см. рис. 24), хотя внимательный осмотр этих образований очень часто позволяет обнаружить следы местного растворения карбонатов под давлением в виде сутур, стилолитовых швов и вторичной перекристаллизации цемента.

Сопоставляя между собой поведение  $\text{C}_{\text{орг}}$  и  $\text{CaCO}_3$  в глинистых толщах р. Сулак, нельзя не обратить внимания на то обстоятельство, что между их накоплениями в верхней части разреза существуют обратные соотношения; увеличение содержаний карбонатов почти всегда сопровождается падением количества  $\text{C}_{\text{орг}}$  и наоборот. Повидимому, такой антагонизм в распределении этих двух компонентов имеет седиментационное происхождение и возникает вследствие различий в условиях захоронения. Грубый карбонатный раковинный детрит накапливается чаще всего в гидродинамически подвижной среде, тогда как тонкие органики концентрируются в относительно спокойной обстановке затишных участков дна; для среднемиоценовых отложений Восточного Предкавказья те же зависимости хорошо прослеживаются на литолого-фациальном профиле [Холодов, Недумов, 1981].

Малые и редкие элементы в изученном разрезе распределяются довольно прихотливо (см. рис. 24). В глинистых толщах постоянно накапливаются по отношению к кларку V, Pb, Fe, очень часто концентрируются Mo и Mn, однако повсеместно отмечается дефицит Cr, Ga и Ge. При этом самые высокие кларки концентрации установлены для Mo (125), Mn (10) и Fe (3).

Важная закономерность, обращающая на себя внимание при анализе рис. 24, заключается в том, что все крупные концентрации химических элементов в разрезе обычно оказываются приуроченными к нижней его части, охватывающей стратиграфический интервал примерно от подошвы сармата и вплоть до подошвы апта. Здесь весьма обычны чередования резких максимумов и минимумов, в расположении которых, впрочем, иногда можно уловить определенные закономерности. В отличие от них в верхней части, включающей сармат, меотис, акчагыл и апшерон, значительные скопления рассматриваемых элементов отсутствуют, о чем однозначно свидетельствуют весьма пологие и спокойные кривые распределения. Более того, в целом создается впечатление, что по крайней мере для таких элементов, как Cu, Ni, Co, Pb, Mo, а также Mn и P средние содержания в крупных стратиграфических подразделениях уменьшаются в разрезе снизу вверх.

Было бы чрезвычайно заманчиво связать такое поведение элементов с вторичными процессами декарбонатизации, однако пересчеты на бескарбонатное вещество, выполненные по данным табл. 3, свидетельствуют о крайне слабом влиянии выноса рассеянных карбонатов на содержание и распределение прочих компонентов в глинах. Кроме того, далеко не все химические элементы обнаруживают количественную зависимость от положения в разрезе; V, Cr, Ga, Ti и, возможно, Zr оказываются обычно довольно равномерно распределенными в исследуемых осадочных толщах мезозоя и кайнозоя. Между тем при разбавлении элементов-примесей карбонатами уменьшение содержания не должно происходить избирательно; в этом случае поведение всех элементов в разрезе должно быть сходным.

Еще более сложными выглядят взаимоотношения карбонатов с Mn и P. Концентрации этих двух элементов (см. рис. 24) часто совпадают с повышением содержаний рассеянного карбонатного вещества в глинах или даже с формированием собственных горизонтов известняков и мергелей. Здесь вообще говорить о каком-либо разбавлении элементов карбонатным материалом не приходится.

Все это заставляет прийти к выводу, что постепенное уменьшение содержаний элементов-халькофилов, Mn и P в сулакском разрезе снизу вверх обусловлено главным образом первичными, седиментационными причинами. Как было показано выше (см. главу I), общее уменьшение концентраций рудных химических элементов во времени хорошо увязывается с эволюцией преобладающих ландшафтов на водосборах; постепенное исчезновение лесов и болот на платформенных равнинах, а возможно, и в пределах Кавказского острова, вероятно, приводило к непрерывному сокращению во времени подачи наиболее растворимых в поверхностных водах элементов-халькофилов.

Несколько неясно, полностью ли поведение элементов-примесей (см. рис. 24) унаследовано от стадий седиментации и диагенеза и всегда ли наблюдаются здесь особенности распределения, свойственные древним палеоводоемам? Думается, что контрастное поведение некоторых элементов в нижней части сулакского разреза может быть отчасти связано с диагенетическими, но главным образом — с катагенетическими преобразованиями глин.

По степени дифференцированности кривых в нижней части Сулакского разреза выделяются две группы химических элементов. К первой группе принадлежат V, Cr, Ga, Ti, Zr; эти элементы повсеместно ведут себя сравнительно индифферентно, кривые их поведения пологие и в нижней части разреза меняются не очень значительно по сравнению с верхней. Резко отличается от них поведение элементов второй группы: Cu, Ni, Co, Pb, Fe, Mn, P и Ge; пологие ровные кривые в верхнетретичных глинах резко изменяются на изломанные зубчатые — в меловых и нижнетретичных отложениях.

В ряде предыдущих работ, посвященных геохимии среднемиоценовых отложений Восточного Предкавказья, на основе применения метода абсолютных масс и геохимического изучения различных гранулометрических фракций пород автором было показано, что в чокракско-караганских морях также имеются две группы химических элементов [Холодов и др., 1979; Холодов, Недумов, 1979, 1981]. Первая группа объединяет элементы-гидролизаты V, Cr, Ti, Ga, Zn, Fe. Это группа слабых и пассивных мигрантов, закономерности распределения которых в палеоводоемах определялись поведением грубых взвесей. Распространение Co, Pb, Cu, Mo, Ge и, возможно, Ni в палеоморях определялось пространственной связью с тонкими глинистыми фракциями. Скорее всего, главной формой их миграции в среднемиоценовых реках были истинные растворы, из которых в области смешения речных и морских вод формировались тонковзвешенные частицы [Страхов, 1954].

Элементы первой группы благодаря устойчивости своих минералов-носителей практически не принимали участия в постседиментационных процессах диагенеза, полностью наследуя закономерности распределения от стадии седиментогенеза. В отличие от них элементы-халькофилы уже в стадию диагенеза существенно меняли свои первичные формы нахождения, входили в состав сульфидных конкреций, линз, прожилков и просечек и при гранулометрическом анализе пород ассоциировали не только с тонкими, но и с грубыми фракциями. По-видимому, формирование сульфидных скоплений сопровождалось значительным пространственным перераспределением элементов-халькофилов Cu, Ni, Co, Pb, Mo, Ge и др.

Поведение элементов-халькофилов по отношению к горизонтам глин, резко обогащенным органикой, в сулакском разрезе меняется сверху вниз. Если в сарматских отложениях грозненской свиты обнаруживаются повышенные количества лишь Ga и Mo, в караганских толщах концентрируются только Mo, то в отложениях горизонта Рики вместе с ОВ усиленно накапливаются Cu, Ni (см. рис. 24), Co, Mo, а в хадумских битуминозных глинах — Cu, Ni и Mo. Как было показано ранее [Холодов, Недумов, 1981, 1982], обогащение горизонтов "черных сланцев" или сапропланктонитов малыми и редкими элементами обычно происходит не за счет собственно планктонной жизнедеятельности в палеоводоеме, а главным образом на стадиях диагенеза и катагенеза, в результате трансформации ОВ и извлечения легкорастворимых халькофилов из водных растворов, а также за счет потери части ОВ и карбонатов и относительного накопления прочих элементов-примесей.

Не исключено также, что в нижней части сулакского разреза элементы халькофильной группы непосредственно участвовали в катагенетических преобразованиях, которые усиливались с глубиной и создавали чрезвычайную неравномерность в распределении элементов среди разных типов глин. Этому могло способствовать формирование газодонных флюидов и эмиграция нефтяных УВ.

В целом пространственные взаимоотношения зоны максимальных концентраций Fe, Mn, Pb, Co, Ni и Cu области развития кластических даек и горизонтов с включениями, зоны повышенного содержания ОВ и рассеянных в глинах карбонатов можно представить себе, сопоставив между собой рис. 24 и 25.

На рис. 25 (вкл.) видно, что глины нижней части изученного разреза, от древнейшей половины зурамакентского горизонта и вплоть до нижнемеловых отложений, погружавшиеся на палеоглубину 3,7–5,3 км, существенно преобразованы процессами катагенетической гидрослюдизации. Для глин этого интервала типичны высокая упорядоченность смешаннослойных компонентов, хорошая оптическая ориентировка под микроскопом, слабая размокаемость в воде, частое присутствие тонких слоев пирита, повышенные содержания Mo, Cu, Ni и Co и пониженные содержания ОВ.

Катагенетическая природа этих особенностей была доказана в предыдущем разделе; она подтверждается многочисленными работами [Грим, 1956; Burst, 1959, 1969; Powers, 1967; Moort, 1971; Муравьев, Сахаров, 1971]. Перечисленные изменения принято связывать с воздействием температуры, превышающей 170–200°С, и давления свыше 825 атм.

С границей гидрослюдизации четко увязывается распространение РОВ; оно на диаграмме рис. 25 приведено в средних удельных абсолютных массах. Слева построена диаграмма удельных абсолютных масс  $S_{орг}$ , рассчитанных по данным автора, справа — по данным А.Д. Архангельского [1927]. Отметим, что анализы А.Д. Архангельского характеризовали не только разрез р. Сулак, но и разрез р. Акташ, что, конечно же, затрудняет прямое сопоставление цифр. Кроме того, цифры А.Д. Архангельского были не совсем точны и давали завышенные содержания  $S_{орг}$ , о чем уже писал Н.Б. Васоевич [1958]: Несмотря на все это, как явствует из сопоставления колонок, общая тенденция распространения РОВ в разрезе в обоих случаях совпадает.

Расчет удельных абсолютных масс производился с учетом плотности глин, определенной методом парафинирования. Еще А.Д. Архангельский [1927] показал, что плотность разновозрастных глин в разрезе р. Сулак колеблется от 2,23 до 2,39 г/см<sup>3</sup>, в среднем составляя 2,30 г/см<sup>3</sup>; нами эти величины плотностей были получены при анализе 40 различных образцов глин. Зная среднее содержание  $S_{орг}$  в определенном стратиграфическом интервале и умножив его на среднюю плотность глин, можно легко вычислить удельную абсолютную массу элемента в граммах в 1 см<sup>3</sup> или килограммах в 1 м<sup>3</sup>.

Цифры на диаграмме характеризуют количество органического углерода в 1 м<sup>3</sup> глины в разных частях разреза. Для перевода этих количеств в ОВ нужно их умножить на коэффициент 1,3 [Успенский, 1970].

Очевидно, что и по данным А.Д. Архангельского и по нашим данным получается, что невысокие количества  $S_{орг}$  в верхнем сармате, меотисе и плиоцене, едва достигающие 9,2 кг/м<sup>3</sup>, в нижнем сармате и среднем миоцене резко возрастают, повышаясь до 20–23 кг/м<sup>3</sup>, а еще ниже, в олигоцене, снова падают до 0,9–5,5 кг/м<sup>3</sup>.

Это последнее уменьшение содержаний РОВ примерно совпадает с развитием катагенетической гидрослюдизации. Характерно, что именно в этой части разреза широким распространением пользуются мелкие трещинки, заполненные битумоидами, вторичная пропитка глин и другие следы перемещения ОВ. Очевидно, что здесь в глинах можно наблюдать те следы эмиграции микронепти, о которых писали Н.В. Васоевич, А.Я. Архипов и др. [1970] и В.А. Успенский [1970], разрабатывая представление о ГФН и первичной миграции УВ.

По всей вероятности, зона ГФН, ограниченная палеоглубинами от 2 до 4 км (а также температурами от 100 до 200°С и давлениями 400–1000 атм), генетически связана с двумя процессами: усилением катагенетического преобразования ОВ, заключенного

в глинах, в процессе их погружения в новые термобарические области и гидрослюдизацией монтмориллонитовых компонентов, вызывающей уплотнение новообразованных глин и дегидратацию межслоевой воды на глубинах 3,7–4 км.

Вертикальная зона распространения даек и горизонтов с включениями также тяготеет к границе гидрослюдизации (см. рис. 25). Для этих текстур песчаного диапризма, как это было показано выше, характерна пространственная связь с песчано-глинистыми толщами майкопа и чокрака (см. рис. 25). При этом песчаные дайки и отдельные изолированные глыбы песчаников местами содержат пятна битумоидов или оказываются буквально пропитанными нефтью и окрашенными в бурый тона. В некоторых случаях поступление битумоидов в эти разрозненные фрагменты пластов невозможно объяснить ничем другим, как непосредственным выжиманием флюидов из вмещающих глинистых отложений.

Пространственная связь явлений песчаного диапризма с катагенетическим преобразованием глинистого материала понятна, поскольку переход монтмориллонита в гидрослюду [Burst, 1959, 1969; Powers, 1967] обычно сопровождается удалением воды, объем которой составляет 10–15% общего объема уплотняющегося осадка. Этот второй этап дегидратации имеет место тогда, когда уже полностью завершилось диагенетическое обезвоживание, его главной движущей силой являются процессы катагенетического превращения глинистых минералов. Отсюда логичным кажется предположение, что вода, высвободившаяся при структурной перестройке глин, под большим давлением перемещалась из глин в песчаники, что приводило к их разрушению и деформациям на отдельных участках.

В данном случае не вызывает сомнения общность в поведении вод, высвобождающихся при структурной перестройке глин и битумоидов, захватываемых этой водой и в конечном счете наряду с газовой фазой ( $H_2S$ ,  $CO_2$ ) также принимающих непосредственное участие в формировании палеоплывунов и песчаных даек.

По всей вероятности, зона, лежащая выше границы гидрослюдизации, в отличие от нижележащих глинистых толщ была ареной непрерывного поступления из глубин нефтегазовых флюидов; местами они не только эмигрировали в песчаные пласты-коллекторы, но и под огромным давлением продавливались сквозь глинистые крышки. Возможно, что именно с этой фазой процесса связано перераспределение рудных химических элементов группы железа. Тот факт, что в цементе кластических даек широким распространением пользуются новообразованные пирит и сидерит, подтверждает возможность такого катагенетического явления.

Поскольку состав газоводных флюидов, формирующихся в процессе дегидратации глин в условиях повышенных температур и давлений зоны катагенеза, в значительной степени определяется также растворением рассеянных в глинах карбонатов, было бы крайне интересно оценить их поведение в изученном разрезе.

На рис. 25 сделана попытка, используя данные табл. 3 и плотности кайнозойских глин, рассчитать распределение рассеянных карбонатов в абсолютных массах. Оказалось, что максимальные содержания  $CaCO_3$  в глинах достигают  $376 \text{ кг/м}^3$ , причем их абсолютные количества особенно велики в верхней части разреза. Особенно обогащены рассеянным, преимущественно раковинным карбонатом глинистые толщи сармата, меотиса и акчагыла; в глинах нижележащих отложений среднего миоцена и олигоцена содержание  $CaCO_3$  быстро уменьшается до  $50 \text{ кг/м}^3$  и менее. Нижняя граница, разделяющая карбонатные, а также слабокарбонатные и бескарбонатные глины, располагается в пределах палеоглубины 2–2,5 км, что соответствует давлениям 420–500 атм и температурам 100–120°C.

Уменьшение количества рассеянных карбонатов в третичных глинах пространственно совпадает с увеличением битумоидного ОВ. Поэтому можно предположить, что оба этих процесса вызваны общими причинами, а именно существенным увеличением давления и температуры при погружении глинистых толщ в глубь стратисферы. Примерно на том же рубеже существенно изменяется характер распределения Fe, Mn, Pb, Cu, Ni, Co и Mo (см. рис. 24).

## МЕХАНИЗМ КАТАГЕНЕТИЧЕСКИХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ В ПЕСЧАНО-ГЛИНИСТЫХ ТОЛЩАХ ЭЛИЗИОННЫХ БАССЕЙНОВ

В предыдущей главе были частично рассмотрены те процессы, которые реализуются в песчано-глинистых толщах прогибающихся участков земной коры. Поскольку генератором газоводных растворов в элизионных бассейнах являются глинистые отложения, большой интерес представляют те преобразования, которые охватывают глины при погружении в области повышенных температур и давлений.

### ДЕГИДРАТАЦИЯ ГЛИН И ЯВЛЕНИЯ, ЕЮ ОБУСЛОВЛЕННЫЕ

Известно, что глинистые минералы морских палеоводоемов, захороняясь на дне и вступая в стадию диагенеза, консервируют огромное количество воды; под давлением перекрывающих осадков рыхлые глинистые осадки довольно быстро уплотняются и отдают захваченную ими воду обратно. Различные примеры быстрого диагенетического уплотнения глинистых илов и их обезвоживания в стадии диагенеза приводятся в работах Н.М. Страхова [1953], В. Энгельгарда [1964], Г. Мюллера [1971] и других авторов; они показали, что на глубине 2–3 м от поверхности осадка пористость илов сокращается до 70–75%, а на глубине 8–10 м она даже достигает 30–40%.

Дальнейшая катагенетическая судьба глин была в общем виде прослежена в трудах Н.Б. Вассоевича [1955], Уэллера [1961] и других авторов; было установлено, что в эпиконтинентальных и краевых морях на глубине 1000 м пористость глин сокращается до 23–30%, на глубине 2000 м она колеблется от 8 до 18%, а при погружении на 3000 м она падает до 1,8–9%.

Э.А. Прозорович [1961] связал уплотнение майкопских глин в районах Предкавказья с глубиной их залегания. Он определил, что на глубинах 400–500 м пористость равна 33%, что соответствует плотности 1,87, тогда как в интервале 3200–3300 м пористость уменьшается до 10% при плотности 2,50. Эти данные означают, что в ходе последующего катагенетического погружения поровая вода глин хотя и не такими темпами, как в диагенезе, но все еще способна выдавливаться из глин в песчаники-коллекторы.

В последние годы, однако, стало очевидным, что судьба отжимающейся из глин воды теснейшим образом связана не только с процессами простого уплотнения глинистых илов, но и с трансформацией глинистых минералов, происходящей в зоне повышенных температур и давлений, на значительной глубине.

Впервые Уивер [Weaver, 1959], опираясь на изучение разнообразных осадочных толщ территории США, подметил, что на больших глубинах монтмориллонит сначала сменяется смешаннослойными минералами группы иллит-монтмориллонит, а затем постепенно исчезает. Однако этот исследователь еще сомневался в возможности перехода одного минерала в другой. Затем Пауэрс [Powers, 1959] и Берст [Burst, 1959], изучавшие глинистые минералы формации Вилкоккс (зоцен) в районах залива Голф и побережья Мексиканского залива (США), твердо установили постепенное замещение монтмориллонита иллитом с глубиной; оказалось, что в глинах, погружавшихся на 4200 м и более, монтмориллонит полностью утрачивает способность к разбуханию и превращается в гидрослюду. В дальнейшем А.Г. Коссовская [1960], де Сегонзак [Segonzac, 1964, 1970], Маффле и Уайт [Muffler, White, 1969], ван Мурт [Moort, 1971], Перри и Хауер [Perry, Hower, 1972], а также В.А. Дриц и В.И. Копорулин [1973], А.Я. Архипов, М.М. Файер [1974], М.Б. Хеиров [1979] и другие исследователи на большом и разнообразном материале подтвердили реальность процесса катагенетической гидрослюдизации.

Существование столь глубоких трансформаций глинистых минералов должно было повлечь за собой представление об интенсивном высвобождении воды на глубине; ведь, как справедливо отмечали И.И. Нестеров [1965], а позднее А.М. Блох [1968], замещение монтмориллонита с его разбухающей решеткой плотной гидрослюдой сопровожда-

ется одновременно и уменьшением содержания межслоевой и гидроксильной воды с 24 до 3—15%.

Наиболее полно теория дегидратации глин в условиях прогрессивного катагенеза была разработана Пауэрсом [Powers, 1967]. Основные положения ее относились к объяснению генезиса нефтяных месторождений, возникающих путем удаления УВ из нефтематеринских свит.

По Пауэрсу, имеются два типа катагенетического уплотнения глинистых минералов (рис. 26). Первый тип охватывает монтмориллонитсодержащие глинистые толщи. В них постепенное захоронение под пластами поздние отложившихся осадков вначале вызывает потерю свободной воды (первая стадия дегидратации). В результате рыхлый и обводненный глинистый ил превращается в плотную глину. В ней значительное количество воды оказывается все же включено в кристаллическую решетку монтмориллонита и до глубин 1800—2000 м сохраняется в таком виде, несмотря на общее прогибание бассейна и непрерывное продвижение пластов глин в область все больших температур и давлений.

Затем начавшиеся и все время постепенно усиливающиеся с глубиной минеральные превращения, и главным образом возникновение иллита, за счет разбухающих компонентов приводят к высвобождению новой порции свободной воды (вторая стадия дегидратации). Ее количество в глинистых породах возрастает примерно пропорционально объему монтмориллонита, испытанного процесс структурной перестройки. Как только вся масса монтмориллонита окажется гидрослюдизирована, процесс дегидратации быстро прекращается. Таким образом, по Пауэрсу, уровень неустойчивости монтмориллонита на континенте лимитирует высвобождение воды из глин, причем он располагается на глубине до 2700 м.

Развитие процессов гидрослюдизации и дегидратации Пауэрс представлял себе так (рис. 27). Первая стадия (а) характеризуется тем, что вся вода заключена между пакетами монтмориллонита, в массе которого, однако, намечаются более крупные блоки (1—4). На второй стадии (б) осуществляется превращение монтмориллонита в иллит и разделение твердой и жидкой фаз. В результате разуплотнения блоков формируются область повышенной пористости и проницаемости. Наконец, в третью стадию (в) осуществляется общее сжатие, сокращение объема глин и выдавливание воды; эти явления происходят на глубинах от 2700 до 3000 м. Благодаря такому своеобразному механизму, напоминающему работу компрессора, в зоне повышенной пористости создаются довольно высокие гидростатические давления, нередко происходят микроразрывы и формируются трещинки. Жидкие УВ, содержащиеся в глинах, захватываются водой и могут быть вынесены ею за пределы глинистых толщ, в коллекторы.

Принципиально иначе осуществляется дегидратация в районах, где глинистые толщи слагаются иллитом и каолинитом (см. рис. 26). Здесь, по мнению Пауэрса, процесс ограничивается осуществлением диагенетического уплотнения (первая стадия дегидратации), но в связи с отсутствием минеральных преобразований в толщах глин вторая стадия дегидратации обычно не реализуется. Поэтому в глинистых отложениях иллит-каолинитового состава часто сохраняются пласты, содержащие повышенные количества нефтяных УВ (нефтяные сланцы).

Очевидно, что Пауэрс главной движущей силой процесса обезвоживания глин в стадии катагенеза считал их минеральные преобразования. А недавняя попытка А.М. Блоха [1977] распространить обезвоживание второй стадии на все глинистые толщи, даже не испытавшие вторичной гидрослюдизации и не содержащие монтмориллонит, нуждается, по моему мнению, в более серьезном экспериментальном и геологическом обосновании.

Несколько иначе истолкованы явления катагенетической дегидратации глин в работе Берста [Burst, 1969]. В отличие от Пауэрса Берст в своих построениях большее внимание уделил формам нахождения воды в глинах (рис. 28). Как видно, автор выделяет пять разновидностей воды, заключенной в глинистых илах и породах (рис. 28, Г). Среди них поровая и межслоевая воды принадлежат к группе относительно подвиж-



р и с. 27. Различные стадии сжатия глин по Пауэрсу [Powers, 1967]

Стадии: *а* – эффективная пористость и проницаемость отсутствуют, практически вся вода находится в связанной форме; *б* – часть связанной воды становится свободной, соответственно возрастает эффективная пористость и проницаемость; *в* – свободная вода удаляется, эффективная пористость, проницаемость и первичный объем глин сокращаются

1 – чешуйки гидрослюды; 2 – пакеты монтмориillonита; 3 – смешаннослойные глинистые минералы; 4 – границы отдельных блоков породы; 5 – номера блоков породы

сом [Powers, 1967], большее значение придается фактору давления, тогда как модель Берста [Burst, 1969] опирается преимущественно на трансформацию глинистых минералов, вызванную повышением температуры.

Сравнение кривых дегидратации, построенных этими двумя исследователями (см. рис. 28, *а–в*), показывает, что они отличаются одна от другой только незначительными деталями. Думается, что правомерны обе модели, причем модель Пауэрса больше всего

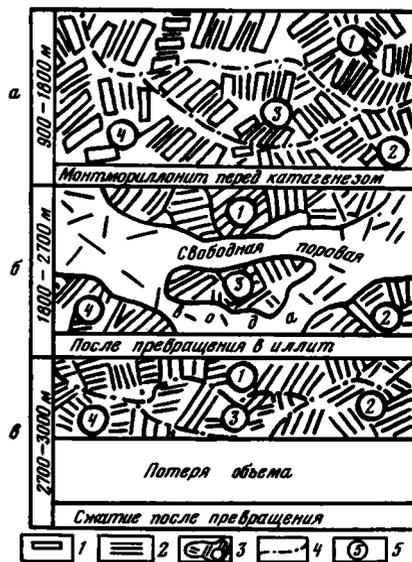
подходит к случаям с нормальными градиентами давлений и температур, когда гидрослюдизация осуществляется на больших глубинах; в отличие от нее модель Берста лучше соответствует регионам с повышенным геотермическим градиентом и приближенной к дневной поверхности границе начала формирования иллитов. Таким образом, катагенетические преобразования глин, происходившие в Восточном Предкавказье, более созвучны с процессами дегидратации, изученными Пауэрсом [Powers, 1967].

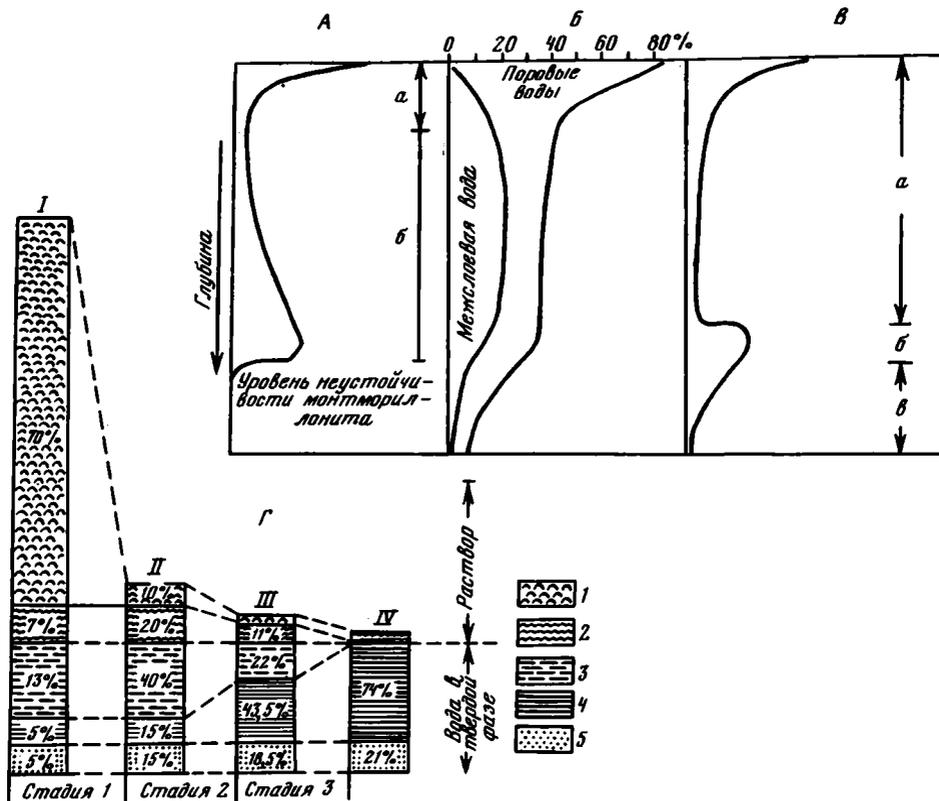
Изложенные выше теоретические представления о развитии процессов дегидратации по мере погружения глинистых толщ на большие глубины позволяют количественно оценить объем выделенных ими вод, который во всех случаях должен быть адекватен содержанию преобразованного монтмориillonита.

Как было установлено ранее, 1 т глины среднемиоценового возраста содержит 30% каолинита, 40% гидрослюды и 30% монтмориillonита. Среднее содержание гигроскопической ( $H_2O^-$ ), связанной ( $H_2O^+$ ) и суммарной воды в различных минералах глин можно рассчитать по данным полных силикатных анализов минералов, опубликованных в работе Дира с соавторами [1966] (табл. 5). В 1 т среднемиоценовой глины теоретически должно содержаться 139 кг гигроскопической и связанной воды. Однако в 1 т верхнемайкопской глины, в которой завершена гидрослюдизация и произошла дегидратация второй стадии, будет содержаться 15% хлорита, 75% гидрослюды и 10% монтмориillonита; это соответствует 91 кг суммарной воды.

Следовательно, 1 т гидрослюдизирующей породы в рассматриваемом случае способна дать 48 кг свободной отжавшейся воды.

На первый взгляд это немного, но следует учесть также и динамику катагенетических преобразований; она, кстати говоря, не совсем отчетливо была показана в модели Пауэрса. По мере прогибания бассейна пласты, слагающие толщу глин, медленно погружаются сверху вниз, тогда как граница начала процессов гидрослюдизации, отвечающая определенным термобарическим показателям (в нашем случае  $T = 170^\circ C$  и  $P = 820$  атм), остается примерно на одной отметке. Вследствие этого гидрослюдизации подвергается вначале подошва глинистой толщи, затем ее середина и кровля; глинистые отложения как бы проходят сквозь зону гидрослюдизации. Это означает, что у поверхности, ограничивающей зону сверху, будет непрерывно накапливаться свободная вода, количество которой должно возрастать пропорционально мощности глин, погружившихся





Р и с. 28. Развитие процессов дегидратации в глинах

Вверху — теоретические кривые дегидратации: *A, B* — кривые отжимания воды: *A* — по Пауэрс [Powers, 1969], *B* — по Берсту [Burst, 1969]; *B* — содержание форм воды в глинах [Burst, 1969]. Стадии дегидратации: *a* — первая, *б* — вторая, *в* — третья

Внизу — соотношение форм воды в ходе катагенеза и дегидратации [Burst, 1969]: *I* — диagenез, *d* (плотность глины) = 1,32; *II-IV* — после стадий дегидратации: *II* — после первой, *d* = 1,96, *III* — после второй, *d* = 2,28, *IV* — после третьей, *d* = 2,57. Формы нахождения воды: 1 — поровая; 2 — межслоевая; 3-5 — прочносвязанные: 3 — разбухающими компонентами, 4 — неразбухающими компонентами, 5 — неглинистыми примесями

ся в зону. Это также означает, что у границы зоны гидрослюдизации объем свободной воды, а также мощность полосы разуплотнения пород и величина гидростатического давления будут все время расти до тех пор, пока флюид не окажется выдавлен в перекрывающий глину пласт-коллектор.

Поэтому при оценке суммарного эффекта дегидратации нужно учесть еще и мощность майкопских глинистых пород, прошедших ранее через описанные преобразования и отдавших свою межслоевую и прочно связанную с монтмориллонитом воду в глины зурамакентского горизонта и низов чокрака. Так как мощность этой толщи достигает 1000 м, а объемный вес равен  $2,25 \text{ г/см}^3$ , то абсолютная масса соответствующего столба породы с основанием  $1 \text{ м}^2$  составит 2250 т. Следовательно, майкопская глина могла выделить уже 108 т воды.

Поскольку вся эта вода была в свое время, по-видимому, выдавлена в горизонт песчаников нижнего чокрака ( $\Sigma_{10}$ ), можно подсчитать, сколько воды понадобится для того, чтобы полностью заполнить поры в столбе песчаника мощностью 20 м и основанием  $1 \text{ м}^2$  при величине пористости 20%: для этого нужно 4 т воды, что в 27 раз меньше полученной нами выше цифры.

Так как реально-песчаные горизонты, погружающиеся в зону катагенеза на элизион-

Таблица 5

Распределение воды в минералах глин, %

| Минерал             | Количество анализов | $H_2O^-$ | $H_2O^+$ | Всего |
|---------------------|---------------------|----------|----------|-------|
| Хлорит              | 16                  | 0,23     | 11,58    | 11,81 |
| Каолинит            | 7                   | 1,21     | 13,80    | 15,01 |
| Гидрослюда (ил-лит) | 4                   | 0,50     | 6,49     | 6,99  |
| Монтмориллонит      | 4                   | 13,42    | 8,63     | 22,05 |

ном этапе развития бассейна, обычно оказываются заполнены седиментационными и седиментационно-диагенетическими водами, ясно, что поступление в них новых порций катагенетически выжатых вод должно создавать АВПД и вызывать к жизни перераспределение флюида в пласте; происходит отток в одном месте и приток его в другом. В тех же случаях, когда на отдельных участках песчаного пласта гидростатическое давление раствора резко превысит геостатическое давление вышележащих отложений, в нем начнется разжижение песка и формирование описанных выше текстур песчаного диапризма — кластических даек и горизонтов с включениями.

Общее количество дегидратационной воды, выделившейся в пределах Восточно-Предкавказского ОПБ, количественно оценить необычайно трудно; для этого необходимо четко представить себе те площади, на которых майкопские глины оказались полностью, на всю мощность, погруженными в зону дегидратации.

Основой для таких подсчетов могут служить следующие оценки: если столб майкопской глины площадью  $1 \text{ м}^2$  и высотой 1000 м выделяет 108 т дегидратационной воды, то  $1 \text{ км}^2$  с той же мощностью дает  $108 \cdot 10^6$  т. Если теперь, учитывая палеорекострукции, изложенные в предыдущих главах, оценить суммарную площадь полностью измененных гидрослюдизацией майкопских глин, то только в современных наиболее погруженных частях Чечено-Грозненской и Терско-Кумской впадин она будет равна  $3018 \text{ км}^2$ ; эту величину можно утроить, поскольку недавнее разрастание Дагестанского клина вывело из зоны гидрослюдизации очень большие площади майкопских отложений.

Тогда количество вод, выделенных только на второй стадии дегидратации, достигает величины  $1 \cdot 10^{12}$  т. Учитывая, что современное Каспийское море содержит  $75 \cdot 10^{12}$  т воды, в целом дегидратацию можно оценить как крупное гидрогеологическое явление, активно влияющее на всю гидрогеологическую жизнь бассейна.

Теоретически размеры зоны обводнения, соответствующей второй стадии дегидратации, в любом разрезе весьма непостоянны и меняются в зависимости от ряда факторов. На ней сказываются: 1) мощность глин, уже подвергшихся гидрослюдизации; 2) минералогический состав исходного материала; 3) пористость и трещиноватость вышележащих глинистых толщ, еще не подвергшихся дегидратации; 4) частота встречаемости хорошо проницаемых пород-коллекторов.

Выше уже упоминалось влияние мощности и состава глинистых отложений на количество отжимающейся воды. Следует еще раз подчеркнуть, что постепенное погружение толщи однородных глин в область гидрослюдизации должно сопровождаться таким же постепенным увеличением мощности зоны вторичного разуплотнения и ростом массы дегидратирующейся воды. Объем последней будет ничтожен при изменении глин подошвы толщи и максимален в ее кровле, на контакте с вышележащими песчаниками. Последние благодаря своей высокой латеральной проницаемости при дальнейшем погружении должны извлекать дегидратированную воду, ликвидировать зону разуплотнения в глинах и на некоторое время прерывать накопление отжимающихся из глинистых толщ вод. Естественно, что частая перемежаемость песчаников и глин не должна

способствовать концентрации отжатых вод, увеличению зоны разуплотнения и гидростатического давления в глинах.

На размеры и форму зоны обводнения в глинах большое влияние должна оказывать проницаемость вышележащих глин, не затронутых еще процессами гидрослюдизации. Известно, что глины обладают пониженной водопроницаемостью и обычно относятся к категории покрывок [Саваренский, 1939; Леворсен, 1970]. Однако эксперименты М.А. Сунцева [1963], Н.С. Реутовой с соавторами [1963] и Н.П. Затенацкой [1974] показали, что эти породы не следует рассматривать как абсолютные водоупоры, так как при значительных гидростатических давлениях, благоприятном составе флюида и повышенной температуре в них может возникать вертикальное движение воды. Гидрогеологические исследования С.А. Шагоянца [1959] и И.Г. Киссина [1964], поставленные в Терско-Кумском артезианском бассейне, показали, что глинистые толщи не всегда препятствуют вертикальной миграции вод и в них отчетливо устанавливаются ослабленные зоны, в пределах которых доказана взаимосвязь между водоносными горизонтами.

Естественно, что низкая вертикальная проницаемость глин, залегающих выше зоны гидрослюдизации, будет способствовать уменьшению мощности зоны вторичного разуплотнения и увеличению в ней гидростатических давлений. Наоборот, в зонах повышенной проницаемости гидростатическое давление отжимающихся вод будет невелико, а соответственно объем зоны разуплотнения должен существенно возрастать.

Состав вод, выделяющихся во вторую стадию дегидратации, непосредственно никем не изучался. Некоторые исследователи [Блох, 1968; Карцев и др., 1969] считают, что в начальной стадии от твердой фазы глин отделяются слабоминерализованные и в связи с этим весьма агрессивные воды. Однако можно также предполагать, что по мере становления зоны разуплотнения глин и миграции дегидратированных вод по разрезу они взаимодействуют с вмещающими глинами, значительно изменяя свой состав, а также включают самые разнообразные компоненты, сконцентрированные в порах и трещинках глин (растворы, газы, коллоиды), либо унаследованные от первой стадии дегидратации, либо вновь возникшие в обстановке повышенных температур и давлений.

В этой связи любопытны эксперименты, поставленные И.Г. Киссиным [1964] для изучения состава поровых растворов в майкопских глинах Восточного Предкавказья; они дают представление о водах первой стадии дегидратации на глубинах от 80 до 960 м. Отжим производился при давлениях от 500 до 6800 атм. Оказалось, что растворы имеют хлоридно-сульфатно-натриевый состав, а минерализация их колеблется от 69,8 до 6,6 г/кг раствора, отчетливо уменьшаясь с глубиной. Содержание  $\text{HCO}_3^-$  с глубиной, наоборот, возрастает.

В целом глинистые толщи артезианских бассейнов, погружаясь в область высоких термобарических показателей, пройдя вторую стадию дегидратации, самоочищаются от различных компонентов и отдают их в песчаные пласты-коллекторы. О составе тех флюидов, что образуются в песчаниках в результате элизонных процессов и процессов смешения, можно судить по составу минералов, присутствующих в цементе кластических даек.

#### ЭВОЛЮЦИЯ СОСТАВА ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В ГЛИНАХ И ФОРМИРОВАНИЕ ЗАЛЕЖЕЙ НЕФТИ В ПЕСЧАНИКАХ

Наиболее высокие содержания  $C_{орг}$  и  $POB$  связаны со среднемиоценовыми отложениями (чокрак и караган); рассмотрим более детально их состав.

Изучение состава  $POB$  в чокракско-караганских глинах разреза р. Сулак производили В.А. Успенский с соавторами [1958] и В.С. Муромцева (табл. 6, 7). Очевидно, что в сапропланктонитовой органике глин среднего миоцена наименьшая доля принадлежит битумоидам (сотые доли процента), большее значение имеют гуминовые кислоты (первые проценты) и, наконец, количественно преобладает остаточное вещество (50–90%), сложенное бесструктурным планктогенным  $OB$  или реже гумусовыми (углистыми) остатками.

Т а б л и ц а 6

Состав РОВ в глинах среднего миоцена р. Сулак [Муромцева – цит. по: Вассоевич, 1958]

| Глина                                | Возраст | К исходной породе, % |                   |           |
|--------------------------------------|---------|----------------------|-------------------|-----------|
|                                      |         | С <sub>орг</sub>     | Гуминовые кислоты | Битумоиды |
| Алевритовая бескарбонатная с пиритом | Чокрак  | 1,40                 | 0,43              | 0,046     |
| Песчанистая бескарбонатная           | ”       | 2,04                 | 1,22              | 0,037     |
| То же                                | Караган | 1,49                 | 0,81              | 0,031     |
| Карбонатная                          | ”       | 1,64                 | 0,74              | 0,032     |
| Бескарбонатная песчанистая           | ”       | 1,80                 | 0,93              | 0,035     |
| Бескарбонатная с пиритом             | ”       | 2,09                 | 0,97              | 0,031     |

Т а б л и ц а 6 (продолжение)

| Глина                                | Возраст | К битумоиду, %                 |                  |                        |            |
|--------------------------------------|---------|--------------------------------|------------------|------------------------|------------|
|                                      |         | Масла-петролейно-эфирные смолы | Смолы бензольные | Смолы спиртобензольные | Асфальтены |
| Алевритовая бескарбонатная с пиритом | Чокрак  | 43,33                          | 24,70            | 23,99                  | 7,69       |
| Песчанистая бескарбонатная           | ”       | 48,82                          | 28,60            | 23,85                  | 6,77       |
| То же                                | Караган | 32,10                          | 24,48            | 28,54                  | 14,61      |
| Карбонатная                          | ”       | 24,76                          | 26,99            | 33,40                  | 17,42      |
| Бескарбонатная песчанистая           | ”       | 33,88                          | 18,72            | 33,71                  | 15,51      |
| Бескарбонатная с пиритом             | ”       | 35,27                          | 26,74            | 25,25                  | 15,74      |

Т а б л и ц а 6 (окончание)

| Глина                                | Возраст | Элементный состав битумоида, % |       |           |
|--------------------------------------|---------|--------------------------------|-------|-----------|
|                                      |         | С                              | Н     | С + Н + S |
| Алевритовая бескарбонатная с пиритом | Чокрак  | 76,74                          | 10,93 | 12,33     |
| Песчанистая бескарбонатная           | ”       | 74,60                          | 9,97  | 15,43     |
| То же                                | Караган | 74,15                          | 10,69 | 15,16     |
| Карбонатная                          | ”       | 76,97                          | 9,73  | 14,30     |
| Бескарбонатная песчанистая           | ”       | 76,94                          | 10,74 | 12,32     |
| Бескарбонатная с пиритом             | ”       | 79,23                          | 10,00 | 10,77     |

Т а б л и ц а 7

Состав РОВ в глинах р. Сулак [Успенский и др., 1958]

| Место отбора пробы                           | Возраст | Содержание Сорг, % | Групповой состав к ОВ, % |                         |                           |                       |
|--|---------|--------------------|--------------------------|-------------------------|---------------------------|-----------------------|
|  |         |                    | Гуминовые кислоты        | Хлороформенный экстракт | Спиртобензольный экстракт | Содержание битумоидов |
| У водолечебницы, обнажение Чир-юрт, скважина | Чокрак  | 18,40              | 7,2                      | 0,7                     | 4,9                       | 5,6                   |
|  | Сармат  | 7,18               | 0,6                      | 2,1                     | 5,7                       | 7,8                   |

Т а б л и ц а 7 (продолжение)

| Место отбора пробы                           | Возраст | Состав хлороформенного экстракта, % |                  |                        |            |            |       |      |      |      |
|--|---------|-------------------------------------|------------------|------------------------|------------|------------|-------|------|------|------|
|  |         | групповой                           |                  |                        |            | элементный |       |      |      |      |
|  |         | Масла                               | Смоли бензольные | Смоли спиртобензольные | Асфальтены | С          | Н     | Н    | С    | О    |
| У водолечебницы, обнажение Чир-юрт, скважина | Чокрак  | 65,57                               | 18,61            | 9,31                   | 5,75       | 81,55      | 9,46  | 0,35 | 1,22 | 7,42 |
|  | Сармат  | 42,98                               | 28,82            | 21,26                  | 2,19       | 76,80      | 11,81 | 0,38 | 2,92 | 8,09 |

Т а б л и ц а 7 (окончание)

| Место отбора пробы                           | Возраст | Элементный состав спиртобензольного экстракта, % |      |      |      |       | Битумный коэффициент |                  |
|--|---------|--|------|------|------|-------|----------------------|------------------|
|  |         | С  | Н    | Н    | С    | О     | хлороформенный       | спиртобензольный |
| У водолечебницы, обнажение Чир-Юрт, скважина | Чокрак  | 72,0   | 6,35 | 1,47 | 2,30 | 17,88 | 0,69                 | 5,82             |
|  | Сармат  | 72,14  | 9,35 | 1,70 | 4,18 | 12,65 | 2,20                 | 8,12             |

Особое внимание геологи-нефтяники уделяют обычно хлороформным битумоидам, в составе которых 20–60% слагают масла; последние, как известно, концентрируют в себе почти все УВ и, таким образом, являются основными компонентами микро нефти [Вассоевич, 1958]. Количество битумоидов в рассматриваемых толщах колеблется от 0,03 до 0,046; на большом числе люминесцентно-битуминологических анализов и повторных экстракций хлороформом Н.Б. Вассоевичем [1958], а также В.А. Успенским с соавторами [1958] было показано, что в пределах всей среднемиоценовой глинистой толщи Восточного Предкавказья оно колеблется от 0,021 до 0,05% на породе.

Оказалось, что состав РОВ в значительной мере зависит от глубины залегания глинистых отложений по отношению к дневной поверхности и при погружении изменяется довольно интенсивно. Скв. Р-1, пробуренная в западной части Терско-Кумской впадины, позволила последовательно изучить изменение глинистых толщ с глубины 876 м до глубины 2704 м (табл. 8).

Из приведенных данных [Успенский и др., 1958] следует, во-первых, что по мере погружения в глинах в целом заметно растет количество хлороформного битумоида, хотя общее содержание  $S_{орг}$  ведет себя гораздо более прихотливо. Во-вторых, очевидно, что при развитии катагенетических преобразований заметно уменьшается количество гуминовых кислот и в целом наблюдается усиление нейтрального характера ОВ.

Одновременно с этим меняется и элементный состав хлороформного битумоида; как показал в свое время Н.Б. Вассоевич [1958], для наиболее "метаморфизированных" юрских отложений в битумоиде отмечается отношение С/Н, равное 8,7, в менее измененных среднемиоценовых глинах оно уменьшается до 7,5–7,7, а в сармате падает до 6,4. Состав преобладающих УВ в самом битумоиде также эволюционирует; по соотношению метановых, нафтеновых и ароматических углеводородов он все больше напоминает ту нефть, которая залегает в одновозрастных песчаных коллекторах.

В настоящее время благодаря исследованиям сторонников осадочно-миграционной теории нефтеобразования, и в первую очередь, Н.Б. Вассоевича [1955а, б, 1967, 1976], развивавшего идеи А.Д. Архангельского [1927] и Н.М. Страхова [Страхов, Родионова, 1955], а также В.А. Успенского [1970], А.А. Геодекяна [1968], С.Г. Неручева [1969, 1973], Н.В. Лопатина [1969], Д.В. Жабрева, Е.С. Ларской [1966], А.А. Карцева [1978], А.Э. Конторовича, А.С. Фомичева [1967], А.А. Трофимука [Трофимук, Конторович, 1965] и многих других геологов, поведение РОВ при погружении в области высоких температур и давлений изучено во многих районах нашей страны. В результате применения очень сложного комплекса методов и значительного углубления биогеохимических знаний в 70-е годы возникло представление о главной фазе нефтеобразованиями (ГФН); оно было впервые предложено и разработано в трудах Н.Б. Вассоевича с соавторами [Вассоевич, 1967; Вассоевич и др., 1969].

Было установлено, что ГФН начинается при погружении РОВ на глубину до 1,5–2 км, где температура достигает 60°С при давлении 350–400 атм (рис. 29), а завершается на глубинах около 3,5–4 км. В этой зоне происходит усиленная геохимико-молекулярная трансформация сапропланктонитового и гумусового ОВ с одновременной генерацией высокомолекулярных жидких УВ; в связи с этим битумоидные компоненты, растворимые в хлороформе, составляют все большую долю РОВ, а битумоидный коэффициент хлороформного битумоида достигает здесь максимальной величины (до 18% массы всего РОВ).

По существу, в интервале глубин ГФН под действием температурного катализа и термоллиза РОВ в больших масштабах осуществляется битуминизация РОВ и новообразование УВ, идущее самопроизвольно; это естественная реакция погружающихся глинистых пластов, обогащенных РОВ, на изменение давления и температуры в зоне катагенеза.

В дальнейшем происходит эмиграция сформированной микро нефти из глинистых нефтематеринских толщ в песчаные пласты-коллекторы. Главной движущей силой первичной миграции нефтяных УВ является, по-видимому, фронт дегидратированной воды, возникающий в результате трансформации монтмориллонита в иллит и более детально описанный в предыдущем разделе. В результате взаимодействия этой воды с РОВ в ус-

Таблица 8

Характеристика РОВ в третичных отложениях Восточного Предкавказья (Георгиевская опорная скв. Р-1) [Успенский и др., 1958]

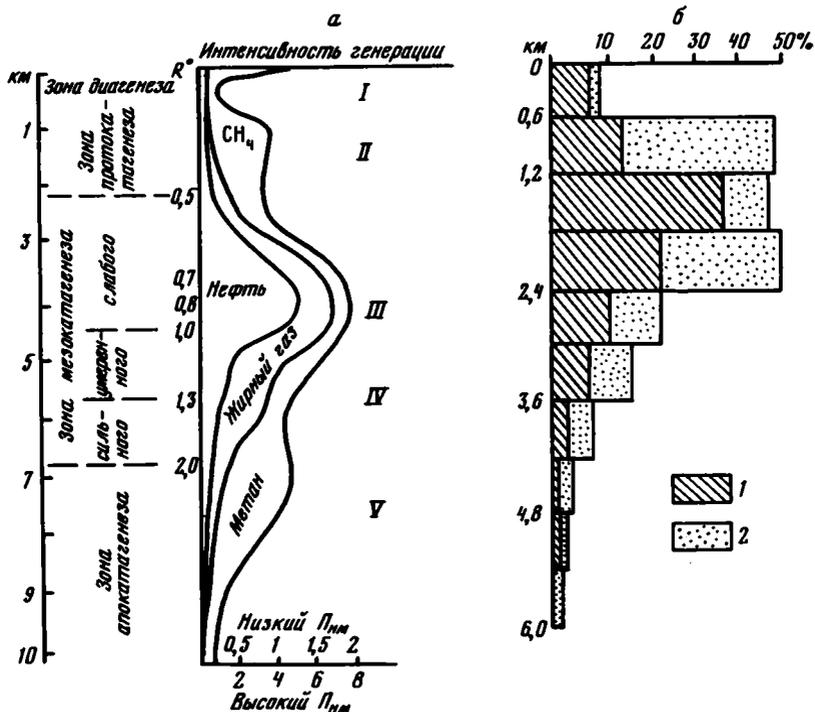
| Глубина, м | Возраст  | Общее содержание ОВ, % | Групповой состав ОВ, %      |                                |                   |                     | Соотношение фракций группового анализа |                           |                   |
|------------|----------|------------------------|-----------------------------|--------------------------------|-------------------|---------------------|--|---------------------------|-------------------|
|            |          |                        | Битумоид I (хлороформенный) | Битумоид II (спиртобензольный) | Гуминовые кислоты | Остаточное вещество | Хлороформенный экстракт                | Спиртобензольный экстракт | Гуминовые кислоты |
| 876-879    | Караган  | 2,56                   | 0,7                         | 4,0                            | 61,0              | 34,3                | 1                                      | 5,9                       | 89,5              |
| 965-969    | "        | 2,62                   | 0,4                         | 3,4                            | 55,5              | 40,7                | 1                                      | 8,5                       | 138,5             |
| 1024-1027  | "        | 2,31                   | 0,4                         | 4,1                            | 47,3              | 48,2                | 1                                      | 10,0                      | 116,2             |
| 1042-1045  | Чокрак   | 2,98                   | 0,2                         | 4,0                            | 63,0              | 32,8                | 1                                      | 17,5                      | 261,2             |
| 1232-1235  | "        | 8,31                   | 0,1                         | 3,5                            | 57,9              | 38,5                | 1                                      | 25,7                      | 429,3             |
| 1378-1381  | "        | 0,62                   | 1,1                         | 7,5                            | 30,7              | 60,7                | 1                                      | 7,0                       | 28,8              |
| 1652-1683  | "        | 6,16                   | 1,0                         | 4,1                            | 2,6               | 92,3                | 1                                      | 4,2                       | 2,7               |
| 1686-1766  | Тархан   | 0,61                   | 1,8                         | 4,8                            | 15,6              | 77,8                | 1                                      | 2,6                       | 8,5               |
| 1895-1900  | Майкоп   | 2,18                   | 0,3                         | 2,2                            | 8,2               | 89,3                | 1                                      | 6,7                       | 25,6              |
| 2481-2496  | "        | 0,99                   | 1,1                         | 4,5                            | 1,7               | 92,7                | 1                                      | 4,0                       | 1,5               |
| 2548-2570  | "        | 1,59                   | 1,7                         | 5,2                            | 0,0               | 93,1                | 1                                      | 3,1                       | 0,0               |
| 2626-2650  | Палеоцен | 0,22                   | 4,4                         | 10,9                           | 0,0               | 84,7                | 1                                      | 2,5                       | 0,0               |
| 2695-2704  | "        | 3,46                   | 4,9                         | 6,7                            | 0,0               | 88,4                | 1                                      | 1,4                       | 0,0               |

ловиях высоких температур и давлений, повышающих растворимость УВ [Грибков, 1970; Архипов и др., 1977], и особенно при избытке газообразных УВ,  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$  фронт катагенетических элизонных вод существенно перераспределяет асфальтеново-смолистые компоненты РОВ по порам и трещинкам и увлекает за собой более подвижные компоненты микро нефти в пласты песчаных пород.

Тесная пространственная связь между глубиной залегания промышленных месторождений нефти и газа ГФН, впервые обнаруженная Н.Б. Вассоевичем [1974], хорошо подтверждает главнейшие положения миграционной теории (см. рис. 29).

Новейшие представления о сумме тех преобразований, которые приводят к выделению нефти и газа из сапропланктонитового РОВ нефтематеринских свит, приводятся в табл. 9. Она составлена по материалам С.Г. Неручева с соавторами [1976], обобщивших результаты исследования третичных толщ Предкавказья, мезозойских отложений Западной Сибири и кембрийских отложений Сибирской платформы, проведенного силами сотрудников ВНИГРИ и Института геологии и геофизики СО АН СССР. В ходе изучения предполагаемых нефтематеринских толщ определялись состав и отражательная способность витринита РОВ глин, а степень катагенетических преобразований, оцененная по витриниту, сопоставлялась с компонентным и химическим составом РОВ сапропланктогенного морского генезиса. Метод баланса позволил выделить четыре фазы (стадии) катагенетического преобразования РОВ, оценить его суммарные потери и важнейшие преобразования сохранившейся части органики на каждой стадии преобразования.

Особый интерес здесь представляет попытка обосновать наряду с ГФН существование главной фазы газообразования (ГФГ), которая, по мнению авторов, располагается на глубинах от 3,7 до 5 км и характеризуется усиленной генерацией газообразных флюидов при относительно стабильном содержании битумоидов. В настоящее время представление о ГФГ, высказанное С.Г. Неручевым с соавторами [1973] и почти одновременно А.М. Акрамходжаевым [1973], разделяется не всеми исследователями [Вассоевич, 1977; Строганов, 1977], однако существование области больших глубин, где газообра-



Р и с. 29. Схема образования нефти в разрезе осадочной оболочки планеты по Н.Б. Вассоевичу [1974]

*а* — принципиальная схема вертикальной зональности генерации нефти и газа ОВ в процессе литогенеза:  $R^{\circ}$  — отражательная способность витринита в масле,  $P_{нм}$  — нефтематеринский потенциал (приблизительно определяется величиной атомарного отношения Н : С). Зоны: I, II — газообразования; III — ГЗН; IV — образования газоконденсатов; V — нижняя катагенетическая, или ГЗГ

*б* — распределение по глубинам запасов нефти (1) и газа (2) в гигантских, крупных и средних месторождениях на 1.I 1972 г.

зование осуществляется столь же интенсивно, как и в зоне неглубокого погружения (до 2 км), в настоящее время сомнений не вызывает.

Следует также отметить попытку авторов рассчитать баланс расхода РОВ в процессе катагенеза (см. табл. 9). Все приведенные цифры основаны на химическом изучении изменения элементного и группового состава РОВ в ходе прогрессивного погружения. Зная усредненный состав РОВ в начале и в конце каждой фазы, а также учитывая существующие представления о групповых и молекулярных трансформациях РОВ, С.Г. Неручев с соавторами показывают, что при погружении нефтематеринских толщ за пределы зоны диагенеза на глубины 5–9 км в них самопроизвольно расходуется почти 65% исходного РОВ, сохранившегося и не реализованного в ходе диагенеза.

При этом органика на разных стадиях своего преобразования в глинистых толщах осадочных пород формирует (в %):

- Битумоиды + нефть — 18,2
- Водорастворимый битумоид — 15,9
- Углеводородные газы — 20,8
- CO<sub>2</sub> — 17,5
- H<sub>2</sub>O — 12,5
- H<sub>2</sub>S — 3,1
- O — 1,3
- NH<sub>3</sub> — 0,3
- N<sub>2</sub> — 0,5%
- H — Следы

Таблица 9

Процессы преобразования РОВ и генерации УВ по данным С.Г. Неручева и др. [1976]

| Фаза изменений РОВ, термодинамический показатель, глубина   | Стадия метаморфизма ОВ                | Важнейшие преобразования небитумоидной части РОВ   | Общая потеря РОВ и соотношения генерирующихся производных, %  | Важнейшие преобразования хлороформенного (ХБ) и спирто-бензолного (СББ) битумоидов РОВ  |
|---|---------------------------------------|--|---|---|
| Начальная фаза нефтеобразования: $T = 20 \div 80^\circ \text{C}$ ; $P = 420 \div 540 \text{ атм}$ ; 1,8–2 км        | Б<br>БД<br>Д                          | Молекулярная структура ОВ существенно не меняется. В составе РОВ возрастает количество углерода и уменьшается содержание гетероэлементов. Происходит дегидратация и декарбоксилирование  | 18 {<br>H <sub>2</sub> O – 7,7<br>Битумоид – 4<br>CO <sub>2</sub> – 2,6<br>H <sub>2</sub> S – 1,4<br>УВ <sub>газ</sub> – 1,3<br>O <sub>2</sub> – 0,8<br>NH <sub>3</sub> – 0,2 | Общее увеличение содержания ХБ и СББ в РОВ: $\beta_{\text{ХБ}}$ достигает 3–8, а $\beta_{\text{СББ}}$ – 2–6%. I этап. Ведущим является процесс восстановления битумоидов, унаследованных от диагенеза. II этап. Усиливается новообразование УВ, количество которых в битумоидах возрастает на 15%. Находки остаточных битумоидов и рост содержаний С говорят о начале эмиграции   |
| Главная фаза нефтеобразования: $T = 80 \div 160^\circ \text{C}$ ; $P = 830 \div 940 \text{ атм}$ ; 3,5–3,7 км       | Г <sub>1</sub><br>Г <sub>2</sub><br>Ж | Деструкция основной массы липидного материала ОВ и генерация битумоидов и УВ. Сближение состава гумусовых и планктогенных компонентов. Накопление меланоидинов приводит к уменьшению содержания С и увеличению гетероэлементов, особенно S | 27 {<br>Нефть – 7,2<br>УВ <sub>газ</sub> – 1–2<br>Остаточный битумоид пород – 2,9<br>Водорастворенное ОВ – 15,9–14,9  | I этап. До глубины 2,8–3 км содержание битумоидов продолжает возрастать; $\beta_{\text{ХБ}}$ достигает 12% (а иногда даже 18%), а $\beta_{\text{СББ}}$ – 10–12%. Возрастает доля УВ, увеличивается количество С, а также смол и асфальтенов. II этап. Состав битумоидов отражает преобладание эмиграции над генерацией. Снижается общее количество битумоидов, а в составе ХБ и СББ начинают преобладать гетероэлементы |
| Главная фаза газообразования: $T = 160 \div 220^\circ \text{C}$ ; $P = 1255 \div 1350 \text{ атм}$ ; 5 км           | К<br>ОС<br>Т                          | Уплотнение углеродной молекулярной структуры РОВ, падение генерации битумоидов и УВ. Обуглероживание ОВ, сокращение содержания гетероэлементов и резкое уменьшение содержаний Н. Генерация газов   | 12,1 {<br>CH <sub>4</sub> – 9,1<br>CO <sub>2</sub> – 2,3<br>H <sub>2</sub> S – 0,4<br>N <sub>2</sub> – 0,3<br>H <sub>2</sub> – следы  | Общее содержание битумоидов падает; $\beta_{\text{ХБ}}$ – 2–4%, $\beta_{\text{СББ}}$ – 2–2,5%. В групповом составе битумоида растет количество смол и асфальтенов   |
| Фаза затухания процессов нефтегазообразования: $T$ – более $220^\circ \text{C}$ ; $P$ – более 1255–1350 атм; 5–9 км | ПА<br>А                               | Стабильное состояние РОВ, слабое обуглероживание, минимальная генерация битумоидов и газов   | 6,4 {<br>CO <sub>2</sub> – 5,9<br>УВ <sub>газ</sub> – 0,4<br>H <sub>2</sub> S – 0,1<br>Н – следы  | Содержание битумоидов стабильно; $\beta_{\text{ХБ}}$ – 4–5%, $\beta_{\text{СББ}}$ – 3,5–4%. Состав их сравнительно постоянен  |

По представлениям Н.М. Страхова [1972], потеря РОВ в современных морях и океанах на стадии диагенеза оценивается в 30–34% общего количества органики, осаждаемой на морское дно. О.К. Бордовский [1974] для отложений Каспийского и Черного морей увеличил эту цифру до 42%. Поскольку в зоне катагенеза, по С.Г. Неручеву и др. [1976], расход ОВ достигает 38–46%, можно считать, что на глубину более 9 км попадает только 14–20% исходного РОВ, сильно метаморфизованного и измененного.

Такое распределение потерь ОВ несколько неожиданно; оно показывает, что энергия, заключенная в живом веществе биосферы, расходуется на стадии катагенеза в количестве, вполне соизмеримом с диагенетическими потерями. А это в свою очередь позволяет несравненно более высоко оценить значение катагенетических реакций в геохимической жизни осадочных пород. При самой обычной трансформации РОВ в зонах повышенных температур и давлений наряду с УВ возникает некоторое количество  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{O}$ ,  $\text{NH}_3$  и  $\text{N}$ ; все эти компоненты являются активными реагентами и легко способны вступать в минералообразующие реакции с неустойчивыми компонентами осадочных образований.

Для того чтобы разобраться в процессах трансформации РОВ и формирования залежей нефти в глинах изученного разреза, были сопоставлены имеющиеся данные с удельными абсолютными массами  $\text{C}_{\text{орг}}$ , подсчитанными А.Д. Архангельским [1927] для ряда других разрезов третичных отложений между реками Сулак–Урух (рис. 30 (вкл.)).

Диаграммы распределения ОВ, приведенные на графике, характеризуют только глинистую часть разрезов; присутствие или отсутствие ОВ в песчаниках, особенно широко развитых в нижнем и среднем майкопе, среднем миоцене, в верхнем сармате и меотисе, на них не отмечается. Цифры рядом с колонками соответствуют количеству  $\text{C}_{\text{орг}}$  в килограммах в  $1 \text{ м}^3$  глины; за горизонтальный уровень условно взята граница между тарханским и зурамакентским горизонтами миоценового возраста. Стратиграфические сопоставления различных частей разрезов обозначены тонкими сплошными линиями.

На рис. 30 нанесено относительное положение зоны катагенетической гидрослюдизации и дегидратации глин. При реконструкции ее положения предполагалось, что палеоглубина начала гидрослюдизации в пределах всей Черногорской моноклинали и Осетинской котловины была равна 3,7 км. Тогда в районе р. Ярык-су стратиграфическое положение зоны должно было сместиться ниже, так как реконструированные мощности вышележащих толщ в этом районе сокращаются примерно на 100–150 м; еще ниже должна опуститься верхняя граница зоны гидрослюдизации в районе рек Асса и Фортанга и тем более еще западнее, на реках Терек, Кодахчин и Урух.

Из рисунка видно, что в Сулакском разрезе именно вблизи верхней границы зоны катагенетических преобразований глин находятся четко выраженные следы вторичных перемещений РОВ. Здесь в глинистых толщах хадума, муцидакальского горизонта, а также в пределах зурамакентского горизонта и в нижней части чокракских глин обнаруживается обычно большое количество мелких секущих трещинок и пор, целиком заполненных аллохтонными скоплениями ОВ. По-видимому, это следы той мобилизации РОВ дегидратационными водами, которая осуществлялась в пределах ГФН.

Аналогичные скопления параавтохтонных битумоидов, заполняющих многочисленные поры и трещинки майкопских глинистых отложений Западного Предкавказья, Н.Б. Вассоевич с соавторами [1974] описали как вещественные следы ГФН.

Подавляющее большинство глинистых толщ, где отмечаются следы эмиграции органики, залегают внутри зоны гидрослюдизации, которая как бы наложена на них. Скорее всего, здесь имеются древние следы ГФН, "оборванной" более поздними явлениями трансформации глинистых минералов. Самой молодой ГФН отвечают, вероятно, в Сулакском разрезе лишь нижнечокракские отложения, в которых широко развиты и параавтохтонные битумы и разнообразные следы несчаного диапризма.

При анализе рис. 30 требуется также специально объяснить довольно значительное уменьшение средних содержаний и масс РОВ в майкопских глинах рек Сулак, Акташ и Ярык-су по сравнению со стратиграфически близкими майкопскими толщами западных разрезов (реки Фортанга, Асса, Терек, Урух). В свое время А.Д. Архангельский [1927]

отмечал, что уменьшение содержаний  $C_{орг}$  в ашшеронских, акчагыльских и меотических глинистых отложениях с востока на запад, по-видимому, обусловлено сменой морских их фаций прибрежными и континентальными. Среднемиоценовые глинистые отложения в тех же разрезах резко изменяются в мощности; в них приближение к берегу палеоводоёма также определило уменьшение  $OB$  к западу [Холодов, Недумов, 1981].

Обратная картина поведения  $POB$  в майкопских толщах совершенно не зависит от характерных фациальных изменений этих глин. Наоборот, уменьшение содержаний  $POB$  в них довольно четко контролируется зоной катагенетической гидрослюдизации. Поэтому главная причина падений содержаний органики в майкопских глинах района рек Сулак и Ярык-су, скорее всего, связана с катагенетической эмиграцией  $УВ$  под действием вод, возникающих в процессе вторичной гидрослюдизации. Что же касается  $POB$  майкопских глин западных разрезов нашего профиля, то оно прошло  $GFH$ , но еще не подверглось достаточно сильному воздействию вод дегидратации; благодаря такой ситуации здесь и сохранились высокие содержания  $C_{орг}$ .

Таким образом, дефицит  $POB$  в майкопских глинистых отложениях районов рек Сулак, Акташ и Ярык-су должен быть причиной связан с широким распространением битумо- и нефтепроявлений в песчаниках верхнего майкопа и особенно чокрака и карагана. И действительно, в районе р. Сулак еще в работах Н.С. Шатского [1929] были описаны многочисленные нефтепроявления, тяготеющие к миатлинским и муцидакальским песчаникам, хотя вышележащие среднемиоценовые толщи песков здесь оказались закированными только в одном месте — в обнажении севернее Юрт-аух. В противовес этому в районе р. Ярык-су еще со времен В.Е. Руженцева [1932] были известны признаки нефтеносности главным образом в среднем миоцене; в майкопских песчаниках было обнаружено лишь одно проявление нефти на северном склоне хр. Планидук. Что же касается чокрака и карагана, то здесь известны колодцы, в которых на водоразделе рек Эхкечу и Рознуведен-эй местные жители добывали керосиноподобную жидкость из песчаников горизонта  $\Sigma_{10}$ ; сильно закированы и пропитаны нефтью песчаники горизонтов  $\Sigma_7$ ,  $\Sigma_3$ ,  $S_{8-9}$  и  $S_5$ , обнаженные по течению рек Большая и Малая Ярык-су.

Поскольку в этих же районах нефтепроявления обычно пространственно тесно связаны с явлениями песчаного диапиризма (см. рис. 15), следует, по-видимому, их рассматривать в качестве остаточных явлений, в основном обусловленных первичной миграцией битумоидов из глин.

В среднемиоценовых песчаниках разрезов, обнаженных к западу от р. Ярык-су (реки Элистанжи, Малая Рошня и др.), битумопроявления автором встречены не были. Зато вновь закированные песчаники и пески появляются еще западнее в песчаных отложениях горизонта  $\Sigma_6$ , а также  $\Sigma_7$  и  $S_4$ , в пределах Датъгского поднятия, на р. Фортанге. В этом месте, однако, особенности залегания битумоидов в песчаных коллекторах резко меняются. Битумопроявления совсем не связаны здесь с текстурами песчаных диапиров, а чаще тяготеют к трещинам и разломам, вертикально пересекающим мощные пласты песчаников. Четкая связь битуминозности с тектоническими нарушениями наряду с общими представлениями гидрогеологов, которые рассматривают этот участок бассейна как повышено проницаемый [Киссин, 1964], заставляют думать, что здесь уже наблюдаются не следы первичной миграции битумоидов, а вторичное перераспределение флюидов между нефтеносными пластами. Скорее всего, битумоиды здесь выдавливаются из глин по разломам.

#### КАТАГЕНЕТИЧЕСКОЕ РАСТВОРЕНИЕ РАССЕЯННЫХ КАРБОНАТОВ И НАКОПЛЕНИЕ УГЛЕКИСЛОТЫ В ВОДАХ ГЛУБОКИХ ЗОН БАССЕЙНА

Известно, что кальцит при высоких температурах является неустойчивым. Однако благодаря высоким давлениям  $CO_2$  в тех областях метаморфизма, где  $CO_2$  не может удаляться, его разложение задерживается и он может проходить через многие ступени глубин [Грубенман, Ниггли, 1933].

Проблему устойчивости карбонатов в области  $T = 25 \div 300^\circ C$  и  $P = 1200$  атм многие

авторы пытались решить расчетным путем или экспериментально, исследуя систему твердая фаза карбонатов—H<sub>2</sub>O—CO<sub>2</sub> при разных значениях температуры и давления [Miller, 1952; Ellis, 1959; Morey, 1962; Segnit et al., 1962; Хитаров, Малинин, 1958; Малинин, 1959, 1965].

Физико-химические экспериментальные исследования в этом направлении были выполнены С.Д. Малининым [1965], который, применив автоклав с терморегулятором, изучил систему H<sub>2</sub>O—CO<sub>2</sub> в области высоких температур и давлений ( $T = 0\div 500^\circ\text{C}$ ;  $P = 1\div 600$  атм), оценил значение "высаливания" и влияния добавки хлоридов на растворимость CO<sub>2</sub> и кальцита и особенно много уделил внимания поведению кальцита в гидротермальных растворах.

С.Д. Малинин показал, что растворимость кальцита возрастает с увеличением давления от 0 до 400 атм и падает с ростом температуры, во всяком случае до 225°С. При этом добавки CaCl<sub>2</sub> в систему заметно увеличивают растворимость CaCO<sub>3</sub> в тех же термодинамических пределах, а при более высоких значениях температуры растворимости кальцита и CaCl<sub>2</sub> в воде сближаются.

Экспериментальные исследования были использованы С.Д. Малининым [1965] для построения диаграммы, приближающей результаты опыта к природной обстановке (рис. 31). На ней ордината, соответствующая давлению, выражена также в глубинах, отвечающих нормальному геостатическому (литостатическому —  $H_{\text{лит}}$ ) или нормальному гидростатическому давлению ( $H_{\text{гидр}}$ ). Первое рассчитывалось по градиенту, равному 2,6 атм/м, а второе — 0,1 атм/м.

На диаграмму нанесены данные, полученные автором в процессе изучения устойчивости кальцита — изоплеты растворимости CO<sub>2</sub> (в г/л), а также три прямые линии, соответствующие нормальному (1°/33 м), слабо повышенному (1°/10 м) и сильно повышенному (1°/5 м) температурным градиентам; последний распространен лишь в областях молодой вулканической деятельности. В различных частях поля С.Д. Малинин рассчитал растворимость CaCO<sub>3</sub>; ее величина проставлена в кружках.

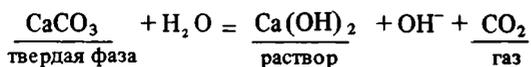
Из приведенного рисунка следует, что несмотря на довольно широкий диапазон изученных давлений и температур, во всех случаях растворимость кальцита уменьшается с глубиной. В направлении нормального градиента изменение растворимости CaCO<sub>3</sub> происходит менее отчетливо, нежели в направлении повышенных градиентов.

В целом, однако, следует иметь в виду, что выводы автора о повышении устойчивости карбонатов с глубиной опираются главным образом на исследование закрытой физико-химической системы и в условиях постоянного избытка CO<sub>2</sub>. Кроме того, С.Д. Малинин [1965] существенно упростил задачу, полностью отказавшись от рассмотрения химического взаимодействия углекислых растворов с вмещающими породами; это он сам многократно подчеркивает в своей работе.

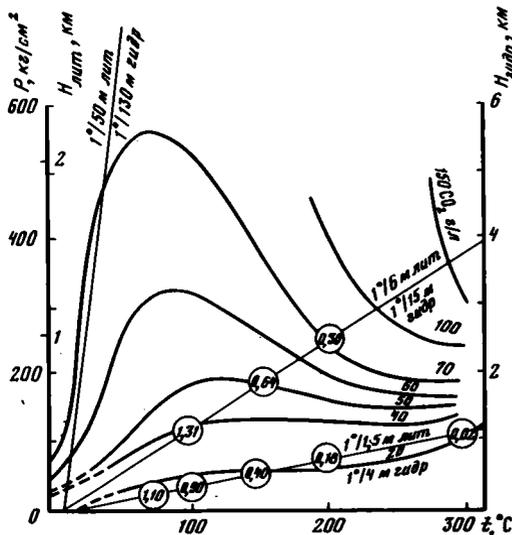
Совсем по-другому подошли к проблеме устойчивости карбонатов в условиях зоны катагенеза И.Г. Киссин и С.И. Пахомов [1967, 1969]; в отличие от С.Д. Малинина они рассматривали толщу осадочных пород как открытую физико-химическую систему, в которой давление остается более или менее постоянным, и, по-видимому, именно в связи с этим получили в своих экспериментах иные результаты.

Эти авторы подвергали различные образцы глин, глинисто-карбонатных пород и карбонатов воздействию дистиллированной воды в автоклаве АВ-1л, нагревая их до температур 50, 100, 150, 200 и 250°С; опыты проводились при давлении насыщенного пара.

Оказалось, что для всех пород в ходе эксперимента с повышением температуры наблюдается выделение CO<sub>2</sub> (рис. 32); как показали авторы, оно обусловлено реакциями гидролиза, идущими по типу

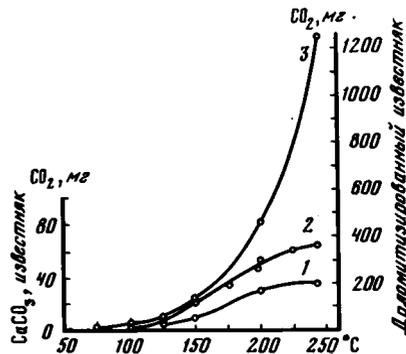


В результате происходят разнообразные преобразования, а иногда и полное растворение карбонатов, но во всех случаях система выделяет CO<sub>2</sub>.



Р и с. 31. Растворимость кальцита в углекислых водах в зависимости от температуры и глубины [Малинин, 1965]

Числа: у кривых линий — растворимость  $\text{CO}_2$ , г/л; в кружках — растворимость  $\text{CaCO}_3$ , г/л; у прямых линий градиенты давления (лит — литостатический, гидр — гидростатический)



Р и с. 32. Генерация углекислоты при взаимодействии воды с карбонатными породами [Киссин, Пахомов, 1967]

1 —  $\text{CaCO}_3$ ; 2 — известняк; 3 — доломитизированный известняк

Количественные показатели этого процесса приведены в табл. 10. Из нее, так же как и из рис. 32, следует, что наиболее интенсивно гидролизуется сидерит; он не только выделяет максимальное количество  $\text{CO}_2$ , но и начинает разлагаться при температуре менее  $75^\circ\text{C}$ . Затем, уже при  $T = 75^\circ\text{C}$ , гидролизуются магниевые карбонаты (доломит, магнезит) и самыми последними, при нагревании до  $T = 100^\circ\text{C}$ , вступают во взаимодействие с водой кальцитовые разности пород.

Следует подчеркнуть, что при гидролизе сидерита возникает неустойчивая гидроксид ( $\text{Fe}(\text{OH})_2$  или  $\text{Fe}(\text{OH})_3$ ), разложение магниевых карбонатов тоже приводит к образованию твердой фазы — брусита ( $\text{Mg}(\text{OH})_2$ ), а продукты гидролиза карбоната кальция большей частью остаются в растворе.

Очень большое влияние на интенсивность разложения карбонатов и количество выделяемой  $\text{CO}_2$  оказывает степень дисперсности минералов; при прочих равных условиях образцы, измельченные до размеров менее  $0,05$  мм, давали большее количество  $\text{CO}_2$ .

Наконец, наличие в растворе солей магния, которые в природной обстановке могут либо входить в состав поглощенного комплекса глин, либо присутствовать в поровых водах, также благоприятствует процессу разложения карбонатов и может весьма активно стимулировать выделение  $\text{CO}_2$ .

Особое значение при реализации процесса гидролиза карбонатов в природной обстановке имеет, по мнению И.Г. Киссина и С.И. Пахомова [1969], возможность удаления  $\text{CO}_2$ , а она, как известно, определяется вертикальной проницаемостью толщи глин.

Результаты экспериментов И.Г. Киссина и С.И. Пахомова [1967, 1969] очень хорошо согласуются с литологическими данными, полученными автором при изучении разреза р. Сулак. Выше было показано (см. рис. 25), что рассеянные в глинах карбонаты широко развиты в верхней части разреза в ачкагыле, меотисе и сармате; уже в среднем

Таблица 10

Количество выделяемой  $\text{CO}_2$  при взаимодействии пород с дистиллированной водой по И.Г. Киссину и С.И. Пахомову [1969]

| Порода  | Карбонат                     | Общая карбонатность породы ( $\text{CO}_2$ ), % | Температура, °С |       |        |        |
|---|------------------------------|---|-----------------|-------|--------|--------|
|   |                              |   | 100             | 150   | 200    | 250    |
| Карбонат кальция, реактив                       | $\text{CaCO}_3$              | 44,0  | 2,2             | 9,3   | 30,4   | 37,1   |
| Мрамор  | $\text{CaCO}_3$              | 44,0  | —               | —     | 32,6   | —      |
| Мел   | $\text{CaCO}_3$              | 43,2  | —               | —     | 103,1  | —      |
| Известняк                                       | $\text{CaCO}_3$              | 42,3  | 1,6             | 21,5  | 51,4   | 65,2   |
| Магнезит  | $\text{MgCO}_3$              | 61,1  | —               | —     | 148,6  | —      |
| Доломит   | $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ | 46,6  | —               | —     | 150,2  | —      |
| Сидерит   | $\text{FeCO}_3$              | 36,8  | —               | —     | 545,7  | —      |
| Сферосидерит                                    | $\text{FeCO}_3$              | 27,7  | 372,1           | 765,2 | 1845,3 | —      |
| Доломитовый известняк глинистый                 | $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ | 34,8  | 18,3            | 131,5 | 463,0  | 1242,0 |
| Мергель карбонатный                             | $\text{CaCO}_3$              | 36,2  | —               | —     | 88,7   | —      |
| Мергель   | $\text{CaCO}_3$              | 22,7  | 4,4             | 53,7  | 108,6  | —      |
| Мергель глинистый доломитовый                   | $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ | 11,8  | 60,0            | 381,5 | 956,5  | —      |
| Глина гидрослюдистая                            | $\text{CaCO}_3$              | 0,87  | —               | —     | 194,1  | —      |
| Глина монтмориллонит-гидрослюдистая, сарматская | $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ | 2,77  | 13,0            | 243,0 | 1021,0 | —      |
| Глина монтмориллонит-гидрослюдистая, майкопская | $\text{FeCO}_3$              | 0,68  | 199,0           | 691,7 | 814,9  | —      |
| Глина каолиновая                                | —                            | 0,12  | 3,4             | 19,3  | 59,4   | —      |
| Алеврит кварц-глауконитовый, аптско-альбский    | $\text{CaCO}_3$              | 2,23  | —               | —     | 209,6  | —      |
| Алеврит кварц-глауконитовый, палеоценовый       | —                            | 0,056   | 33,8            | 49,2  | 67,0   | —      |
| Песчаник карбонатный                            | $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ | 30,4  | 24,2            | 173,4 | 425,3  | —      |
| Песчаник аркозовый                              | $\text{CaCO}_3$              | 2,07  | —               | —     | 61,3   | —      |
| Гранит  | —                            | Следы   | 2,1             | 11,6  | 31,0   | —      |
| Диабаз  | $\text{CaCO}_3$              | 1,07  | 0               | 21,5  | 58,9   | —      |

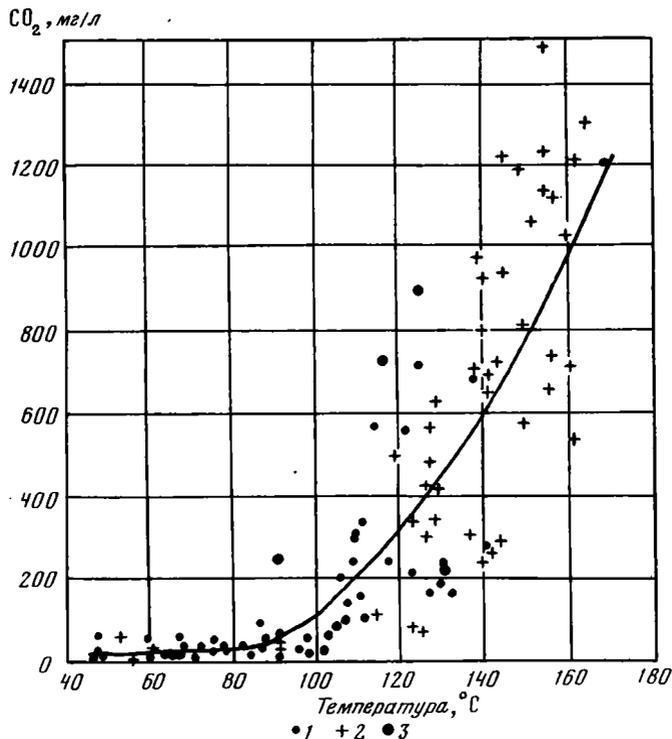
Примечание. Количество породы — 170 г, воды — 0,85 л; прочерки — формы карбонатов не известны или содержание  $\text{CO}_2$  не определялось.

миоцене разреза р. Сулак карбонатные глины встречаются редко, а ниже отсутствуют совсем. Палеоглубина, на которой резко падает содержание рассеянных карбонатов в глинах, отвечает температурам 120–150°С, т.е. именно тому интервалу, в котором, согласно экспериментальным данным, лучше всего осуществляется гидролиз кальцита.

Имеется и другое подтверждение реальности отмеченного явления. Как известно, во многих впадинах Предкавказья содержание  $\text{CO}_2$  в водах глубоких горизонтов заметно повышается [Корценштейн, 1960; Котов, 1966; Киссин, 1964], причем местами  $\text{CO}_2$  по своему содержанию мало уступает даже углеводородным газам.

В подземных водах мезозойских и нижнетретичных отложений Терско-Кумской впадины, в которых количество  $\text{CO}_2$  меняется от следов до 2330 мг/л, И.Г. Киссин и С.И. Пахомов [1969] определили содержание  $\text{CO}_2$  и пластовую температуру; результаты этого исследования представлены на рис. 33. На тот же график для сравнения были нанесены данные по другим бассейнам Предкавказья.

Очевидно, что между увеличением содержания  $\text{CO}_2$  в водах пластов-коллекторов и температурой недр существует почти прямая зависимость. Более того, наиболее



Р и с. 33. Зависимость содержания свободной углекислоты в подземных водах Предкавказья от пластовой температуры [Киссин, Пахомов, 1969]

Воды мезозойских и палеогеновых пластов-коллекторов Предкавказья: 1 – Западного, 2 – Восточного, 3 – Центрального

резкий перелом кривой отвечает температуре 120°С, после которой содержание CO<sub>2</sub> в водах начинает заметно расти.

Все сказанное заставляет считать, что главным фактором, определившим обогащение пластовых вод Терско-Кумской впадины CO<sub>2</sub>, был гидролиз карбонатов, и в первую очередь кальцита, рассеянного в глинах. Растворение CaCO<sub>3</sub> под действием высоких температур на глубинах 2500–3000 м, диффузия или фильтрация CO<sub>2</sub> сквозь толщу глин и концентрация его в песчаных коллекторах были здесь, по-видимому, важными звеньями, определившими поведение CO<sub>2</sub>.

Это совсем не исключает возможность существования других источников CO<sub>2</sub>. Так, на глубинах 1500–2000 м и особенно 3700–5000 м, часть CO<sub>2</sub> могла возникать также в связи с разложением и трансформацией РОВ, о чем уже говорилось в предыдущем разделе, а в более глубоких зонах бассейнов CO<sub>2</sub> могла дополнительно поступать также по разломам из метаморфизованного фундамента [Корценштейн, 1964; Толстикова, 1965; Сердюк, Розин, 1969; Сидоренко и др., 1976; Теняков, 1979]. Не исключено также, что некоторое количество CO<sub>2</sub> генерировалось в водах за счет реакций восстановления сульфатов углеводородами, осуществляемых при высоких температурах и давлениях [Григорьев, 1954].

К сожалению, оценить относительную роль всех этих процессов в недрах чрезвычайно сложно; для этого не хватает многих исходных данных. Проще сравнить между собой генерацию CO<sub>2</sub> в процессе гидролиза карбонатов и разложения РОВ.

Установлено, что при гидролизе 100 кг рассеянных карбонатов, заключенных в 1 м<sup>3</sup> породы, может выделиться 23 м<sup>3</sup> CO<sub>2</sub>. Так как количество рассеянных (раковинных) карбонатов в третичных глинах Предкавказья достигает иногда 250 кг/м<sup>3</sup>

(см. рис. 25), то при полном их разложении количество генерирующейся  $\text{CO}_2$  может достигнуть  $55 \text{ м}^3$ ; это означает, что из каждого кубического метра глины выделится объем газа, в 50 раз превышающий объем исходного вещества.

Для сравнения отметим, что при содержании РОВ в  $100 \text{ кг/м}^3$ , что от 4 до 20 раз превышает реальное содержание в глинах, его разложение может обеспечить только  $9 \text{ м}^3 \text{ CO}_2$  и  $2 \text{ м}^3 \text{ H}_2\text{S}$ . Очевидно, что при наиболее благоприятных обстоятельствах (изобилие рассеянных карбонатов в исходных илах, хорошая проницаемость вышележащих глин и др.) рассеянные в глинах карбонаты являются наиболее мощным поставщиком  $\text{CO}_2$ .

Дальнейшая судьба выделившейся из глины  $\text{CO}_2$  тесно связана с поровыми водами, которые обычно хорошо ее растворяют в диапазоне исследуемых термобарических условий. По данным В.А. Соколова [1971], при 50 атм и  $25^\circ\text{C}$   $1 \text{ м}^3 \text{ H}_2\text{O}$  растворит  $27 \text{ м}^3 \text{ CO}_2$ , тогда как при 400 атм и  $300^\circ\text{C}$   $\text{H}_2\text{O}$  растворяет уже  $111 \text{ м}^3 \text{ CO}_2$ ; в целом количество газа, растворенного в воде, возрастает прямо пропорционально увеличению давления и температуры.

Поступление в песчаный коллектор значительных масс  $\text{CO}_2$  придает пластовым водам исключительную реакционную способность, а иногда и агрессивность. Местами оно вызывает к жизни ряд катагенетических преобразований [Сердюк, Розин, 1969; Влияние..., 1976], среди которых в других районах уже описаны карбонатизация, каолинизация, хлоритизация слюд, регенерация кварца и формирование цеолитов.

Итак, сопоставление имеющихся материалов с результатами экспериментов позволяет прийти к выводу, что поведение рассеянных в глинах карбонатов по мере погружения глинистых толщ во все более глубокие зоны катагенеза, по всей вероятности, зависит от проницаемости вмещающих и перекрывающих их глин.

Если воздействие высоких температур и давлений на карбонатные минералы осуществляется в условиях идеальной "покрышки", то прочно "запечатанные" карбонатные включения оказываются устойчивыми и относительно хорошо сохраняются в глинах до тех глубин, где они могут подвергнуться разрушающему воздействию метаморфизма.

Наоборот, относительно проницаемая толща глин в зоне катагенеза довольно быстро подвергается гидролизу и теряет массы рассеянных карбонатов, преобразующихся в  $\text{CO}_2$  уже на ранних стадиях погружения так, как это имело место в нашем случае. Соответственно толщи песчаников становятся аккумуляторами углекислых вод, а слагающие их минералы подвергаются интенсивному воздействию агрессивной  $\text{CO}_2$ . По мере развития гидролиза в первую очередь разрушаются и исчезают из разреза рассеянные формы, тогда как карбонатные конкреции, линзы и пласты оказываются значительно более устойчивыми.

Таким образом, процессы катагенетического гидролиза рассеянных карбонатов выступают в качестве своеобразных индикаторов экранирующих свойств карбонатсодержащих глинистых отложений.

В ходе постепенных преобразований глинистого осадка, отложенного на дне палеоводоёма в стадию диагенеза, огромная роль принадлежит биогенной  $\text{CO}_2$ , возникающей в результате анаэробного биохимического окисления РОВ сульфатами иловых вод [Страхов, 1953, 1956, 1960, 1976; Бруевич, 1973; Шишкина, 1972; и др.]. Именно благодаря воздействию этой биогенной  $\text{CO}_2$  на дисперсный карбонатный материал в илах формируются разнообразные карбонатные конкреции, столь типичные для поздних стадий диагенеза. Дальнейшее погружение глинистых осадков, а также их обезвоживание и уплотнение подавляют бактериальную деятельность; они же тормозят развитие конкрецеобразования в глинах и в конце концов останавливают его. В более проницаемых песчаных пластах бактериальная деятельность замирает в результате дефицита пищи и повышающихся температур; известно, что процессы бактериального десульфирования прекращаются при  $T = 60 \div 70^\circ\text{C}$  [Elion, 1924; Линдтроп, 1951; Штурм, 1951; и др.].

Как показано выше, в более глубоких зонах погружения, на стадии катагенеза,

вместо биогенной  $\text{CO}_2$  появляется и постепенно выступает на первый план в геохимических реакциях минералообразования а б и о г е н н а я  $\text{CO}_2$ , возникшая как следствие гидролиза карбонатных минералов, термоллиза и катализа РОВ или подтока метаморфогенных эманаций. Часть ее мигрирует в песчаные коллекторы еще до второй стадии дегидратации глин, но часть остается в порах и извлекается из них в процессе разуплотнения и нового сжатия. Своеобразными индикаторами присутствия такой  $\text{CO}_2$  в водах являются катагенетическая цементация песчаников и формирование вторичного карбонатного цемента в кластических дайках и в горизонтах с включениями.

### О ВОЗМОЖНОСТИ АБИОГЕННОГО ФОРМИРОВАНИЯ СЕРОВОДОРОДА И ЕГО ГЕОХИМИЧЕСКИХ СЛЕДСТВИЯХ

Проблема образования  $\text{H}_2\text{S}$  в глинистых породах очень похожа на проблему формирования  $\text{CO}_2$ ; оба газа здесь, по-видимому, могут образовываться несколькими путями.

Наиболее изученным процессом является микробиологическое возникновение  $\text{H}_2\text{S}$  в полужидких илах стадии диагенеза, особенно характерное для морских палеоводоемов [Лебединцев, 1892; Данильченко, Чигирин, 1926; Исаченко, 1927; Страхов, 1953, 1956, 1960, 1976; Бруевич, 1953; Волков, 1961, 1964; и др.].

Появление свободного  $\text{H}_2\text{S}$  в илах обычно является динамическим итогом двух противоположно направленных процессов — восстановления сульфатов, извлекаемых из морских вод гетеротрофными бактериями-десульфаторами (*Spirovibrio desulfuricans* и др.), и генерации  $\text{H}_2\text{S}$ , с одной стороны, а также связывания  $\text{H}_2\text{S}$  в неорганические и органические производные, среди которых наибольшее значение имеют сульфиды железа, — с другой.

Доказано, что при благоприятных условиях десульфатирующие бактерии способны образовывать до 7,3 г/сут  $\text{H}_2\text{S}$  на 1 л ферментационной среды [Corrick et al., 1970], хотя для полного завершения этого процесса требуется непрерывное удаление токсичного  $\text{H}_2\text{S}$ . Известно, что концентрация 2,4 г/л ферментационного раствора является критической для существования бактерий-десульфаторов и в природных условиях. По данным Г.И. Амурского с соавторами [1977], предельная концентрация в природных водах обычно составляет 300—400 мг/л.

Из самой сущности процессов диагенеза вытекает, что по мере погружения и уплотнения глинистых илов, а также по мере усложнения связи между иловыми и придонными водами, вызывающей затруднения в диффузии  $\text{SO}_4^{2-}$ , биогенная сульфатредукция затухает, и на глубинах, превышающих 5—10 м, она уже не может являться существенным источником  $\text{H}_2\text{S}$  [Страхов, 1960].

Причины, вызывающие затухание микробиологических процессов в морских илах, не совсем ясны. Его можно объяснить деятельностью бактерий-сапрофитов, уменьшением диффузионного поступления  $\text{SO}_4^{2-}$  из морских вод в илы, трансформацией состава РОВ под влиянием бактерий-десульфатизаторов, повышением токсичности иловых вод вследствие накопления  $\text{H}_2\text{S}$ , увеличением общей замкнутости системы под действием уплотнения илов. Диагенетический  $\text{H}_2\text{S}$  довольно быстро расходуется или диффундирует из глинистых илов, что в свою очередь ограничивает диагенетическое сульфидообразование [Волков, 1961; Шишкина, 1962; и др.].

Последующее погружение глинистых отложений в зону высоких температур и давлений иногда, по-видимому, может сопровождаться возобновлением генерации  $\text{H}_2\text{S}$  за счет абиогенных процессов. В результате анализа литолого-геохимических особенностей зоны катагенеза намечаются пять возможных вариантов генерации  $\text{H}_2\text{S}$  в осадочных толщах: 1) взаимодействие сульфатов вод с ОВ, растворенным в водах или рассеянным во вмещающих породах; 2) преобразование РОВ глин; 3) разложение сернистых нефтей; 4) взаимодействие S и нефти в присутствии катализаторов; 5) разложение сульфидов  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$ .

Для относительно слабо проницаемых глинистых толщ в обстановке элизионного режима наиболее вероятны два первых процесса сероводородообразования; три ос-

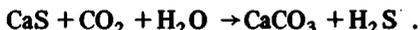
тальных более характерны для пластов-коллекторов или для преобразований, осуществляемых на больших глубинах.

Химическое взаимодействие сульфатов вод с УВ выдвигалось в качестве важного фактора формирования катагенного  $H_2S$  еще в работах В.И. Вернадского [1915, 1917]. Позднее Бастин [Bastin, 1926] отметил, что при температуре около  $700^\circ C$  метан может вступать в реакцию с сульфатом кальция, восстанавливая его до сульфида и гипосульфида.

Эксперименты С.М. Григорьева [1954] показали, что при температурах  $100-300^\circ C$  метан реагирует с сухим сульфатом, о чем свидетельствует выделение  $CO_2$ , осуществляемое по схеме



Далее этот исследователь, изучив ту же реакцию, но в замкнутой системе, установил, что при давлении до 100 атм и температурах  $100-150^\circ C$  в автоклаве за счет водорастворенных сульфатов и УВ образуется  $H_2S$ . Это, в сущности, подтвердило двухстадийную реакцию Энглера-Гефера



Здесь следует обратить внимание на то обстоятельство, что в этих реакциях, кроме  $H_2S$ , большую роль играет  $CO_2$ ; по-видимому, для получения наибольшей ясности в отношении процесса восстановления водорастворимых сульфатов углеводородами следует изучать сульфидно-карбонатные равновесия при разных термодинамических показателях.

Опыты С.М. Григорьева [1954] казались некоторым исследователям недостаточно убедительными в связи с тем, что в реактор, помимо главных реагентов, помещались активные осадители  $H_2S$ , которые могли способствовать смещению равновесия в сторону образования  $H_2S$ .

Позднее опыты по химическому восстановлению сульфатов проводил Сакаи [Sakai, 1957], который показал, что при температуре  $500^\circ C$  в присутствии метана вся масса сульфатов восстановилась полностью.

В более современных экспериментах Толанда [Tolande, 1960] при температурах  $300-350^\circ C$  и давлении 20 атм насыщенные и ненасыщенные углеводороды окислялись растворенными в воде сульфатами за 1–2 ч, а в результате этого процесса в автоклаве возникали  $H_2S$  и элементарная сера.

Термодинамический анализ системы сульфат-ион и метан, проведенный Г.И. Амурским с соавторами [Амурский и др., 1977], позволил ему утверждать, что взаимодействие метана с сульфат-ионом в водной среде энергетически обеспечено уже при температурах, превышающих  $23^\circ C$ , причем с увеличением температуры возрастает вероятность самопроизвольной реализации реакций Энглера-Гефера или их вероятная скорость. Исходя из экспериментальных данных, эти исследователи определили минимальный температурный порог процесса  $100-150^\circ C$  и показали, что большинство сероводородных залежей в карбонатно-эвапоритовых комплексах, имеющих промышленное значение в СССР и за рубежом, связаны именно с этим температурным интервалом (Семан-Теле, Уртабулак, СССР; Лак, Франция; Баренбург, Букхорст, Дюк, ФРГ; и др.).

Другим геохимически возможным вариантом формирования  $H_2S$  в области высоких термодинамических показателей зоны катагенеза является уже рассмотренное нами выше термокаталитическое разложение РОВ. Оно, по-видимому, впервые проявляет себя достаточно интенсивно при погружении на глубину 1–2 км, где генерируется до 1,4%  $H_2S$  от всего РОВ этого этапа (см. табл. 9); в дальнейших процессах катагенеза сероводородная составляющая постепенно уменьшается. Согласно подсчетам С.Г. Неручева с соавторами [1976], только 3,1% РОВ преобразуются в  $H_2S$  на стадии катагенеза.

Подсчеты эти весьма приближенны. В более поздних работах Г.А. Амурского с соавторами [1977], применивших к оценке баланса РОВ ряд формул Успенского, эта величина изменилась и достигла значений 3,7–6,8%.

Приведенные цифры позволяют сравнить между собой значение восстановления сульфатов УВ и разложения РОВ в общей схеме геохимии катагенеза.

Если в качестве основного условия принять, что исследуемая система была закрытой и процесс формирования  $H_2S$  преимущественно осуществлялся за счет остаточных диагенетических сульфатов морских вод, то расчеты будут выглядеть следующим образом. Величина открытой пористости глин, по данным И.И. Нестерова [1965], на глубине 1000 м равна 24%, 2000 м – 12%, а 3000 м – 6%. Это означает, что в  $1 м^3$  глины на глубине 1000 м будет заключено  $0,24 м^3$ , 2000 м –  $0,12 м^3$ , а 3000 м –  $0,05 м^3$  морской воды с плотностью  $0,998 г/см^3$  и содержанием  $SO_4^{2-}$ , равным  $2,712 г/кг$ . Тогда в соответствии с реакцией



$1 м^3$  глины на глубине 1000 м сможет генерировать 142 л  $H_2S$ , 2000 м – 71 л, а 3000 м – 29 л  $H_2S$ .

За счет катагенетического преобразования РОВ, содержащегося в глинах в количестве  $0,9 кг/м^3$ , может быть получено более 40 л  $H_2S$ , а при разложении органики, сконцентрированной до  $30 кг/м^3$ , его количество может достигнуть 1344 л. Очевидно, что в отличие от случая с углекислотой здесь определяющую роль будет играть  $H_2S$ , сформированный за счет деструкции РОВ.

В приведенных расчетах количество сульфатов в глинах сознательно занижено. Как это было показано И.Г. Киссиным [1964], отжимание поровых вод из майкопских глин Ставропольского района, залегающих на глубине до 900 м, при давлении до  $6800 кг/см^2$  позволило установить, что их минерализация достигает  $75 г/кг$  при содержании  $SO_4^{2-}$  до 50% эквивалента (напомним для сравнения, что в морской воде общая минерализация равна  $35 г/кг$  при  $SO_4^{2-}$ , равном 9,26% эквивалента). Поэтому попытка рассчитать количество  $H_2S$ , выделяемого при восстановлении сульфатов поровых вод майкопских глин, только усугубит сделанные выводы.

Однако вся картина совершенно изменится, если мы будем иметь дело не с закрытой, а с открытой системой, т.е. глинистые толщи окажутся проницаемыми и в них начнут поступать воды, содержащие  $SO_4^{2-}$ . Тогда соотношение между двумя описанными процессами генерации  $H_2S$  коренным образом изменится и количественно начнут преобладать уже явления абиогенного восстановления сульфатов.

В случае инфильтрационного притока  $SO_4^{2-}$ , по видимому, наиболее интенсивные процессы восстановления сульфатов будут осуществляться на тех глубинах, которые соответствуют ГФН, поскольку именно здесь количество восстановителя, растворенного в водах, максимально. Действительно, по данным Е.А. Барс и С.С. Коган [1974], содержание  $C_{орг}$ , растворенного в подземных водах в Грозненско-Дагестанской области, колеблется от 98,7 до 124,2 мг/л. При этом во всех исследованных авторами регионах оно на небольших глубинах обычно не превышает 60–75 мг/л, потом в зоне ГФН возрастает до 110–220 мг/л, а затем снова уменьшается до 50–60 мг/л и менее [Суббота и др., 1971; Белецкая, Сергеев, 1975; Барановская, 1975].

Можно поэтому думать, что в случае высокой проницаемости глин процессы разложения РОВ в деле генерации глубинного  $H_2S$  отступают на второй план и происходит пространственное смещение этого процесса, так как максимальное преобразование органики с выделением  $H_2S$  осуществляется обычно на глубинах 1–2 км, а зона ГФН лежит в пределах 2–3 км. Поступление сульфатных вод в коллекторы артезианского бассейна, а через них и в разделяющие глинистые отложения чаще всего осуществляется как раз не на элизионной, а на инфильтрационной стадии его развития. В настоящее время сульфатно-натриевые воды, существенно обогащенные ионом  $SO_4^{2-}$ , очень широко распространены в третичных песчаниках южного борта Терско-Кумского бассейна, что связано с близостью областей питания в районах Черных гор и Дагестан-

ского клина и с общей инфильтрацией подземных вод с юго-запада на северо-восток [Шагоянц, 1959; Киссин, 1964; Джамалов, 1973].

Менее характерны для глинистых отложений элизионных бассейнов процессы формирования abiогенного  $H_2S$  за счет разложения сернистых нефтей; они, по-видимому, гораздо чаще реализуются в песчаных и карбонатных пластах-коллекторах. Обычно этот путь образования  $H_2S$  связывают с широким распространением сернистых нефтей [Карцев, 1969] или ссылаются на экспериментальное получение  $H_2S$  из сернистых нефтей путем их нагревания до  $160-180^\circ C$  [Наметкин и др., 1934; Плюснин и др., 1939]. То обстоятельство, что нефти Терско-Кумского региона обычно малосернисты, делает этот вариант генезиса  $H_2S$  еще менее вероятным.

Термодинамические расчеты показывают, что взаимодействие нефти и сульфатов вод в принципе также может привести к выделению  $H_2S$ . Однако прямые эксперименты Фили и Калпа [Feely, Kulp, 1957] показали, что нефть обычно кинетически неактивна и не окисляется такими слабыми окислителями, как сульфаты. При взаимодействии нефти с раствором сульфата при  $100^\circ C$  в течение 81 дня не было обнаружено даже следов  $H_2S$ .

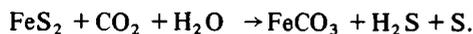
Более реальный путь сероводородообразования был обоснован опытами Н.Б. и Р.Б. Валитовых [1975]. Эти исследователи осуществили взаимодействие легких фракций нефти и самородной серы при высоких температурах в присутствии карбонатов, которые служили катализаторами реакции. Оказалось, что при низких температурах  $S$  легко растворяется в легких УВ, вступая с ними в химическую связь, тогда как при нагревании выше  $130^\circ C$  начинает выделяться газообразный  $H_2S$ .

Описанные эксперименты бесспорно представляют интерес, однако они скорее применимы к районам, в которых встречаются карбонатно-сульфатные комплексы пород и связанные с ними проявления самородной серы, нежели к рассматриваемому региону Восточного Предкавказья.

Образование  $H_2S$  особенно при высоких температурах теоретически возможно также при действии углекислых флюидов на рассеянные сульфиды [Щербаков и др., 1974] по схеме



или



Эти реакции, видимо, должны фиксироваться в осадочных отложениях замещением сульфидов карбонатами. Явлений подобного рода в исследованном регионе установлено не было, что и заставляет нас считать случай маловероятным.

Итак, в ОПБ Восточного Прикавказья наиболее действенными процессами являлись, вероятно, деструкция РОВ с образованием  $H_2S$  и abiогенное восстановление сульфатов в поровых водах глин под действием метана и других газообразных и растворенных в водах УВ. В случае закрытой системы ведущим является первый процесс, в случае открытой – второй.

Чрезвычайно важным представляется то обстоятельство, что растворимость  $CO_2$  и  $H_2S$  (т.е. полярных газов) гораздо выше, чем углеводородов, азота (неполярных газов). В  $1\text{ см}^3$  воды при нормальном давлении и  $T=20^\circ C$  углекислый газ растворяется в 27 раз лучше метана, а  $H_2S$  – в 78 раз. Благодаря этому в порах глин содержание свободных  $CO_2$  и  $H_2S$  обычно очень мало и составляет небольшую долю от растворенных; по данным В.А. Соколова [1966],  $CO_2$  в свободном состоянии составляет всего 6%, тогда как в растворенном состоянии находится 63,6%; очень сходно ведет себя  $H_2S$ , у которого эти же формы соотносятся как 2 и 61,7%.

Выше уже говорилось, что при изменении температуры и давления растворимость обоих газов меняется довольно интенсивно. При невысоких температурах (примерно до  $100^\circ C$ ) она обратная, при более высоких – прямая. При невысоких давлениях, обычно не превышающих 50 атм, растворимость  $CO_2$  и  $H_2S$  подчиняется закону Генри,

согласно которому она растет пропорционально давлению и бузенновскому коэффициенту; при высоких давлениях зависимость усложняется (табл. 11).

Очевидно, что в целом при одновременном повышении температуры и давления растворимость  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{S}$  и метана в воде вначале несколько понижается, а затем начинает интенсивно расти. Действительно, согласно данным табл. 11, заимствованной из книги А.А. Карцева [1969], растворимость  $\text{CO}_2$  на глубинах 0,5 км будет близка  $30,39 \text{ см}^3/\text{г}$  воды, 1 км —  $29,14 \text{ см}^3/\text{г}$  воды, а 2 км —  $32,39 \text{ см}^3/\text{г}$  воды, если использовать при расчетах градиенты давления и температуры, характерные для исследуемого нами района Дагестанского клина.

Экспериментальные исследования системы  $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ , проведенные при высоких температурах и давлении Н.И. Хитаровым и С.Д. Малининым [1958], С.Д. Малининым [1959], а также С. Такеноучи и Дж.-К. Кеннеди [1968], показали, что при давлении 400 атм и температуре  $300^\circ\text{C}$  растворимость  $\text{CO}_2$  достигает рекордного значения — 200 000 мл/л (для сравнения нужно отметить, что при  $T=0^\circ\text{C}$  и  $P=1$  атм растворимость  $\text{CO}_2$  в воде равна 1713 мл/л).

При дальнейшем увеличении термодинамических параметров состояния компонентов в системе  $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$  меняется таким образом, что наступает инверсия — не  $\text{CO}_2$  растворяется в воде, а  $\text{H}_2\text{O}$  растворяется в жидкой углекислоте.

Упомянутые выше исследования С.Д. Малинина [1959, 1965] позволяют также считать, что добавка 10%  $\text{CaCl}_2$  к дистиллированной воде несколько уменьшает растворимость  $\text{CO}_2$ , однако общий характер кривых растворимостей при этом сохраняется.

Как следует из табл. 11, в общих чертах поведение  $\text{H}_2\text{S}$  в воде сходно с поведением  $\text{CO}_2$ , хотя эксперименты Т.Н. Козинцевой [1965] показали, что растворимость этого газа в воде существенно превышает растворимость  $\text{CO}_2$  и других неполярных газов по крайней мере в интервале температур  $160-330^\circ\text{C}$ . Характерно также, что растворимость  $\text{H}_2\text{S}$  в воде подчиняется закону Генри и в присутствии сильных электролитов несколько уменьшается.

Таким образом, имеются все основания считать, что при наличии в глинах свободных пор, заполненных водой, поступление в них  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{S}$  даже при высоких термобарических показателях приводит к формированию трехкомпонентных карбонатно-сульфидных водных растворов.

Табл. 12, построенная по данным А.В. Щербакова с соавторами [1974], свидетельствует о том, что при избытке растворенной в водах  $\text{CO}_2$ , подкисление среды обеспечивает преобладание в растворе свободного  $\text{H}_2\text{S}$  и дефицит ионов  $\text{HS}^-$ , которые, согласно Г. Бассету [1932], А.Г. Бетехтину [1955], В.В. Щербине [1972] и другим авторам, являются важнейшей формой, определяющей выпадение гидросульфидов из раствора. Наоборот, удаление  $\text{CO}_2$  из вод благоприятствует их подщелачиванию и возникновению соединений  $\text{HS}^-$  с металлом; происходит усиленное образование гидросульфидов, которые позднее трансформируются в сульфиды. Отсюда становится ясным, что сульфидно-карбонатное равновесие в поровых растворах определяется главным образом поведением углекислоты, которая как бы регулирует возможность образования сульфидов.

Удаление  $\text{CO}_2$  из раствора должно, по-видимому, происходить преимущественно в газовой фазе. Потеря растворенной  $\text{CO}_2$  является предпосылкой, благоприятной для одновременного разветвления катагенетического сульфидообразования.

В случаях еще более глубокого погружения глинистых толщ существенное значение в структуре поровых растворов начинают играть битумоиды, нефть и растворенное в водах ОВ. Возникающая здесь четырех- или даже пятикомпонентная система флюидов изучена весьма поверхностно, хотя возможно, что ее физико-химические особенности заметно отличаются от особенностей сравнительно простых газоводных растворов. При исследовании таких сложных систем следует принимать во внимание растворимость нефти в воде и воды в нефти, растворимость газообразных УВ, а также  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{S}$  в нефтях и водах, разнообразные коллоидные процессы и многие другие еще слабо исследованные физико-химические явления. Характерно, что на данном

Таблица 11  
Растворимость газов в 1 г воды, см<sup>3</sup>

| Давление, атм | Температура, °С |       |       |      |       |                  |       |       |                 |      |      |
|---------------|-----------------|-------|-------|------|-------|------------------|-------|-------|-----------------|------|------|
|               | CO <sub>2</sub> |       |       |      |       | H <sub>2</sub> S |       |       | CH <sub>4</sub> |      |      |
|               | 25              | 50    | 100   | 200  | 300   | 71,1             | 137,8 | 171   | 60              | 100  | 160  |
| 50            | 27,73           | 17,25 | 10,18 | —    | —     | 49,4             | 29,4  | 24,7  | 0,93            | 0,84 | 1,24 |
| 100           | 31,75           | 25,63 | 17,67 | 15,2 | —     | —                | 59,2  | 55,1  | 1,70            | 1,58 | 2,39 |
| 200           | 35,03           | 29,14 | 25,69 | 30,7 | 35,4  | 149,3            | 149,3 | 138,1 | 2,75            | 2,71 | 4,10 |
| 400           | 38,62           | 33,29 | 32,39 | 50,4 | 111,3 | —                | —     | —     | 4,17            | 4,18 | 6,70 |
| 600           | —               | —     | —     | —    | —     | —                | —     | —     | 5,04            | 5,18 | 8,60 |

Таблица 12  
Влияние щелочности—кислотности на формы нахождения угольной и сероводородной кислот в растворе

| рН | Содержание в водном растворе, % |                               |                               |                       |                 |                 |
|----|---------------------------------|-------------------------------|-------------------------------|-----------------------|-----------------|-----------------|
|    | CO <sub>2</sub> своб            | HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> | CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup> | H <sub>2</sub> S своб | HS <sup>-</sup> | S <sup>2-</sup> |
| 5  | 96,62                           | 3,38                          | —                             | 99,14                 | 0,86            | —               |
| 6  | 74,08                           | 25,02                         | —                             | 91,97                 | 8,73            | —               |
| 7  | 22,22                           | 77,74                         | 0,04                          | 53,59                 | 46,61           | —               |
| 8  | 2,76                            | 96,72                         | 0,052                         | 10,04                 | 89,96           | —               |
| 9  | 0,88                            | 97,46                         | 1,66                          | 1,11                  | 98,83           | 0,04            |
| 10 | 0,27                            | 94,62                         | 5,11                          | 0,11                  | 99,63           | 0,36            |
| 11 | 0,02                            | 64,94                         | 35,04                         | 0,01                  | 96,49           | 3,50            |

этапе развития науки химические реакции, осуществляющиеся в таких сложных системах, часто оказываются непредсказуемыми.

Общее направление катагенетических преобразований в глинистых толщах, как это было показано выше, в значительной степени зависит от проницаемости этих образований, а последняя совсем не одинакова для газов и жидкостей. Максимальной миграционной способностью бесспорно обладают газы; на этом построена газовая съемка; детально обоснованная в работах В.А. Соколова [1948, 1971], И.В. Высоцкого, В.Б. Оленина [1964] и др.

Известно, что миграция газов сквозь глинистые толщи осуществляется либо путем диффузии, либо путем фильтрации или всплывания в воде. Диффузия подчиняется закону Фика, согласно которому скорость переноса вещества через единицу поверхности в единицу времени в любом направлении пропорциональна градиенту концентрации в этом направлении. Коэффициент диффузии  $D$  зависит от состава газов, от температуры и строения порового пространства глин. Так, например, коэффициент диффузии в воде метана равен  $2,2 \cdot 10^{-5}$  см<sup>2</sup>/с, а углекислого газа —  $1,6 \cdot 10^{-5}$  см<sup>2</sup>/с; в целом с увеличением молекулярного веса газа коэффициенты диффузии его уменьшаются.

Любопытно, что коэффициенты диффузии или способности газов к проникновению сквозь породы возрастают с увеличением температуры. По данным И.Л. Антонова [1954], коэффициенты диффузии метана в глинах колеблются в широких пределах — от  $1 \cdot 10^{-6}$  см<sup>2</sup>/с в глинах Подмосковья и  $2,7 \cdot 10^{-6}$  см<sup>2</sup>/с в глинах Ставрополя до  $n \cdot 10^{-9}$  см<sup>2</sup>/с в глинах Второго Баку. Можно думать, что порядок  $n \cdot 10^{-6}$  см<sup>2</sup>/с отвечает породам с трещинками или порами, сообщающимися между собой и заполненными водой, а порядок  $n \cdot 10^{-9}$  см<sup>2</sup>/с характеризует плотные глины с отсутствием систе-

мы сообщающихся между собой пор. Первый случай соответствует открытой физико-химической системе, в которой возникающая газовая составляющая может удалиться за пределы глинистых отложений. Второй случай характеризует закрытую систему, в которой возникающие газообразные компоненты остаются *in situ* в порах, и это существенно влияет на весь ход дальнейших физико-химических преобразований в глинах.

В целом, по данным В.А. Соколова [1964], хотя диффузия через толщу глин и представляет собой медленно идущий процесс, при стационарном диффузионном потоке, гидростатическом перепаде давления (1 атм на 10 м погружения) и при значении  $D$ , равном  $1 \cdot 10^{-6}$  см<sup>2</sup>/с, за 1 млн. лет из залежи метана через каждый 1 м<sup>2</sup> будет уходить в атмосферу 6,3 м<sup>3</sup> метана. Для залежей газа, образовавшихся, например, в мезозойское время, 100 млн. лет назад, потеря газа составляет 630 м<sup>3</sup> через каждый 1 м<sup>2</sup>. Трудно думать, что залежи газа, сформированные в мезозое, могут сохраниться при таких больших потерях.

А ведь при расчетах не учитывались условия фильтрации газа по трещинкам и связанным между собой системам пор, при которых дегазация залежи может осуществляться катастрофически быстро. Но оценить количественную роль этих процессов обычно оказывается почти невозможно, поскольку неизвестны фильтрационные характеристики каждого конкретного участка, а их оценка, согласно закону Дарси, требует знания газопроницаемости глин, величины начального и конечного давления газа, площади поперечного сечения коллектора, длины пути фильтрации, а также физических свойств фильтрующегося газа.

#### ОБЩАЯ СХЕМА ФОРМИРОВАНИЯ ГАЗОВОДНЫХ ФЛЮИДОВ В ПЕСЧАНО-ГЛИНИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЭЛИЗИОННЫХ БАССЕЙНОВ И РУДОГЕНЕЗ

Главное геохимическое отличие элизионных и инфильтрационных ОПБ заключается в том, что в первых на протяжении значительного времени активной силой, определяющей состав газов и вод, являются глинистые толщи. Именно в них по мере погружения на разные глубины осуществляются описанные выше физико-химические преобразования, формирующие накопление газоводных флюидов, которые затем отжимаются из этих пластичных толщ и попадают в жесткие и более емкие пласты песчаников-коллекторов.

Такое перераспределение газов и вод не проходит бесследно и, с одной стороны, сопровождается различными реакциями минералообразования на границе глина—песчаник, а с другой — способствует изменению состава флюидов, заключенных в песчаном коллекторе, определяет возможность формирования в нем новых по составу пластовых вод, залежей нефти, катагенетических минералов и текстур. При этом песчаники во всех вторичных преобразованиях, включая диагенез и катагенез, играют относительно пассивную роль, принимают отжимающиеся из глин флюиды и формирующиеся в них жидкие и газовые фазы, являются лишь геохимическим отражением вертикальной катагенетической зональности в глинах.

Наоборот, в инфильтрационных системах наиболее активная геохимическая жизнь сосредоточивается именно в относительно проницаемых пластах-коллекторах. Сюда внедряются вследствие подъема смежных площадей вадозные поверхностные воды, здесь в результате взаимодействия инфильтрационных вод и вмещающих пород осуществляются сложные геохимические преобразования твердой и жидкой фаз, здесь формируется эпигенетическая зональность отложений, преобразуются скопления нефти и газов, создаются и исчезают разнообразные рудные скопления [Германов, 1955, 1969; Холодов и др., 1961; Овчинников, 1970; Холодов, 1973]. Глины в области активных геохимических процессов приповерхностной зоны являются более пассивными и как бы меняются ролями с более проницаемыми песчаниками и карбонатными породами.

Сказанное позволяет утверждать, что если необходимо установить главные геохимические особенности развития элизионного бассейна, то в первую очередь надо изучить важнейшие особенности преобразования газоводных флюидов в глинистых толщах. Наоборот, геохимические реконструкции в инфильтрационных системах требуют исключительного и первоочередного внимания именно к пластам-коллекторам.

На рис. 34 приведена гипотетическая схема формирования газоводных растворов в глинистых толщах Восточно-Предкавказского ОПБ; в значительной мере она типична для всех элизионных систем вообще.

В центральной части рисунка расположена диаграмма вариации величины открытой пористости глин на разных стадиях погружения глинистого осадка; она построена с учетом данных, опубликованных в работах А.П. Лисицына [1956], Н.Б. Вассоевича [1960], Дж.М. Уэллера [1961], Ю.В. Мухина [1965], И.И. Нестерова [1965], а также Х. Рике и Дж. Чилингаряна [1974]. На ней показано довольно быстрое падение открытой пористости от 80–100% на поверхности осадка в морском палеоводоеме до 30–40% на глубине 100–200 м; эти изменения соответствуют стадии диагенеза. При палеоглубинах от 200 м и до 3 км пористость глин довольно плавно сокращается до величины 5–6%; в пересчете на количество воды это на палеоглубине 2 км соответствует 80–180, а 3 км – 20–90 л/м<sup>3</sup>.

В интервале около 4 км показано увеличение пористости (разуплотнение), связанное с процессом гидрослюдизации; в ряде других регионов это явление наблюдается на глубинах от 1 до 4 км. Расчеты показали, что из 1 м<sup>3</sup> майкопской глины в Восточном Предкавказье могло выделиться около 100–110 кг воды; это означает, что открытая пористость под действием несжимаемого флюида может увеличиться в 2–3 раза. На палеоглубинах 5–7 км наблюдается новое уменьшение пористости глин до 2–3%.

На рис. 34 слева (залито черным) показано максимальное содержание остаточного ОВ (в % РОВ), первоначально отложенного на дне палеоводоема до начала диагенетических реакций. Рядом с остаточным ОВ разными условными знаками показаны потери органики в каждую фазу преобразования, причем высота каждого столбика пропорциональна процентному содержанию выделившегося из ОВ компонента.

Эта часть графика составлена с учетом данных Н.Б. Вассоевича [1955], Н.Б. Вассоевича, Ю.И. Корчагиной и др. [1970], В.А. Успенского и др. [1958], а также С.Г. Неручева и др. [1976]; ее количественное обоснование приведено в табл. 9.

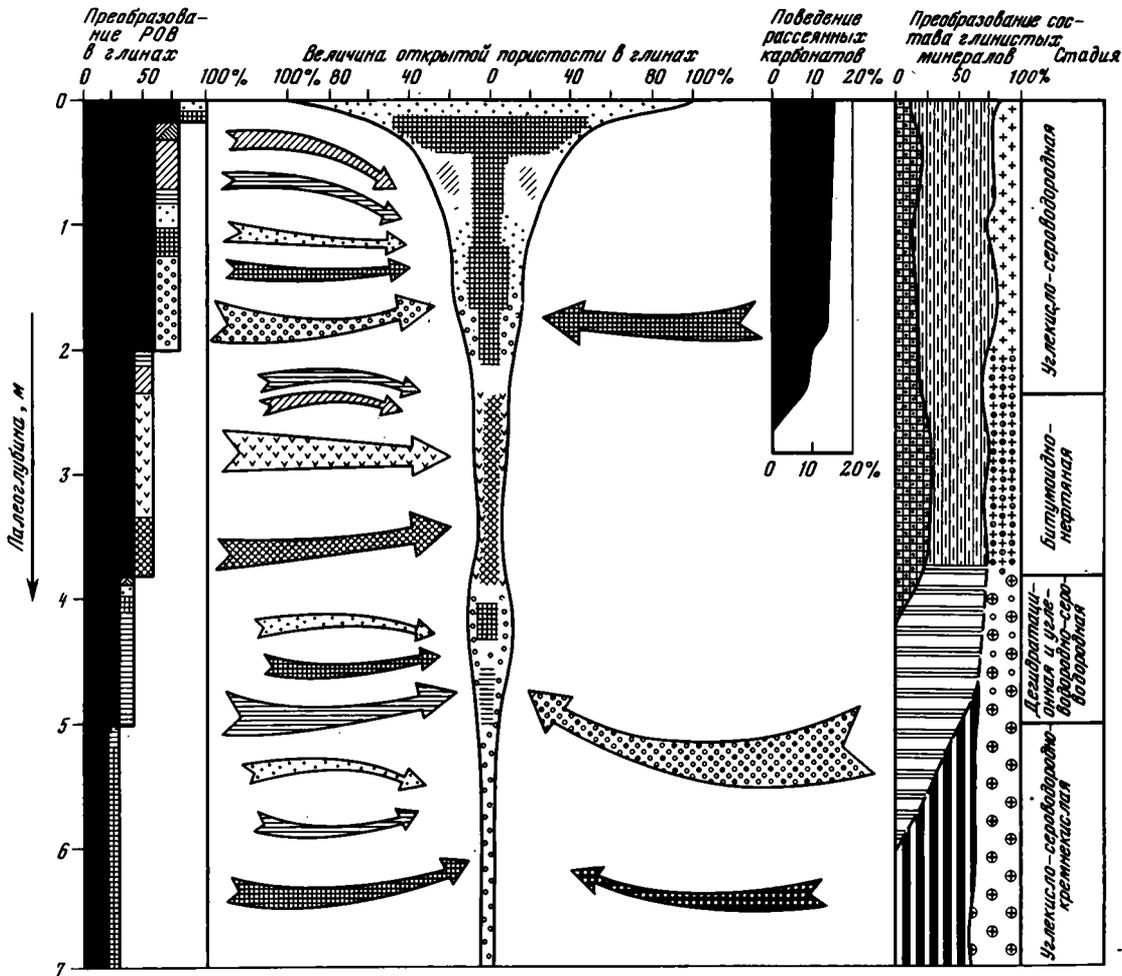
Очевидно, что в диагенезе при разложении РОВ формируются преимущественно H<sub>2</sub>S и CO<sub>2</sub> биогенного происхождения; одновременно осуществляется осернение ОВ. Позднее, в начальную фазу нефтеобразования, из РОВ выделяются H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub> и битумоиды при подчиненном значении H<sub>2</sub>S и газообразных углеводородов. Еще глубже, в ГФН из РОВ эмигрируют нефть, УВ и водорастворимая органика. При дальнейшем погружении разложение ОВ сопровождается выделением газообразных УВ и в резко подчиненных количествах – CO<sub>2</sub> и H<sub>2</sub>S. Наконец, в наиболее глубоких частях разреза РОВ становится источником углекислоты и в меньшем количестве – H<sub>2</sub>S и газообразных УВ.

Генерация всех перечисленных компонентов нефтематеринскими глинами на рис. 34 показана стрелками разной величины; очевидно, что по мере погружения глинистых толщ, содержащих РОВ, в зону катагенеза состав выделяющихся в их поровое пространство компонентов качественно и количественно меняется.

Справа на рисунке показаны поведение рассеянных в глинах карбонатов, а также важнейшие преобразования глинистых минералов; в качестве эталона этих явлений на диаграмме использованы материалы по Восточному Предкавказью.

Очевидно, что общее количество карбонатов в глинистых толщах резко уменьшается на глубине 2 км; здесь осуществляется, по-видимому, гидролиз карбонатного материала и усиленное поступление возникшей CO<sub>2</sub> в поры глин, заполненные водой.

Важнейшие преобразования глинистых минералов связаны с гидрослюдизацией монтмориллонита на глубинах 3,7–4 км; они сопровождаются усиленным выделением дегидратированной воды. С дегидратацией глинистых толщ ОПБ нередко ассоциируют-



Р и с. 34. Схема формирования газосодержащих растворов в глинах элизионного осадочно-породного бассейна

1 -  $H_2S$ ; 2 -  $CO_2$ ; 3 - жидкие битумоиды; 4 -  $CH_4$  и газообразные УВ; 5 -  $NH_3$  и  $O_2$ ; 6 - вода, полученная в результате разложения РОВ; 7 - дегидратированная вода глин; 8 - водорастворимое ОВ; 9 - нефть; 10 - водорастворимая кремнекислота ( $SiO_2$ ); 11 - остаточные РОВ или рассеянные карбонаты; 12 - монтмориллонит; 13 - гидрослюда модификации 1Md; 14 - смешаннослойный минерал; 15 - гидрослюда модификации 2Md; 16 - хлорит (Iв-I); 17 - каолинит; 18 - хлорит (IIв)

- |  |  |  |
|--|--|--|
|  |  |  |
|  |  |  |
|  |  |  |
|  |  |  |
|  |  |  |
|  |  |  |

ся перераспределение и мобилизация ряда химических элементов, самоочищение глин от битумоидов и формирование нефтяных залежей в смежных пластах-коллекторах.

Наряду с трансформацией монтмориллонита в гидрослюда на больших глубинах нередко осуществляется новообразование хлорита; его возникновение обычно сопровождается выделением аморфной  $\text{SiO}_2$ , которая легко растворяется поровыми водами глин [Коссовская, 1962; Логвиненко, 1968].

Характерно, что, по данным Окамото с соавторами [Okamoto et al., 1957] и К.Б. Краускофа [1963], растворимость аморфной кремнекислоты линейно связана с повышением температуры и возрастает также в щелочных средах при  $\text{pH} > 9$ ; при  $0^\circ\text{C}$  аморфная  $\text{SiO}_2$  растворима до 60–80, при  $85\text{--}90^\circ\text{C}$  — до 300–380, при  $155^\circ\text{C}$  — до 700, а при  $200^\circ\text{C}$  — почти до 1100 мг/л. Естественно, что на глубинах 5–6 км, где в среднем температура достигает  $200\text{--}300^\circ\text{C}$ , могут легко формироваться кремнекислые растворы с высоким содержанием растворенной  $\text{SiO}_2$ . Этому также способствует увеличение количества  $\text{CO}_2$ ; согласно экспериментальным данным Е.С. Кабановой [1960], повышение давления  $\text{CO}_2$  в растворах способствует усиленному растворению кварца, халцедона, опала.

Поскольку разложение РОВ на глубинах 5–7 км обычно сопровождается выделением  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{S}$  (см. рис. 34), в результате катагенетической хлоритизации могут формироваться сложные углекисло-сероводородно-кремнекислые поровые воды. Именно за счет рассеянных карбонатов и трансформации глинистых минералов в поры глин элизионных систем поступает значительное количество  $\text{CO}_2$ , воды и кремнекислоты.

В целом по мере погружения глинистых илов в области повышенных давлений и температур общий состав флюидов, заполняющих поры, видимо, в свою очередь испытывал изменения. Если до палеоглубин 2–2,4 км отчетливо преобладало поступление значительных масс  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{S}$ , то ниже, до палеоглубины 3,7 км, широкое распространение получали жидкие нефтяные УВ, битумоиды и углеводородные газы. Таким образом, углекисло-сероводородная стадия ниже постепенно сменялась битумоидно-нефтяной.

На палеоглубинах от 3,7 до 5 км ведущим процессом становилась дегидратация глин и сопровождающее ее усиленное формирование углеводородно-сероводородных газов, причем она сопровождалась увеличением пористости (дегидратационная и углеродно-сероводородная стадии), а еще ниже — завершившаяся трансформация глинистых минералов. Новое сокращение открытой пористости и развивающаяся генерация  $\text{CO}_2$  за счет РОВ приводит к возникновению углекисло-сероводородно-кремнистой стадии.

Отдельные звенья показанных на рис. 34 преобразований не обязательны для всех ОПБ элизионного типа; в зависимости от геотермического режима данного участка глубины, на которых осуществляются катагенетические преобразования, могут существенно варьировать.

Значительные коррективы в предлагаемую схему будут вносить литолого-фациальные особенности глинистых толщ. Так, в случае, если в разрезах исследуемых ОПБ будут преобладать глинистые нефтематеринские фации, резко обогащенные РОВ, наиболее яркое развитие среди прочих катагенетических процессов получат явления, связанные с битумоидно-нефтяной стадией; если глины исследуемого разреза, наоборот, будут обеднены РОВ сапропланктогенного генезиса, но обогащены гумусовыми компонентами и рассеянными карбонатами, битумоидно-нефтяная стадия будет редуцироваться, а ведущей вместо нее станет углекисло-сероводородная.

Кроме отмеченных особенностей разрезов ОПБ, в развитии тех или иных катагенетических преобразований большую роль играет проницаемость формирующихся толщ, которая в свою очередь зависит от первичного минералогического состава глинистых илов, первичного содержания в них ОВ, а также трещиноватости пород, обусловленной тектоническим строением и развитием района. В случае повышенной проницаемости глинистых покрывшек их можно рассматривать как открытую физико-химическую систему, а это определяет возможность усиленного гидролиза рассеянных карбонатов,

усиленного формирования abiогенной  $\text{CO}_2$  и возникновения abiогенного  $\text{H}_2\text{S}$  за счет сульфатов подземных вод. Все эти явления не будут наблюдаться в толщах плотных и слабопроницаемых глинистых отложений, надежно изолирующих разные части разреза и обеспечивающих развитие физико-химических реакций в закрытой системе при высоких давлениях, возникающих в порах газовых компонентов.

Рис. 34 позволяет также подчеркнуть одну принципиальную сторону катагенетического формирования газоводных растворов в поровой системе глин: по мере погружения этих отложений в глубь ОПБ самозарождение газоводных растворов будет происходить под действием меняющихся термобарических условий и осуществляться в определенном порядке. В результате этого одна и та же глинистая толща на глубинах 0,5–2 км может служить источником углекисло-сероводородных термальных растворов, на глубинах 2–4 км – водорастворимых УВ и жидких битумоидов, на глубинах 4–5 км – газообразных УВ и дегидратационных вод, а еще глубже – углекисло-сероводородно-кремнистых терм.

Взаимодействие глинистых отложений и песчаников в элизионных бассейнах основано на их различных механических свойствах. Известно, что первичная пористость глинистых осадков всегда выше, чем пористость песчаников [Энгельгардт, 1964; Уэллер, 1961; Мюллер, 1971]. В дальнейшем, поскольку в пластичных глинистых илах внешнее геостатическое давление воспринимается не только пластичным минеральным каркасом, но и жидкой межзерновой фазой, пористость глин довольно быстро сокращается, а гидростатическое давление внутри них соответственно растет. На рис. 35 показана зависимость, существующая между общей пористостью глин и глубиной их погружения в осадочную оболочку.

Очевидно, что во всех случаях пористость глин довольно быстро уменьшается, причем такое уплотнение глин осуществляется до глубин 2,5–2,7 км. Именно в этом интервале, от нескольких метров до 2,5 км, глины непрерывно теряют флюиды, состав которых, как уже показано выше, существенно меняется в зависимости от глубин погружения.

К сожалению, упомянутые выше исследователи совершенно не учли процессы, связанные со второй стадией дегидратации; данные Г.В. Лебедевой [1971], Б.А. Лебедева [Влияние..., 1976] и З.А. Кривошеевой [1972] позволяют считать, что в случае монтмориллонитовых глин на глубинах 3–4 км пористость глин снова несколько возрастает, иногда достигая 10–12%.

В результате того, что рост геостатического давления в глинах может намного превышать величину гидростатического давления флюида, глины выступают в качестве главных поставщиков вод. Наоборот, жесткий каркас песчаников принимает на себя почти все геостатическое давление, вследствие чего пористость песчаных пород обычно сокращается незначительно, а гидростатическое давление увеличивается очень слабо [Уэллер, 1961, Энгельгардт, 1964; Добрынин, 1965, 1968] (см. рис. 35).

В связи с тем что на значительных глубинах разность гидростатического давления в глинах и песчаниках все время увеличивается, интенсивность оттока флюидов из одних пород в другие постепенно должна возрастать, а их объем – уменьшаться.

Те же соотношения имеют место при сравнении гидростатических давлений глинистых пластов и зон трещиноватости, нарушений и разломов; на всем протяжении развития элизионной системы разрывы дренируют толщину глин.

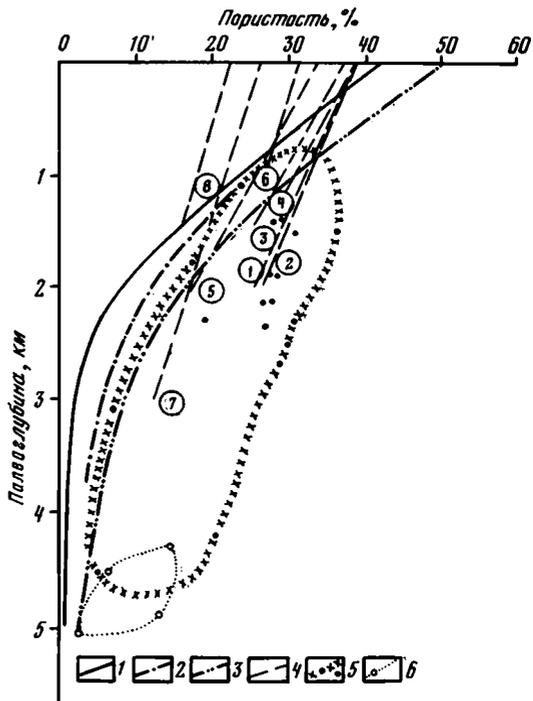
В ОПБ элизионного типа процессы флюидообмена часто начинаются еще на стадии диагенеза, но продолжают и после уплотнения глин. В результате провести четкую границу между этими двумя разными стадиями литогенеза исследователям удастся далеко не всегда.

В соответствии с определением Н.М. Страхова [1960] диагенез представляет собой стадию физико-химического уравнивания первичных компонентов осадка в термодинамических условиях поверхности Земли; для него наиболее типичны микробиологическое разложение ОВ в обстановке тесного водообмена с наддонной водой водоема и вызванные им явления перераспределения компонентов путем диффузии. Уплот-

Р и с. 35. Сравнение пористости песчаников и глин на разных палеоглубинах

Уплотнение: 1–3 глины: 1 – по Уэллеру [Weller, 1959; Уэллер, 1961], Хедбергу [Hedberg, 1936], Эйзи [Athy, 1930], 2 – по Н.В. Вассоевичу [1960], 3 – по И.И. Нестерову [1965]; 4–6 – песчаников: 4 – по В.П. Добрынину [1968], 5 – по В.А. Ханину и Р.А. Коньшиевой [1978], 6 – по В. Энгельгарту [1964]

Цифры в кружках: 1 – плиоцен, Калифорния; 2 – миоцен, Луизиана и Техас; 3, 4 – олигоцен (3 – Луизиана, 4 – Техас); 5, 6 – юра и нижний мел (5 – Центральное и Восточное Предкавказье, 6 – Прикаспийская впадина); 7 – карбон, Техас и Оклахома; 8 – ордовик, Нью-Мексико, Техас, Оклахома, Канзас



нение осадка является фактором, обрывающим эти процессы в эпиконтинентальных водоемах.

Напротив, как только в глинистых илах твердая фаза начинает преобладать над жидкой и появляется сплошной глинистый каркас породы, тотчас затрудняется связь

с наддонной водой, а сама глинистая порода, подобно резиновой губке, начинает отдавать заключенные в ней флюиды в жесткие пласты песчаников-коллекторов. В глинистых толщах диагенетическая диффузия сменяется фильтрацией – процессом, совершенно нетипичным для диагенеза. Этот процесс постдиагенетического обмена в силу незначительной роли геостатического давления в диагенезе практически не реализуется, однако по мере увеличения мощности покрывающих отложений на стадии катагенеза и соответствующего увеличения геостатической нагрузки его интенсивность будет возрастать и достигнет максимального значения в интервале 1–1,5 км. Затем в связи с уменьшением открытой пористости глин она снова начнет уменьшаться, достигнув минимума на глубинах 2–2,5 км.

Характерно, что в геохимическом плане процессы диагенеза также оказываются тесно связанными с явлениями катагенеза. Так, например, в пределах разреза р. Сулак хорошо видно, что процессы диагенетического сульфидообразования и особенно формирования карбонатных конкреций в глинах и песчаниках благодаря разложению РОВ и гидролизу рассеянных карбонатов в начальные стадии катагенеза продолжались даже при погружении глинистых отложений на глубины 1,5–2 км; диагенетическое перераспределение карбонатов постепенно сменялось катагенетическим на фоне непрерывно развивающегося уплотнения глин. При этом термобарические показатели иловой стадии (диагенеза) медленно росли, достигая 100–120°С и 500–550 атм.

В свете изложенного несколько иную трактовку получает образование субвертикальных карбонатных конкреций (“пирамидальных” конкреций) и дайкоподобных тел, описанных Ю.О. Гавриловым [1977], наряду с обычными диагенетическими конкрециями в отложениях чокрака и карагана, обнаженных на берегах рек Сулак, Ярлык-су, Элистанжи и Фортанга. Мы предполагаем, что подавляющее большинство этих секущих карбонатных тел сформировалось не в стадию диагенеза, а в стадию катагенеза в более уплотненных глинистых толщах. Иначе говоря, пирамидальные карбонатные конкреции, скорее всего, представляют собой группу образований, переходных от диагенетических карбонатных конкреций к катагенетическим кластическим дайкам с карбонатным цементом, и возникли на стадии начального катагенеза вследствие несколько повышенной

вертикальной проницаемости глин, усиленного гидролиза рассеянных карбонатов и продолжающегося отжимания растворов из уплотняющихся глинистых толщ.

Изложенные выше факты, так же как и схема формирования газоводных флюидов (см. рис. 34), однозначно свидетельствуют о том, что в исследованных отложениях граница между диагенезом и катагенезом благодаря усиленно осуществляющемуся гидролизу рассеянных в глинах карбонатов была весьма расплывчата и неопределенна.

Главный механизм элизионных явлений, как это было показано выше, сводится к формированию газоводных растворов в глинистых толщах и их выдавливанию в породо-коллекторы или системы трещин; одновременно, по-видимому, в глинах осуществляется мобилизация ряда подвижных компонентов, которые вначале растворяются в поровых водах, а затем перемещаются вместе с ними в более проницаемые зоны, где могут выпадать из растворов и формировать разнообразные аутигенные скопления. Так, глинистые толщи, погружаясь на определенные термобарические уровни, самопроизвольно становятся источником, определяющим формирование аутигенной минерализации, а иногда и рудных скоплений в пластах-коллекторах и тектонических разломах.

Как показано на рис. 34, на первом этапе элизионного катагенеза в глинах могут интенсивно мобилизовываться рассеянные карбонаты. Поступая вместе с поровыми водами в проницаемые зоны, они формируют катагенетические скопления карбонатов и сульфидов. Выпадение этих минералов в осадок стимулируется дегазацией сульфидно-карбонатной системы в результате уменьшения величины гидростатического давления.

Конкрециевидные карбонатные тела в песчаных толщах среднего миоцена (чокрак, караган), муцидакальского и миатлинского горизонтов майкопа в пределах Черных гор и Дагестанского клина, локализованные вдоль верхних и нижних контактов песчаников с глинами, были описаны ранее [Холодов, Гаврилов, 1974; Холодов, Недумов, 1981; Гаврилов, 1977, 1982]. Широкое их распространение в отдельных песчаных пластах сильно снижает пористость и проницаемость песчаных коллекторов.

В ряде работ советских [Минский, 1974; Гурова, 1976; Лебедев и др., 1976; и др.] и зарубежных [Curtis, 1978; Blatt, 1979] исследователей отмечалось, что в песчаных коллекторах при погружении часто проявляются катагенетические процессы карбонатизации с формированием кальцитового, доломитового и сидеритового цемента, хлоритизации, окварцевания и даже цеолитизации.

Очевидно, что  $\text{CO}_2$  в песчаных пластах-коллекторах ведет себя в зависимости от конкретной обстановки по-разному. В одних случаях она быстро удаляется по пласту, стимулируя падение давления в газоводном растворе и выпадение карбонатов. В других она концентрируется на определенных участках и способствует не только растворению карбонатов, но и преобразованию обломочных минералов. Так, например, при ее участии могут каолинизироваться полевые шпаты, гидрослюды и хлорит, а иногда даже растворяться зерна кварца и халцедона; в последнем случае коллекторские свойства песчаных коллекторов на глубине будут улучшаться.

Наряду с пластовой карбонатизацией в некоторых элизионных бассейнах обнаруживаются секущие напластование катагенетические карбонатные "столбы", контролируемые зонами трещиноватости. Так, например, по данным Б.А. Лебедева [Влияние..., 1976], в Западной Сибири вторичная карбонатизация формирует крупные секущие тела, прослеженные в большом стратиграфическом интервале и приуроченные к разломам.

Мобилизацией рассеянных диагенетических карбонатов в глинистых толщах можно, на наш взгляд, объяснить также формирование некоторых марганцевых месторождений типа Лабинского, так как известно, что сероводородная обстановка, богатая активными восстановителями марганца, благоприятствует переходу слабо мигрирующего четырехвалентного марганца в двухвалентную, хорошо растворимую форму [Сапожников, 1967; Страхов и др., 1968]. Вследствие этого марганец может легко перемещаться из глин в песчаники, где дегазация флюидов, уход  $\text{CO}_2$  и смещение карбонат-

ного равновесия в сторону образования нерастворимых форм могут привести к катагенетическому выпадению родохрозита.

В случае Лабинского и, возможно, Мангышлакского марганцевых месторождений источником металла могли являться первично обогащенные им майкопские глины, которые опускались на глубины 2—2,5 км и подвергались катагенетической переработке. С таким объяснением их происхождения хорошо гармонирует обратная геохимическая зональность рудных скоплений, описанная на Лабе в работе Н.М. Страхова и др. [1968]. Как оказалось, здесь максимальные скопления такого слабого мигранта, как  $\text{FeCO}_3$ , локализируются в зоне перехода дельтовых песчаников в глины, тогда как концентрации легко мигрирующего  $\text{MnCO}_3$  оказываются повышенными внутри поля дельтовых песчаников. Относительное положение рудных концентраций указывает на подток рудных растворов из майкопских глин.

Сравнительно недавно появились факты, свидетельствующие о сходном генезисе колчеданных месторождений южного склона Кавказа; среди них в первую очередь следует назвать Кызыл-Дере и Фелизчай [Холодов, Кикнадзе, 1983]. Если учесть, что в пределах рудных полей этих месторождений элементы группы Fe нарушают обычные для фациального профиля осадочных отложений закономерности и вместо того, чтобы накапливаться в глинах, отчетливо концентрируются в песчаниках и алевролитах, то приходится считать связанные с ними пространственно рудные тела сульфидов (пирит, пирротин, халькопирит) результатом катагенетического перераспределения вещества в рудосодержащих отложениях. Поскольку в ряде районов Дагестана стратиграфические эквиваленты рудоносной верхнеялахкамской свиты содержат диагенетические залежи и рассеянные формы сидеритов, можно думать, что именно сидеритоносные отложения явились теми рудоматеринскими отложениями, в результате катагенетической трансформации которых образовались сульфидные жилы и (реже) стратиформные тела.

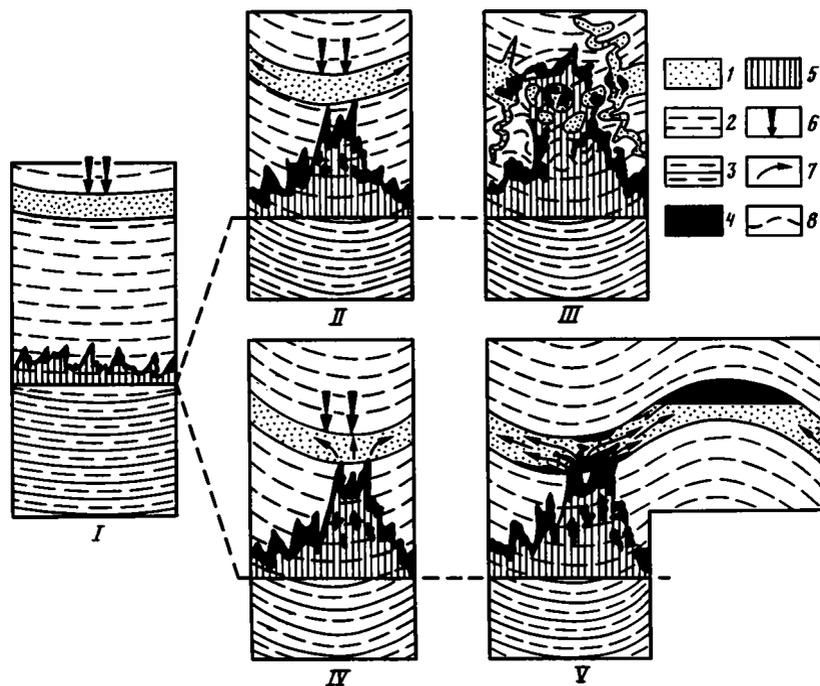
Изучение форм распределения кларковых содержаний железа в глинистых породах показало, что именно сидеритоносные морские глины содержат максимальное количество геохимически активного железа (от 76 до 119 кг/м<sup>3</sup>) и могут рассматриваться как потенциально рудоносные.

На следующем, более позднем этапе элизионного цикла (см. рис. 34) осуществляется термолит и катализ РОВ с образованием микронефти в глинистых отложениях, а затем происходит выделение дегидратационной воды в связи с трансформацией монтмориллонитовых образований в гидрослюдах.

При этих процессах медленно продавливающаяся вверх сквозь толщи погружающихся глин горячая вода, сконцентрированная на палеоглубинах дегидратации (3700—4000 м), находящаяся под давлением 700—1000 атм и нагретая до 150—200°C, неизбежно увлекает за собой битумоиды и извлекает из поровых вод  $\text{H}_2\text{S}$  и  $\text{CO}_2$ , однако ее взаимодействие с опускающимися вниз пластами песчаников осуществляется поразному, в зависимости от того состояния, в котором находятся жесткие системы песчаных коллекторов (рис. 36). Когда в прогибающемся бассейне первый песчаный пласт достигает фронта отжимающегося флюида, могут возникнуть два варианта процесса.

Если пласт песка (песчаника) представляет собой замкнутую систему, в которой сохраняется относительно невысокое гидростатическое давление, но к нему, в результате прогибания и стремления к увеличению площади, приложены значительные силы растяжения, внедрение газоводного флюида под большим давлением вызывает явления песчаного диапиризма (см. рис. 36, I, II, III). В том случае, если гидростатическое давление жидкости внутри песчаного пласта превысит или окажется близким к геостатическому, может нарушиться связь между зернами-обломками, они окажутся взвешенными в газоводном флюиде и начнется разжижение песка — формирование глубинного п л ы в у н а.

В обстановке сильных тектонических напряжений, вызванных прогибанием бассейна, внезапная потеря жесткости пласта на каком-либо его участке равносильна



Р и с. 36. Принципиальная схема формирования рудоносных растворов, текстур палеоплывунов и нефтяных залежей в результате дегидратации и гидрослюдизации песчано-глинистых толщ

1 — пески и песчаники; 2, 3 — глины: 2 — содержащие монтмориллонит, 3 — с гидрослюдой; 4 — скопление битумоидно-нефтяных флюидов; 5 — дегидратированная вода и газы; 6 — направление прогибаний; 7 — отток флюидов по пласту; 8 — граница гидрослюдиации и дегидратации (глубина 1000–3700 м,  $T = 100 \div 180^\circ\text{C}$ ,  $P = 200 \div 1000$  атм); I–V — стадии процесса

взрыву; пласт резко увеличивал свою площадь, а напряжение растяжения переносилось с песчаников на вмещающие их глины. Характер дальнейших деформаций в значительной степени определялся соотношением пластичности разжиженных песчаников и вмещающих их глин. Если пластичность обеих толщ оказывается близкой, вся масса выдавливается на одних участках и нагнетается в другие; при этом песчаники "растаскиваются" на глыбы и деформированные тела, заключенные среди перемятых глин. Формируется горизонт с включениями.

Если же вмещающие глины оказываются более жесткими, нежели разжиженные пески плавуча, то в них образуются крупные зияющие трещины, которые тотчас же заполняются жидкой песчаной пульпой. Поскольку формирование целой системы кластических даек сопровождается резким падением гидростатического давления, песок, проникший внутрь трещины, вновь теряет подвижность, уплотняется и цементируется карбонатными минералами, выпадающими из растворов пульпы.

В другом случае, если пласт песка (песчаника) будет представлять собой замкнутую или открытую систему, сохранять внутри относительно невысокое гидростатическое давление, но не будет испытывать сильных тектонических напряжений (см. рис. 34, I, IV, V), текстуры палеоплывунов в нем либо образовываться совсем не будут, либо их возникновение не приведет к нарушению сплошности. Песчаный пласт будет просто дренировать глинистые толщи. Под давлением в него начнет внедряться флюид, который затем, в процессе вторичной миграции, может дифференцироваться на нефть и воду и, таким образом, на больших глубинах могут быть созданы разнообразные нефтяные залежи [Губкин, 1937; Брод, Еременко, 1957; Леворсен, 1970]. По-видимому, именно таким путем образовались многочисленные нефтяные место-

рождения Терско-Сунженского района, в которых залежи нефти залегают в среднемиоценовых песчаных коллекторах [Холодов, Недумов, 1981].

На фронте дегидратации обычно не только осуществляется самоочищение глинистых толщ в процессе их погружения на критические глубины и "сбрасывание" сформированных газоводных флюидов в песчаные коллекторы, но и происходит растворение и перераспределение ряда химических элементов, заключенных в глинах.

Механизм этого явления, к сожалению, не совсем ясен. Экспериментами А.Н. Бунева с соавторами [1947], П.А. Крюкова [1964, 1971], М.С. Котовой [1965] и других авторов было показано, что в высокодисперсных и гидрофильных глинистых породах общая минерализация последовательно отжимаемых порций раствора заметно уменьшается, что отражает все большее участие в процессе не только свободной, но и связанной воды. По мнению А.М. Блоха [1968] и А.А. Карцева [1978], вода, высвобождающаяся во время минеральных преобразований и особенно в ходе дегидратации глин, отличается высокой агрессивностью по отношению ко многим микрокомпонентам породы и легко растворяет дисперсные минералы. При этом среди химических элементов, слагающих майкопские и чокракско-караганские глины, наиболее растворимыми бесспорно являются Cu, Ni, Co, Pb, Mo, Ge и Fe и Mn, в первую очередь та их часть, которая была еще не связана в сульфидную форму, а первоначально находилась в карбонатных минералах.

Кроме того, опытами В.И. Манихина и П.А. Крюкова [1968], Е.А. Козинцевой [1965] и других исследователей было установлено, что при повышении давления и температуры в раствор нередко переходит избыточное количество макро- и микрокомпонентов, которые зачастую выделяются там, где термобарические показатели снова падают.

Таким образом, явления дегидратации воды могут сопровождаться растворением и переотложением некоторых микрокомпонентов глин.

Какую-то роль в миграции и перераспределении элементов-примесей может играть также присутствие избыточных количеств  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{S}$  в тех поровых водах, которые формируются на переднем крае фронта дегидратации. Так, например, известно, что марганец особенно легко мигрирует в сероводородной обстановке, но зато чаще всего осаждается с карбонатами. Возможно также, что для ряда других элементов-примесей осаждение осуществляется путем сорбции на глинистых минералах, битумоидах и РОВ; значение этих явлений в геохимии поровых растворов особенно отстаивалось В.В. Колодием с соавторами [1978]. Многие исследователи [Коржинский, 1947; Дегенс, Чилингар, 1971; и др.], кроме того, полагают, что при миграции вод сквозь глинистый фильтр может наблюдаться эффект фильтрационной сепарации различных компонентов, во многих отношениях подобный бумажной хроматографии.

Вполне вероятно, что дегидратированные из глинистых толщ воды в некоторых случаях оказывались весьма существенно обогащенными двухвалентным железом; об этом свидетельствует то обстоятельство, что очень часто цемент кластических даек слагается сидеритом, что весьма сближает эти образования с жильными скоплениями сидеритовых руд.

Как известно, жильные скопления сидеритовых руд до настоящего времени рассматривались как типичные эндогенные образования. При этом выделялись два типа сидеритовых жильных месторождений.

Первый тип представляет собой собственно сидеритовые жилы, иногда с сульфидами Pb и Cu, еще в 30-е годы разрабатывавшиеся вблизи г. Зиген (ФРГ); аналогичные месторождения известны в США. Жилы секут граувакки и глинистые сланцы девона, не обнаруживая явной пространственной связи с магматическими породами. По данным Г. Берга [1937], зигенландская руда содержит только 35% железа; характерно, что жилы рудоносны лишь в тех местах, где они пересекают песчаные пласты, в которых всегда содержится примесь карбонатов железа или хлоритов. Ниггли [Niggli, 1925] считал такие жильные скопления сидерита "телемагматическими" выделениями основных интрузивных масс.

Второй тип включает серебро-галенит-сидеритовые жилы, иногда переходящие в

кварцевые; месторождения этой группы распространены в США (Кер-д'Ален, Вуд Ривер, Айдахо), Испании (Картахена, Линорес) и других странах.

Наиболее изученным среди них является район Кер-д'Ален (штат Айдахо, США). Здесь рудные жилы располагаются в пределах выхода на дневную поверхность аргиллитов, филлитов, глинистых сланцев и кварцитов докембрийской серии Бельт; серия прорвана несколькими интрузиями монзонитов. Главными рудными минералами жил являются тетраэдрит, галенит, сфалерит; повсеместно в них присутствует пиритовая минерализация. Наиболее обычным жильным минералом является сидерит; реже встречаются магнезиальные карбонаты, кварц и барит.

По представлениям Ренсома и Калкинса [Ransome, Calkins, 1908], С.У. Хоббса и В.С. Фриклунда [1972], месторождение возникло в результате формирования глубинного батолита, из которого рудосодержащие растворы поступали в вышележащие отложения серии Бельт, рассеченные разломами и трещинами.

Все приведенные данные оказываются удивительно созвучными с представлениями В. Линдгрена [1934] и Г. Шнейдерхена [1957], которые, обобщив огромный фактический материал по гидротермальным месторождениям всего мира, пришли к выводу, что сидерит является типичным жильным минералом мезотермальной группы рудных скоплений, возникающих на глубине от 1,2 до 3,6 км при температуре от 200 до 300°С, чаще всего в тесной генетической связи с магматическим очагом.

Приведенные в настоящей монографии материалы показывают, что сидеритовые и сульфидно-сидеритовые жилы (кластические дайки), действительно формирующиеся в среднемиоценовых отложениях Восточного Предкавказья на глубинах 3—3,5 км, могут образовываться в осадочных толщах за счет вещества самих осадочных отложений, вне всякой связи с интрузивной деятельностью. Этот вывод бесспорно представляет большой интерес с позиций рудной геологии и общей теории рудообразования; он позволяет считать некоторые площади, заключенные внутри элизионных бассейнов, особенно перспективными с точки зрения поисков сидеритовых жил.

Рассматривая в историческом аспекте процессы дегидратации песчано-глинистых отложений в элизионных бассейнах начиная с момента отложения сильно обводненных илов на дне палеоводоёма, можно прийти к заключению, что в первый, диагенетическо-катагенетический, этап обезвоживания образуются рудные залежи пластово-линзовидного типа, лишь изредка сочетающиеся с секущими напластование формами. Таковы, например, марганцевые карбонатные руды Лабинского месторождения или сидеритовые руды Березовского месторождения, которые большинство исследователей связывали с рудными процессами диагенеза [Страхов, 1960; Страхов и др., 1968; Писцов, 1969; Головин, Легошин, 1970]. С изложенных выше позиций эти месторождения правильнее в большей степени объяснять катагенетическими явлениями, чем процессами диагенеза, особенно если учесть, что огромные расстояния, на которые оказались отжаты рудообразующие растворы, вряд ли могли быть преодолены без высоких пластовых давлений, а последние совсем не свойственны стадиям диагенеза.

В случае второго этапа дегидратации рудогенез органически сливается с процессами формирования жил и песчаных даек. Однако общий дефицит железа и других металлов, накопленных в пластах песчаников еще на диагенетическом этапе, сильно ограничивает процессы сульфидообразования и образования сидеритов; наряду с рудными дайками в миоценовых отложениях Восточного Предкавказья очень широко развиты дайки, сложенные кальцитом, магнезиальным кальцитом и доломитом. Второй этап дегидратации, связанный со структурной перестройкой глинистых минералов при высоких температурах и давлении, полностью не завершает обезвоживание глинистых толщ; достоверно установлено, что возникающие в конце этапа аргиллиты еще содержат некоторое количество (3—4% и более) кристаллизационной и даже гигроскопической воды.

В процессах метагенеза и метаморфизма при температурах более 300°С и давлениях свыше 2500 атм может происходить дальнейшее обезвоживание глинистых пород (третий этап дегидратации); однако в этом случае в процессах формирования рудных

жил смогут принимать участие глубинные воды, обычно очень сильно обогащенные солями различных металлов: железа, цинка, меди, свинца и др. [Германов, 1957; Щербаков, 1968; Дворов, 1975]. В результате могут, по-видимому, образовываться рудные жильные месторождения, генетически связанные с процессами метаморфизма [Судовиков, 1955; Иванов, 1970].

Очевидно, что механизм формирования песчаных даек и инъекций на втором этапе дегидратации глин в известной степени может рассматриваться как упрощенная модель более сложных и ярких процессов жильного рудогенеза, связанного с метаморфизмом.

## ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ РАЗВИТИЯ ВОСТОЧНО-ПРЕДКАВКАЗСКОГО ЭЛИЗИОННОГО БАССЕЙНА

Характеризуя историю развития Восточно-Предкавказского артезианского бассейна, многие авторы подчеркивали, что в этой гигантской водоносной системе вряд ли можно достаточно четко выделить элизионные и инфильтрационные этапы, хотя в целом нисходящие движения, накопление морских осадков и формирование седиментогенных вод здесь определенно преобладало на протяжении всего мезозоя и кайнозоя [Шагоянц, 1959; Киссин, 1964, 1970].

В соответствии с данными А.А. Карцева с соавторами [1969], гидрогеологическая история развития мезозойско-кайнозойских отложений в Предкавказье подразделяется на четыре крупных цикла (рис. 37): юрский, раннемеловой, позднемеловой и кайнозойский, продолжающийся вплоть до наших дней. Каждый из них включает два этапа.

Элизионный этап юрского гидрогеологического цикла продолжался в течение всей средне- и позднеюрской эпохи. В это время повсеместно шло прогибание бассейна, в нем накапливались осадки и формировались седиментогенные воды. В местах максимальных погружений шло перераспределение вод и других флюидов, отжимаемых из глин в песчаники.

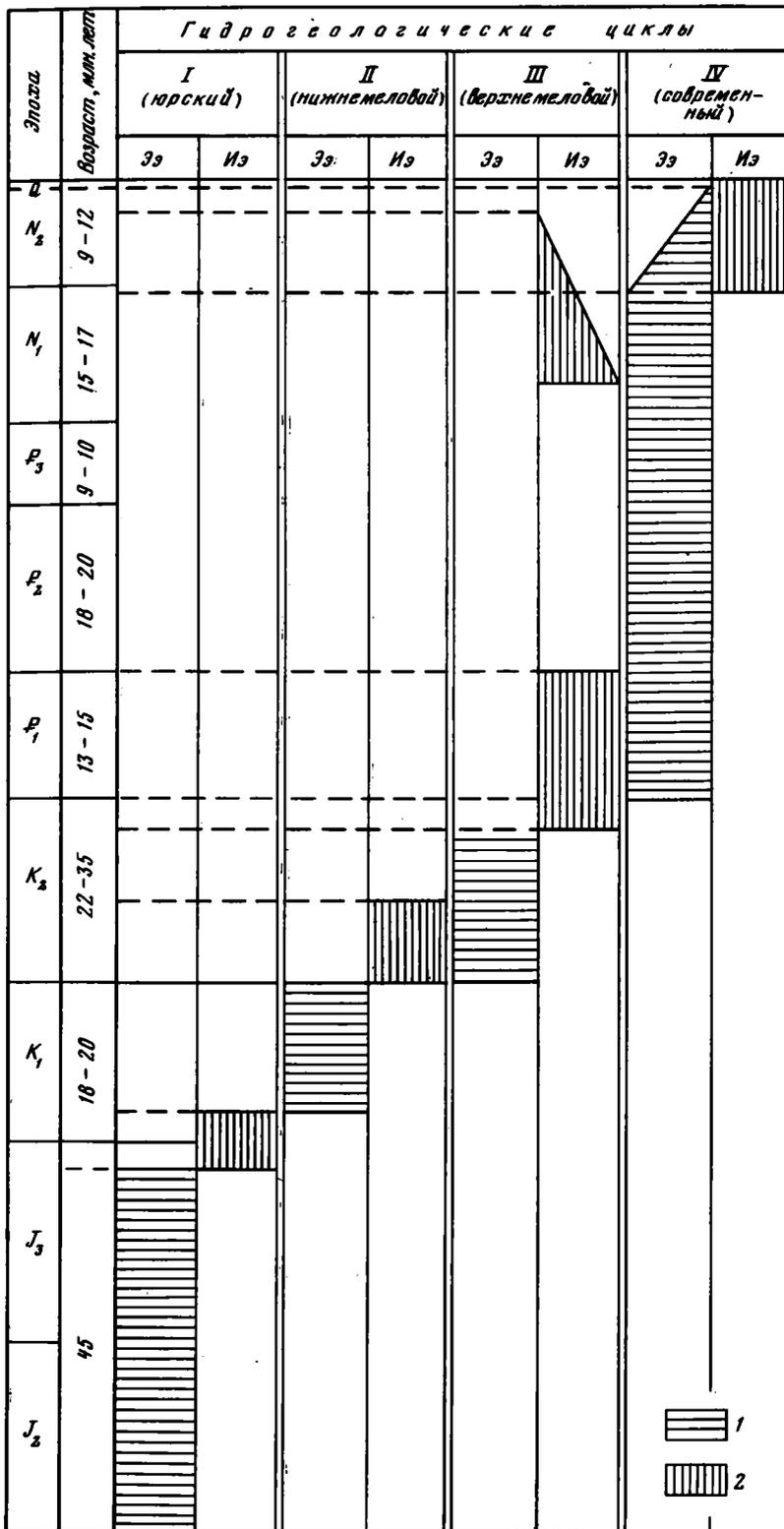
Инфильтрационный этап охватывал конец позднеюрской эпохи и валанжинский век. В это время на значительных площадях Прикумской области и в пределах Ставрополя проницаемые терригенные толщи оказались выведенными на дневную поверхность и интенсивно промывались вадозными водами.

Следующий элизионный этап продолжался от готерива до альба; на его протяжении происходило почти повсеместное накопление меловых осадков и захороненных с ними морских вод, которые позднее, при погружении, отжимались из глин в юрские и меловые коллекторы. Этот этап прервался в сеноманско-туронское время, когда коллекторы оказались приподнятыми в районе Ставрополя, со стороны которого и шла инфильтрация поверхностных вод.

Сантонско-маастрихтское время соответствовало новому погружению осадков, их значительному уплотнению и элизионному обезвоживанию. Оно прекратилось, по-видимому, в датское время, когда в северной части региона начались местные поднятия и относительно небольшая инфильтрация вод с поверхности в терригенные и карбонатные коллекторы.

В начале кайнозойского времени начинается новый элизионный этап четвертого гидрогеологического цикла. В течение довольно большого отрезка геологического времени идет интенсивное накопление и перераспределение седиментационных вод в третичных отложениях.

Следует, однако, подчеркнуть, что прогибание в это время оказалось гораздо более интенсивным на юге, чем на севере. В районе вала Карпинского и отчасти Прикумья благодаря стабильности этих структур предыдущий инфильтрационный этап несколько затянулся и завершился только одновременно с началом инфильтрации на юге. Здесь, в районе северного склона Кавказа, наиболее интенсивные поднятия и соответствующая им инфильтрация проявились только в плиоцене, как раз тогда, когда на севере начались опускания. Поднятия Большого Кавказа в плиоцене создали вдоль



гор мощную систему инфильтрации, и именно в это время вал Карпинского стал погружаться и подвергся элизионным процессам; впадина как бы запрокинулась к северу.

На протяжении кайнозойского элизионного этапа главные структурные элементы Восточно-Предкавказского бассейна закладывались, по-видимому, постепенно и были отчасти унаследованы. Ранее [Холодов, Недумов, 1979, 1981] было показано, что на фоне длительного общего прогибания в центральной Терско-Кумской впадине относительные поднятия на месте Передовых прогибов уже в среднем миоцене были выражены в подводном рельефе дна. Это означает, что Терско-Сунженская зона была уже в чокракско-караганское время более устойчивой, чем прогибавшиеся интенсивнее обрамлявшие ее с севера и с юга блоки-впадины.

В предакчагыльское время, точнее, с верхнего сармата поднятия охватили и Терско-Сунженскую систему складок и юго-восточную часть Кавказа, причем последняя в плиоцене сильно разрослась в северо-восточном направлении и захватила южную часть Восточно-Предкавказского бассейна. В какой степени вся остальная часть структурных впадин в это время оказалась приподнятой, судить очень трудно. Думается, что и в пределах Чечено-Грозненской впадины и в Терско-Кумском прогибе относительные положительные движения были незначительны, а это в свою очередь позволяет использовать современные абсолютные отметки слагающих их толщ для палеорекоконструкций глубин зоны дегидратации.

Сказанное позволяет сделать вывод, что мозаичность тектонических движений существенно осложняет гидрогеохимическую историю развития единого осадочно-породного или артезианского бассейна; его отдельные части испытывают иногда противоположные по знаку тектонические движения, и это затрудняет познание палеогидрогеологии в целом. Однако локальные элизионные впадины могут сохранять известную стабильность и служить основой для реконструкции развития катагенетических преобразований во всем регионе.

Вторая особенность в развитии элизионного бассейна заключается, на наш взгляд, в том, что в каждый данный момент геологического времени составные части бассейна могут быть погруженными на различные глубины и благодаря этому границу отдельных термобарических (и гидрохимических) зон зачастую пересекают литостратиграфические комплексы. Это означает, что один и тот же литостратиграфический комплекс, например майкопская глинистая толща, может находиться в разных катагенетических зонах и, следовательно, на разных стадиях постседиментационных преобразований, несмотря на то что она в настоящее время принадлежит единому Восточно-Предкавказскому бассейну.

Сопоставляя гидрогеологический профиль (см. рис. 13) с картой (см. рис. 12), можно сделать вывод, что только в пределах Чечено-Грозненской впадины, Алханчуртской синклинали и Затеречной впадины майкопские отложения прошли стадию гидрослюдизации и дегидратации. Рядом, в пределах склонов Терского и Сунженского хребтов, а также в районе Моздокской площади, часть майкопских отложений находится в зоне ГФН, а в присводовых частях Передовых хребтов и севернее Серафимовской площади эти отложения только теряют рассеянные карбонаты, образуя углекисло-сероводородные флюиды. В той же зоне ГФН могут, по-видимому, находиться сарматские глины, почти полностью лишенные рассеянной органики и совсем не принадлежащие к категории нефтематеринских свит.

Таким образом, общее исследование флюидогенерирующей способности элизионного бассейна должно основываться не только на литолого-фациальном изучении его осадочного чехла и рассмотрении его катагенетической зональности, но и на прямом

Р и с. 37. История гидрогеологического развития Предкавказья по А.А. Карцеву, С.В. Вагину [Карцев и др., 1969]

Этапы развития Восточно-Предкавказского бассейна: Ээ — элизионный, Из — инфильтрационный. Развитие этапов в отдельных частях региона: 1 — в северо-восточной, 2 — в юго-западной и южной

Таблица 13

Стратиграфическая приуроченность АВПД в пределах различных площадей региона по И.Г. Киссину [1964, 1967]

| Стратиграфическое подразделение | Черные горы (Бенной, Коринский участок) | Сунженский хребет | Терский хребет | Галюгаевский участок | Кумская зона | Журавский участок |
|---------------------------------|---|-------------------|----------------|----------------------|--------------|-------------------|
| Палеоцен-эоцен                  | -                                       | -                 | +              | -                    | +            |                   |
| Майкопская толща                | +                                       | +                 | +              | ?                    | +            | +                 |
| Верхний мел                     | -                                       | +                 | +              | -                    | +            | +                 |
| Нижний мел                      | -                                       | +                 | +              | +                    | -            | -                 |
| Верхняяюра                      | -                                       | +                 | -              | -                    | -            | +                 |

Примечание. + — АВПД, обнаруженные бурением; — — не обнаруженные.

картировании различных участков литостратиграфических комплексов с их последующей количественной геохимической характеристикой и относительной оценкой.

Другой особенностью Восточно-Предкавказского артезианского бассейна является широкое распространение в нем АВПД. Аномально высокие пластовые давления в майкопских и верхнемеловых отложениях Терско-Сунженской нефтеносной области изучались В.А. Николаевым [1960], Б.А. Тхостовым [1960], К.А. Аникиевым [1964], А.Г. Дурмишьяном с соавторами [1976] и особенно И.Г. Киссиным [1962, 1964, 1970].

Гидродинамические аномалии в водоносных и нефтегазоносных отложениях рассматриваемого региона сосредоточены в трех главных зонах: Сунженской и Терской, принадлежащих к одноименным антиклинориям, и Кумской, расположенной в северной части Терско-Кумской впадины. Кроме того, в локальных структурах бассейна выделены Журавский, Галюгаевский, Коринский и Беноевский участки; всего зарегистрировано более 25 проявлений АВПД (рис. 38).

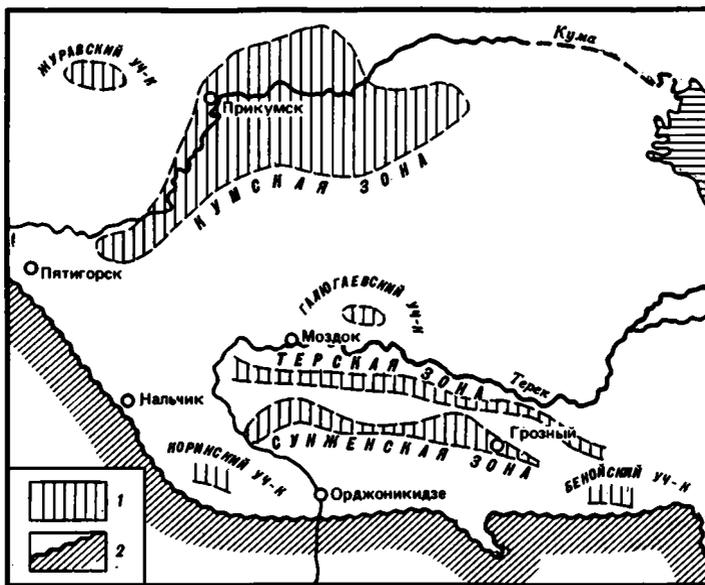
Отличительной особенностью АВПД являются весьма высокие гидродинамические напоры воды, значительно превышающие отметки выходов водоносных горизонтов на дневную поверхность в пределах Кавказских гор. Так, например, в Терско-Сунженской зоне реальные гидродинамические напоры достигают величины столба воды высотой 3000—4500 м, тогда как по расчетным данным они не должны превышать 300—400 м — той высоты, на которую приподняты обнажения майкопских песчаников вдоль северного крыла Кавказа.

Так же как и многие нефтяные месторождения, зоны АВПД часто бывают многопластовыми; в пределах одной и той же структуры высокие давления наблюдаются не в одном, а в нескольких смежных водоносных комплексах.

Стратиграфические закономерности распределения АВПД в пределах Восточно-Предкавказского бассейна показаны в табл. 13.

Как это следует из приведенных данных, максимальное развитие АВПД получают в мощной терригенно-глинистой майкопской толще, на втором месте по распространению аномалий находится верхний мел, сложенный трещиноватыми карбонатными породами, на третьем — терригенно-глинистый нижний мел и, наконец, на четвертом — терригенно-глинистые отложения палеоценово-эоценового и верхнеюрского комплексов.

Установлено, что сверху и книзу от майкопской толщи количество участков с АВПД заметно уменьшается. Кроме того, сверху вниз, как правило, пластовые давления постепенно снижаются. Так, например, в Терско-Сунженских хребтах "коэффициент аномального давления", равный отношению  $P_{пл}/P_{геост}$  по И.Г. Киссину [1967], падает



Р и с. 38. Схема распространения гидродинамических аномалий в Восточном Предкавказье по И.Г. Киссину [1970]

1 — зоны и участки АВПД; 2 — северная граница выходов на дневную поверхность майкопских отложений

с 0,90—0,95 для майкопского комплекса до 0,51—0,52 в юре. В нормальной гидродинамической обстановке этот коэффициент обычно равен 0,457.

Наличие АВПД в коллекторах весьма существенно влияет на гидродинамику и состав вод Восточно-Предкавказского артезианского бассейна, поскольку именно в этих участках нарушается гидравлическая связь водоносных пластов, формируются зоны затрудненного водообмена, а это в свою очередь сказывается на изменении состава вод отдельных частей бассейна. При этом, однако, химизм подземных вод более тесно связывается с важнейшими направлениями их движения, тогда как сами зоны АВПД не отличаются по химическому составу вод от прилегающих к ним участков: [Шаголянц, 1959; Киссин, 1964].

Обычно АВПД недолговечны. Подсчеты, выполненные В.Ф. Линецким [1959], показывают, что при глубине залегания залежи 2 км, первоначальном давлении  $460 \text{ кг/см}^2$ , конечном давлении (гидростатическом)  $200 \text{ кг/см}^2$ , мощности глинистой покрышки 100 м и коэффициенте фильтрации  $10^{-9} \text{ см/с}$  АВПД становится равным гидростатическому за 638 тыс. лет. Можно поэтому считать, что формирование АВПД имело место сравнительно недавно и, кроме того, сами по себе эти зоны эфемерны и должны исчезнуть в ближайшем геологическом будущем.

Бесспорно также, что между зонами АВПД и тектоническими нарушениями, видимому, существует тесная пространственная, а возможно, и генетическая связь. Во всяком случае, в пределах Терской и Сунженской зон АВПД тектонические нарушения устанавливаются не только в третичных, но и в меловых и юрских отложениях; они, по мнению многих исследователей [Тхостов, 1960; Киссин, 1964 и др.], обеспечивают здесь частичную гидродинамическую изоляцию пластов-коллекторов, что весьма благоприятствует сохранности первичных давлений.

Механизм образования зон АВПД до сих пор остается объектом горячих споров. Сводки, позволяющие оценить существующие на этот счет представления, выполнены Е.В. Кучеруком и Л.П. Шендереем [1975], А.А. Орловым [1980] и другими авторами. Не обсуждая всю эту сложную проблему в целом, отметим, что в пределах Восточно-

Предкавказского бассейна формирование АВПД одна группа исследователей [Тхостов, 1960; Аникиев, 1964] объясняла поступлением флюидов по разломам под давлением из глубин; в общем виде эта гипотеза была позднее развита П.Н. Кропоткиным и Б.М. Валяевым [1965]. Гипотеза эндогенного генезиса АВПД встретила ряд возражений и не смогла объяснить здесь всю совокупность известных фактов. Так, было непонятным, почему большинство гидродинамических аномалий отчетливо тяготеет к майкопским глинистым толщам, почему пластовые давления в многопластовых зонах АВПД уменьшаются сверху вниз, почему состав вод в области предполагаемого поступления флюидов из глубин меняется столь незначительно.

Другая группа ученых [Меркулов, Янкевич, 1961; Меркулов, 1963; Болтышев, 1964] связывала образование гидродинамических аномалий с резким подъемом отдельных блоков осадочных пород и унаследованностью давлений от прежних относительных уровней. При этом считалось, что в самом начале процесса воздымания пластовое давление в зоне современных АВПД было нормальным. Эта гипотеза, помимо перечисленных выше возражений, не смогла объяснить того обстоятельства, что, даже опустив самые высокие абсолютные отметки Терско-Сунженской зоны на 1 км (что, по Е.Е. Милановскому [1963], во время сармата было наиболее для нее характерным), мы не изменим существующих поныне дисгармонических высотных соотношений между областями питания подземных вод и районами АВПД [Киссин, 1967].

Ближе всего к правильному истолкованию механизма формирования АВПД в регионе, с нашей точки зрения, подошел И.Г. Киссин [1964, 1967], который, опираясь на работы Иллинга [Illing, 1938], Дикинсона [Dickinson, 1953], Хаббарта и Раби [Hubbert, Rubey, 1959] и других зарубежных исследователей, считал, во-первых, что источник аномально высоких давлений следует искать в глинистой толще майкопа, а во-вторых, что их формирование обусловлено отжиманием вод из майкопских глин во время их уплотнения под действием тектонических условий.

Для разных частей Восточно-Предкавказского ОПБ И.Г. Киссин [1964, 1967, 1970] предложил различные конкретные механизмы образования АВПД.

По его мнению, Терская и Сунженская системы складок сформировались по законам диапировой тектоники, причем в их сводовые части майкопские глины оказались выжатыми под действием сил бокового сжатия. При этом одновременно происходило уплотнение майкопских глин и извлечение из них огромных количеств воды, формирование сложной системы изолирующих разломов и поступление отжатых вод в хорошо проницаемые нижнемайкопские, палеоценово-эоценовые, верхне- и нижнемеловые отложения. Этот процесс продолжается до сих пор, хотя в целом вопреки тектонической изоляции отдельных участков в настоящее время уже наблюдается медленное рассасывание АВПД.

В других частях Восточного Предкавказья, например в Прикумском участке, роль пликативной тектоники сведена к минимуму, и здесь главным фактором образования АВПД становится катагенетическое погружение майкопских глин на глубину 2–2,5 км и их относительно медленная дегидратация. Таким образом, И.Г. Киссин рассматривает АВПД как типичное полигенетическое образование.

По мнению автора данной монографии, образование АВПД в разных частях Восточно-Предкавказского бассейна следует объяснять с единых позиций. Очевидно, главным источником флюидов здесь повсеместно являлись майкопские глинистые отложения, погруженные на глубины 2,5–3,7 км и прошедшие стадию гидрослюдизации и дегидратации.

Вначале благодаря повышению давления и температуры в глинах легко растворялись рассеянные карбонаты и трансформировались РОВ; образующиеся в результате этого процесса  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{S}$  и битумоиды обогащали поровые воды. Затем газоводные флюиды вместе с дегидратационной водой, возникшей на стадии гидрослюдизации под большим давлением, отжимались в песчаные пласты, причем такое массовое обводнение приводило в пределах наиболее рыхлых участков к формированию подземных пlyingунов (го-

ризонты с включениями, кластические дайки). Гидроразрывы песчаных пластов сопровождались резким падением гидростатического давления и удалением дегазирующей  $\text{CO}_2$ ; это в свою очередь вызывало выпадение в осадок карбонатов (реже — сульфидов), образующих в песчаниках катагенетический карбонатный цемент.

Как известно, формирование карбонатного цемента сопряжено с резким падением пористости и проницаемости песчаного пласта-коллектора; карбонатная пробка как бы запечатывает пласт или отдельные его части, изолируя их от проникновения вод извне.

Благодаря нарушению сплошности песчаных слоев-плывунов, а также в результате их неравномерной цементации карбонатами внутри песчаника могут формироваться участки и зоны, в которых консервируется давление флюидов, типичное для термобарических условий глубокого погружения. Позднее такие реликтовые запечатанные зоны под действием циркулирующих подземных вод могут распечатываться, карбонаты цемента — растворяться и выноситься прочь в виде растворов, а АВПД — рассасываться и исчезать.

В сложных геологических условиях Восточно-Предкавказского бассейна флюиды, отжимающиеся из самой мощной майкопской глинистой толщи, могли легко попадать в близлежащие палеоценово-эоценовые, нижнемеловые и юрские терригенные толщи; в том случае, если даже флюиды из майкопских глин эмигрировали в трещиноватые карбонатные коллекторы верхнего мела, они легко "высаживали" карбонатные минералы в трещинках и обеспечивали таким образом более длительную сохранность высоких пластовых давлений в отдельных участках верхнемеловой толщи, запечатывая сами себя.

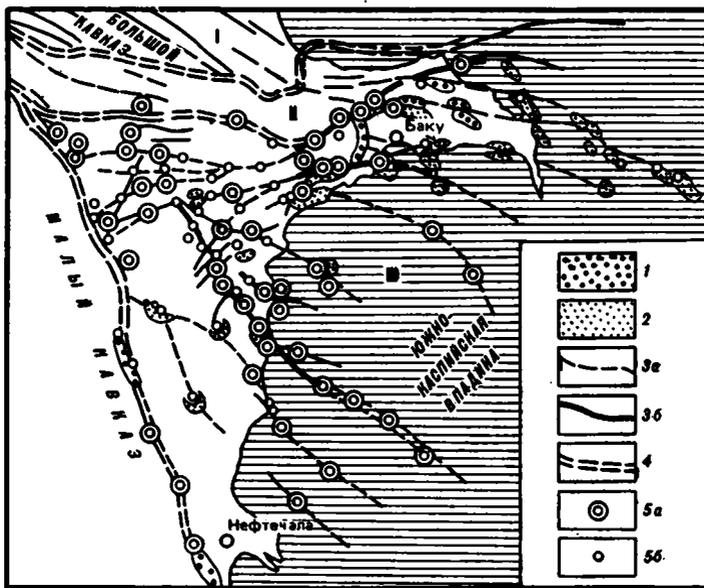
Максимальное проявление всех этих процессов имело место, по-видимому, отнюдь не во время обострения складкообразования, как это представлял себе И.Г. Киссин [1967], а еще до него, в период максимального погружения майкопских глинистых толщ. Последующие поднятия и складкообразование в районе Терского и Сунженского хребтов лишь наложились на этот процесс, возможно, дополнительно усиливали его, но вряд ли могли изменить его принципиально. Именно поэтому зоны АВПД в пределах всего Восточно-Предкавказского бассейна имеют гораздо более широкое распространение, нежели области резкой третичной складчатости.

В настоящий период формирование областей АВПД давно завершилось. Они в свое время заметно осложнили работу всего грандиозного гидродинамического механизма артезианского бассейна и теперь на инфильтрационном этапе постепенно исчезают под действием промывания пластов, растворения карбонатных новообразований и распечатывания полуизолированных участков коллекторов.

Проблема формирования АВПД теснейшим образом связана, по-видимому, также с проблемой грязевого вулканизма. Современные грязевые вулканы в Восточном Предкавказье имеют ограниченное распространение; они отсутствуют на площади рассматриваемого ОПБ, но широко развиты в пределах юго-восточного окончания Большого Кавказа, в Азербайджане, в ряде районов акватории Каспийского моря и в Туркмении. На суше закартировано более 180 этих своеобразных морфологических образований, окруженных полями сопочного материала.

Изучению закономерностей размещения грязевых вулканов Юго-Восточного Кавказа посвящены работы И.М. Губкина и С.Ф. Федорова [1937], С.Ф. Федорова [1939], А.А. Якубова [1941], В.А. Горина [1946], А.Б. Ронова [1951], А.Г. Дурмишьяна [19616], М.К. Калинин [1960], А.А. Якубова, М.М. Зейналова [1964], Е.Ф. Шнюкова с соавторами [Грязевой вулканизм..., 1971]. В настоящее время можно считать доказанным, что появление грязевых вулканов в пределах того или иного региона обусловлено целым рядом факторов, среди которых важнейшее значение имеют: 1) тектоническая обстановка; 2) подток глубинных флюидов; 3) наличие мощных глинистых толщ в разрезе; 4) присутствие газонефтяных флюидов; 5) наличие АВПД.

Тектоническая обстановка, благоприятствующая проявлениям грязевого вулканизма, описывалась во многих исследованиях; многократно отмечалось, что обычно гря-



Р и с. 39. Схема тектонического строения Южно-Каспийской впадины и расположение грязевых вулканов [Горин, Буниат-заде, 1967]

Тектонические зоны: I – Главного Кавказского хребта (область орогена – разломы сжатия); II – переходная зона; III – Южно-Каспийская впадина (область депрессии – разломы растяжения). Нефтяные залежи: 1 – древние с тяжелой нефтью; 2 – молодые и современные с легкой нефтью, конденсатом и газом; 3 – разломы (а – предполагаемые, б – прослеженные); 4 – границы тектонических зон; 5 – грязевые вулканы (а – действующие, б – ископаемые)

Грязевые вулканы бывают приуроченными к крупным антиклинальным структурам, нередко очень древнего заложения. Часто такие антиклинали имеют прорваное ядро диапирового типа, сложенное выдавленными глинами и осложненное многочисленными разрывами [Губкин, Федоров, 1937; Федоров, 1939]. Некоторые исследователи подчеркивали, что подавляющее большинство грязевых вулканов контролируется сеткой крупных разломов (рис. 39). По мнению В.А. Горина и З.А. Буниат-заде [1967], крупные тектонические нарушения являются зонами вертикальной миграции флюидов и это обстоятельство благоприятствует формированию грязевых вулканов. По представлениям А.Л. Путкарадзе и Ч.А. Халилбейли [1964], а также Р.Г. Султанова с соавторами [1966], грязевой вулканизм завершает тектоническое развитие структуры: вначале образуется складка, затем – разлом и, наконец, грязевой вулкан.

Осадочный чехол Кобыстана, где особенно сильно развит грязевой вулканизм, несомненно отличается очень высокой вертикальной гидрогеологической проницаемостью, обусловленной густой сетью тектонических нарушений. Есть основание считать, что в этом районе не только молодые осадочные породы, но и более древние юрско-меловые и даже палеозойские отложения фундамента осложнены разломами, кливажем и содержат разнообразные гидротермальные проявления. Это легко подтверждается в районе р. Ахтычай (зона Главного Кавказского хребта), где широко развиты разнообразные сульфидные рудопроявления и современные термальные источники. Согласно представлениям И.М. Губкина [1934], именно полоса юрско-меловых пород Главного антиклинория с их виргацией крупных сбросов, широким развитием кливажа, излияниями базальтов и Халтанской линией термальных источников скрывается в районе Кобыстана под чехлом более молодых отложений. При этом глубина залегания фундамента в рассматриваемом регионе достигает 10–12 км.

В целом можно предполагать, что в пределах юго-восточного погружения Кавказа, где особенно широко развиты грязевые вулканы, активная гидротермально-вулкани-

ческая деятельность в области кристаллического фундамента оказалась тесно связанной с повышенной проницаемостью осадочного чехла.

Судя по составу сопочных брекчий грязевых вулканов, корни этих сооружений достигают стратиграфического уровня майкопских, а иногда даже нижнемеловых и юрских отложений [Авдусин, 1939]. Сейсмическими работами в районах юго-западной Туркмении было установлено, что возникновение грязевых вулканов начинается на глубинах 5–7 км [Сунгуров, 1958]. Повышенные количества В [Гуляева, 1939], Hg и Pb [Грязевой вулканизм..., 1971], а также Mn, Co, Ti указывают на тесную связь грязевых извержений с подтоками глубинных флюидов.

В то же время многие исследователи отмечали постоянную связь грязевого вулканизма с нефтяными и газовыми скоплениями, а также с зонами АВПД [Губкин, Федоров, 1937; Дурмишьян, 1961].

Всю совокупность приведенных факторов, характеризующих особенности грязевого вулканизма Азербайджана, лучше всего объясняет гипотеза, согласно которой эти образования представляют собой результат дегидратации глинистых толщ и концентрации нефтегазоносных флюидов в пластах-коллекторах, происходящей на фоне повышенной вертикальной проницаемости и тектонической активности региона. Вследствие погружения мощных глинистых толщ на большие глубины, их гидрослюдизации и дегидратации, происходящей одновременно с конседиментационным развитием складок и разломов, вначале осуществляется концентрация газоводных флюидов в песчаных и карбонатных коллекторах, слагающих антиклинали. При этом происходит значительное повышение пластовых давлений благодаря запечатыванию отдельных частей газонефтяных залежей и формированию текстур палеоплывунов.

Затем под действием различных геологических факторов возникают периодически повторяющиеся прорывы газоводных флюидов из коллекторов по трещинам к дневной поверхности. Непосредственной причиной такого извержения могут служить тектонические опускания, увеличения напряжений при складкообразовании, землетрясения или избыточное поступление флюидов в газоводонефтяную систему. Реализация прорыва во многом облегчается высокой вертикальной проницаемостью осадочного чехла.

В ходе флюидного прорыва поток, поступающий в трещины, увлекает за собой массу глинистого материала, обломков вмещающих пород и вся эта полужидкая масса изливается на поверхность, формируя эруптивные аппараты вулканов, сопочную брекчию и грязевые покровы [Дурмишьян, 1961; Калинин, 1964]. Кроме собственно осадочного материала, во всем процессе несомненно принимают участие и более глубинные элементы, заимствованные из термальных вод фундамента.

Большая роль в составе грязевулканических флюидов принадлежит газам [Калинко, 1964], причем характер деятельности вулкана часто определяется начальной фазой. В случае большой интенсивности извержения и последующего перекрытия эруптивного канала глинами происходят извержения лок-батанского типа, при длительных извержениях и переливе газов из одной полости в другую осуществляются извержения чикишлярского типа.

В целом механизм действия грязевого вулканизма, с нашей точки зрения, принципиально сходен с механизмом образования кластических даек и горизонтов с включениями. Однако грязевой вулканизм в отличие от описанных выше диапировых текстур не ограничивается процессами, происходящими на значительных глубинах, а в силу высокой тектонической активности и повышенной проницаемости осадочных толщ чехла достигает дневной поверхности, где он происходит уже в совершенно новых и своеобразных формах грязевых извержений.

Можно надеяться, что будущие исследования всех этих весьма важных явлений подтвердят высказанные здесь предположения.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Восточно-Предкавказский ОПБ располагается в бассейнах рек Сулак, Терек, Кума и Маныч, захватывая северный склон Кавказского хребта и значительную часть Предкавказской равнины, ограниченную Ставропольской возвышенностью на западе и валом Карпинского на севере.

Изучение литологического состава и литолого-фациальных особенностей мезозойско-кайнозойского осадочного чехла этой крупной тектонической впадины позволяет считать, что формирование морских, реже — лагунных осадков в пределах этого региона происходило в тесной связи с историей колебательных движений Русской платформы и Кавказской геосинклинали. Докембрийские щиты и палеозойский чехол Русской платформы в течение длительного геологического времени служили питающими провинциями для мезозойско-кайнозойских палеоморей юга СССР. Значительную роль в поставке осадочного материала играли также внутренние геосинклинальные поднятия; среди них особенно выделяется Кавказский остров, с олигоцена до квартера быстро превратившийся в горную страну и поставивший в смежные палеоводоемы все возрастающие количества обломочного и взвешенного материала.

На образование осадочных толщ Восточно-Предкавказского ОПБ большое влияние оказывали соотношения трансгрессий и регрессий древних водоемов в пределах Русской платформы, разрастание Кавказского острова и усложнение его рельефа, а также пульсация вулканических процессов в пределах всей альпийской зоны складчатости (Карпаты, Крым, Кавказ). Одним из важнейших факторов осадконакопления являлся климат областей питания, который в целом медленно эволюционировал от теплого и влажного к засушливому и холодному; эволюция климатических ландшафтов в пределах Восточно-Европейской равнины и Западного Казахстана, по-видимому, в значительной мере влияла на геохимический состав материала, поступавшего в моря Восточного Паратетиса, и в частности заметно способствовала сокращению поступления рудных компонентов (Fe, Mn, Cu, Ni, Co и др.).

Анализ катагенетических преобразований, запечатленных в разрезе осадочного чехла Восточно-Предкавказского ОПБ, позволяет прийти к выводу, что в течение всего кайнозоя он развивался как типичная элизионная система и только в плиоцене здесь начались процессы инфильтрации, с которыми и связана, отчасти, современная гидрохимия пластовых вод [Карцев и др., 1969; Шагоянц, 1959; и др.].

Ряд особенностей в строении изученного бассейна, такие, например, как высокая газонасыщенность подземных вод, широкое распространение нефтяных и газовых месторождений, приуроченных к отложениям юры, мела, олигоцена и среднего миоцена, а также наличие участков с АВПД теснейшим образом связаны с элизионным этапом его развития и в настоящее время представляют собой своеобразные гидрогеологические реликты.

Не менее любопытна другая группа катагенетических преобразований, особенно отчетливо проявившихся в разрезе р. Сулак и отразившихся в изменении состава глинистых минералов в глинах, а также в формировании текстур палеоплывунов в песчанках.

Изучение глинистых минералов в осадочном чехле Восточно-Предкавказского ОПБ на примере разреза р. Сулак показало, что в верхней его части (от бакинских отложений до подошвы среднего миоцена) преобладают слабо измененные, легко размокающие разности пород, в составе которых встречены монтмориллонит, каолинит, хлорит и гидрослюда политипа 1*Md*. Наоборот, в нижней части разреза, охватывающей майкопские толщи, мел и юру, развиты слабо размокающие, плотные аргиллиты, для состава которых наиболее характерны гидрослюда политипной модификации 2*M*, смешаннослойное упорядоченное образование, сложенное смектитовыми и слюдистыми пакетами, а также хлорит.

Граница между слабо измененными и гидрослюдизированными глинами в разрезе р. Сулак проходит в средней части зурамакентского горизонта. Реконструкция условий, при которых происходил процесс гидрослюдизации, приводит к выводу, что палеоглубина погружения здесь достигала величины 3,7 км, что соответствовало палеотемпературе 170°С и давлению 800–850 атм.

В пределах южного борта Восточно-Кавказского ОПБ стратиграфическое положение границы гидрослюдизации заметно меняется: в направлении от Каспийского моря к Осетинской впадине она все больше опускается в глубь майкопских отложений, хотя палеоглубина ее залегания остается примерно постоянной.

К северу от предгорий Кавказа, в пределах Затеречной равнины, глубина залегания границы гидрослюдизации заметно искажается благодаря усилению теплового потока; здесь она обнаруживается уже на глубине 2,5 км.

Нетрудно прийти к выводу, что в любом ОПБ поверхность гидрослюдизации имеет сложную конфигурацию и отсекает погруженные части тектонических структур, не считаясь со стратиграфическими границами. Одновозрастные глинистые толщи вблизи сводов поднятий могут быть не затронуты процессами глубинных преобразований, тогда как в пределах синклиналей они могут быть весьма интенсивно изменены.

В целом глубина залегания зоны гидрослюдизации определяется темпом нисходящих тектонических движений, интенсивностью теплового потока, выраженного в величине геотермического градиента, величиной геостатического давления, соотношением породообразующих глинистых минералов в исходном осадке, количеством РОВ в глинах, интенсивностью процессов складкообразования и наличием стресса, а также рядом других факторов; благодаря такому многообразию определяющих причин глубина гидрослюдизации в разных ОПБ мира варьирует от 1 до 4 км.

В связи с трудностью определения положения границы гидрослюдизации расчетным путем чрезвычайно важной становится задача ее картирования по данным бурения и исследования состава глинистых минералов в кернах глубоких скважин.

В результате гидрослюдизации монтмориллонитовых компонентов из глин выделяется большое количество межслоевой воды; ее количество, по данным Берста [Burst, 1969], достигает 10–15% исходного объема осадка. При расчетах, опирающихся на реальный состав глин в разрезе р. Сулак, оказалось, что из 1 м<sup>3</sup> глины при гидрослюдизации выделяется 110 кг воды. Так как на глубине 3 км пористость глин редко превышает 90 л/м<sup>3</sup> и она обычно бывает полностью заполнена седиментационными водами, то приток новых порций Н<sub>2</sub>О обычно сопровождается значительным разуплотнением глинистых отложений. В свою очередь это явление вызывает существенное повышение пластовых давлений в глинах; естественно, что на тех участках, где глины контактируют с песчаными коллекторами или дренируются зонами повышенной трещиноватости, они усиленно сбрасывают излишки флюидов и тем самым повышают пластовые давления в песчаниках или разломах.

Общее количество дегидратированной воды в Восточно-Предкавказском ОПБ, которое выделилось за последние 10 млн. лет из майкопских глин, можно рассчитать, если принять их среднюю мощность за 1000 м, а суммарную площадь всех впадин ОПБ, где протекала дегидратация, — за 9000 км<sup>2</sup>; тогда количество отжатой межслоевой воды достигнет величины 1 · 10<sup>12</sup> т, что приблизительно только на один порядок уступит массе воды в Каспийском море (75 · 10<sup>12</sup> т). Такие подсчеты довольно

условны, однако думается, что в принципе они правильно подчеркивают масштабность явления дегидратации.

С границей гидрослюдизации и дегидратации глин пространственно тесно связаны проявления песчаного диапиризма в песчаниках. Они прослежены автором монографии в пределах южного борта ОПБ, в междуречье Сулак и Фортанга. Однако можно предполагать, что сходные образования могут быть обнаружены и в погруженных частях Восточно-Предкавказского бассейна и особенно в пределах нефтегазоносных залежей Терского и Сунженского хребтов.

Характерно, что наиболее яркие следы песчаного диапиризма фиксируются в песчаниках, непосредственно залегающих над артиллитизированными майкопскими глинами, служившими источником сложных газодонных растворов. Текстуры песчаного диапиризма или палеоплывунов включают в себя кластические дайки и горизонты с включениями.

Кластические дайки морфологически представляют собой чрезвычайно сложные образования, достигающие в длину 20–30 м. Взаимоотношения песчаных даек и материнских пластов песчаников весьма сложны; обычно песчаные дайки ответвляются от материнских горизонтов песчаников и кверху и книзу. Однако в отличие от песчаных пластов дайки всегда плотно сцементированы карбонатным цементом (сидерит, кальцит, доломит), содержат в своих призальбандовых частях многочисленные остроугольные обломки вмещающих глин и отпечатки тонкой слоистости пород на боковых плоскостях, ограничивающих их с двух сторон.

Морфология песчаных даек, их пространственные взаимоотношения с диагенетическими карбонатными конкрециями, текстура и структура брекчиевидных обломков глин, заключенных в этих песчаных телах, а также степень уплотнения вмещающих дайки глинистых толщ заставляют рассматривать эти образования как результат инъекции песчаной пульпы в трещины вмещающих глин. Непосредственной причиной разжижения песков следует считать дегидратацию подстилающих глинистых отложений и поступление газодонных растворов, находящихся под большим давлением, из глин в пески. Эти процессы осуществлялись на палеоглубинах 3–4 км и сопровождались усиленным аутигенным минералообразованием в песках и песчаниках.

Горизонты с включениями пространственно и генетически тесно связаны с кластическими или песчаными дайками. Они представляют собой участки, в пределах которых мощные пласты песчаников распадаются на серию глыб, состоящих из того же песчаника, заключенного в сильно перемятых глинах. Песчаные тела при этом характеризуются различной степенью деформации, от колобков и роллоподобных тел до крупных глыб со слабо деформированными слойками. Генетически они являются вещественными следами разжижения и механической деформации пластов песчаных пород, происходившей в обстановке тектонических напряжений и высоких пластовых давлений в стадию катагенеза.

Состав аутигенных минералов, цементирующих песчаные дайки и отдельные участки горизонтов с включениями, позволяет установить состав тех газодонных растворов, что разжижали песок и из которых впоследствии образовалась цементирующая его масса. Эти относительно высокотемпературные флюиды содержали  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ , жидкие и газообразные УВ, термальную дегидратационную воду.

Очевидно, что перераспределение таких сложных газодонных растворов во впадинах Восточно-Предкавказского ОПБ могло бы не только существенно влиять на возникновение различных аутигенных минералов в пластах-коллекторах, кластических дайках и зонах трещиноватости, но и непосредственно быть связано с формированием промышленных залежей нефти и газа.

Главными нефтематеринскими горизонтами верхнего структурного этажа Восточно-Предкавказского ОПБ являются майкопские глины, глины чокрака, карагана и грозненской свиты сармата; первоначально они были существенно обогащены РОВ и напоминали фацию черных сланцев.

РОВ в глинистых толщах мезозойско-кайнозойского возраста в разрезе р. Сулак,

а также в скважинах Терско-Сунженского региона, по данным Н.Б. Вассоевича [1958], В.А. Успенского и др. [1958] и С.Г. Неручева [1969], принадлежит к группе сапропеллагнопланктонитов и образовалось главным образом за счет массовой гибели фито- и зоопланктона в морях Юга СССР. Общее количество  $C_{орг}$  достигает 2,17%, что иногда почти в 2 раза превышает его среднее содержание в земной коре. По данным компонентного анализа 92–98% составляет остаточная органика, до 7% – гуминовые кислоты и 0,7–2,5% – битумоиды.

Общая схема преобразования РОВ на разных глубинах погружения на материале кембрийских отложений Сибирской платформы, мезозойских отложений Западной Сибири и третичных отложений Предкавказья была разработана С.Г. Неручевым с соавторами [1976]. Эти исследователи использовали фактический материал большого коллектива сотрудников ВНИГРИ и Института геологии и геофизики СО АН СССР; в них комплексно изучался состав и отражательная способность витринита РОВ глинистых толщ. При этом степень катагенетических преобразований глин, оцененная по витриниту, сопоставлялась с компонентным и химическим составом РОВ сапропеллагногенного морского генезиса.

В результате авторы выделили четыре фазы изменений РОВ: 1) начальную фазу нефтеобразования (0–2 км); 2) ГФН (2–3,5 км); 3) главную фазу газообразования – ГФГ (3,5–5 км); 4) фазу затухания процессов нефтегазообразования (5–9 км). Было показано, что максимальные преобразования РОВ испытывает на глубинах 2–3,5 км, когда осуществляется самопроизвольная деструкция основной массы липидного материала ОВ и генерация битумоидов и углеводородов.

В изученном автором разрезе р. Сулак РОВ чокракско-караганских глинистых отложений находится в состоянии ГФН, главная фаза газообразования здесь предельно редуцирована, а нижележащая майкопская глинистая толща располагается в фазе затухания процессов нефтегазообразования. По-видимому, РОВ майкопских отложений в этом районе уже подверглось дебитуминизации, а эмигрировавшая из них микронепть была собрана в песчаные коллекторы майкопского и чокракско-караганского возраста.

В третичных отложениях южного борта Восточно-Предкавказского ОПБ хорошо видны пространственные взаимоотношения между ГФН и зоной гидрослюдизации глин и дегидратации. Последняя ограничивает ГФН снизу и как бы накладывается на нее. При этом в верхней части зоны гидрослюдизации наряду со сгустковым и слоистым ОВ широким распространением пользуются трещинки и прожилки битумоидов; эти образования, по-видимому, можно рассматривать как следы мобилизации и эмиграции наиболее подвижной части РОВ в глинах. Можно, таким образом, сделать вывод о том, что дегидратация глин и их разуплотнение под действием отжатых термальных вод (и газов) вызывают перераспределение наиболее подвижной, битумоидной части РОВ и ее удаление из зоны гидрослюдизации.

Таким образом, именно гидрослюдизация и гидратация глин являются тем главным фактором, который определяет механизм мобилизации УВ и в конечном счете формирование залежей нефти и газа в породах-коллекторах ОПБ.

В чехле Восточно-Предкавказского ОПБ широко развиты глины, содержащие рассеянные карбонаты; при некоторых обстоятельствах такие толщи могут оказаться важными поставщиками газообразной углекислоты. Так, например, в верхних частях разреза р. Сулак, в глинистых толщах сармата, меотиса и акчагыла, содержание рассеянных карбонатов достигает 10–15%; основная их масса присутствует здесь в форме раковинного детрита. Ниже, в отложениях среднего миоцена, количество рассеянных карбонатов быстро уменьшается, и в майкопских, меловых и юрских глинистых отложениях они практически отсутствуют, хотя здесь иногда встречаются карбонатные конкреции и карбонатные линзы. Возникает предположение, что при повышении температуры и давления на больших глубинах зоны катагенеза рассеянные карбонаты могли растворяться и в виде углекислоты отжиматься из глин; на возможность такого процесса генерации углекислоты за счет рассеянных карбонатов в глинах ука-

звали И.Г. Киссин и С.И. Пахомов [1967, 1969], Н.А. Минский [1974] и многие другие геологи.

Самопроизвольное зарождение термальных газоводных растворов сложного состава в недрах ОПБ не может пройти бесследно; оно несомненно должно оказать влияние на геохимическую характеристику глинистых отложений региона.

Принято считать, что завершение стадии диагенеза знаменуется формированием геохимически устойчивых систем. Однако это не совсем так. В глинистых породах, вступающих в зону катагенетических преобразований, многие химически активные элементы находятся в виде неустойчивых карбонатов, сульфатов, реже — хлоридов. При этом общее содержание рассеянных карбонатов в глинах может достигать 200–250 кг/м<sup>3</sup>.

Значительное количество рудных элементов может находиться в глинах, прошедших стадию диагенетических преобразований, в окисных формах или в виде минералов, легко разлагаемых в результате воздействия CO<sub>2</sub>. Так, например, в среднемиоценовых глинах Восточно-Предкавказского ОПБ, содержащих в среднем 4,54% Fe, т.е. 115 кг Fe на 1 м<sup>3</sup> породы, 6 кг/м<sup>3</sup> находятся в виде гидроокислов (гетит, гидрогетит, лимонит), 43 кг/м<sup>3</sup> — в виде карбонатов, глауконита и лептохлоритов, 16 кг/м<sup>3</sup> — в форме сульфидов и 43 кг/м<sup>3</sup> — в виде труднорастворимых силикатов. При продавливании сквозь глинистые толщи термальных газоводных растворов, содержащих значительные количества CO<sub>2</sub>, битумоидов и H<sub>2</sub>S, около 49 кг Fe в каждом кубическом метре глины могут быть восстановлены, переведены в раствор и подвергнуться перераспределению. Там, где будут созданы благоприятные условия для дегазации флюидов и выделения CO<sub>2</sub>, двухвалентное миграционноспособное железо будет осаждаться в виде сульфидов и прочно фиксироваться на месте в более проницаемых слоях тех же глин, в близлежащих пластах-коллекторах, в песчаных дайках или в зонах повышенной трещиноватости.

По-видимому, следы такого катагенетического перераспределения химических элементов в глинистых толщах нижней части разреза р. Сулак и прослеживаются в виде зубчатых кривых, характерных для Fe, Mn, Ni, Co, Cu, Pb, Ge; то обстоятельство, что менее подвижные элементы-гидролизаты (V, Cr, Ti, Zr и др.) отличаются от них значительной устойчивостью, лишний раз подтверждает сделанные выводы.

Изучение закономерностей распределения глинистых минералов, РОВ, текстур песчаного диапризма, элементов-примесей и рассеянных карбонатов в разновозрастных глинистых толщах Восточно-Предкавказского ОПБ и обобщение новейших литературных данных позволяют наметить общую схему формирования газоводных растворов, типичную для большинства ОПБ. Становится очевидным, что состав газоводных растворов, формирующихся в порах глин элизионной системы, определяется четырьмя важнейшими источниками: 1) количеством и компонентным составом производных РОВ, генерируемых на данной глубине погружения; 2) интенсивностью гидролиза рассеянных карбонатов; 3) количеством унаследованной от стадии диагенеза седиментационной воды, заполняющей поры глин; 4) минеральными преобразованиями глинистых минералов.

Рассеянное органическое вещество является мощным генератором различных составных частей газоводных растворов. Применение метода балансов в сочетании с прямым количественным определением выхода летучих веществ на каждой стадии катагенеза позволило С.Г. Неручеву с соавторами [1976] рассчитать общие потери РОВ при погружении на глубины 5–9 км. Оказалось, что при этом теряется 65% исходной органики, сохранившейся и не реализованной в ходе диагенеза. Разлагающееся при высоких температурах и давлениях зоны катагенеза РОВ, помимо разнообразных битумоидов и УВ (54,9%), генерирует CO<sub>2</sub> (17,5%), H<sub>2</sub>O (12,5%), H<sub>2</sub>S (3,1%) и другие реакционноспособные компоненты.

При этом последовательность преобразований РОВ можно представить в следующем виде. В ходе диагенеза РОВ выделяет преимущественно H<sub>2</sub>S и CO<sub>2</sub> биогенного происхождения. Позднее, в начальную фазу нефтеобразования, начинают выделяться

$H_2S$  и  $CO_2$ , возникшие не в результате деятельности анаэробных бактерий, а вследствие прямого разложения РОВ в условиях повышенных давлений и температур. Затем в ГФН из РОВ генерируются преимущественно жидкие УВ — битумоиды, нефть и водорастворимая органика. Еще глубже, при переходе нефтематеринских глин в ГФГ из них извлекаются преимущественно газообразные УВ, а в резко подчиненном количестве —  $CO_2$  и  $H_2S$ . Наконец, еще глубже основным компонентом, удаляющимся из РОВ, является  $CO_2$ .

Таким образом, по мере погружения глинистых толщ, содержащих РОВ, в зону катагенеза состав отделяющихся от него компонентов качественно и количественно меняется.

Рассеянные в глинах карбонаты становятся источником  $CO_2$  только в определенных термобарических обстановках. Главным фактором, определяющим поведение рассеянных карбонатов в глинистых отложениях, является проницаемость вышележащих глинистых покрышек. Если она достаточна для удаления формирующейся  $CO_2$ , т.е. система является открытой, в глинах будет осуществляться гидролиз и происходить разложение рассеянных карбонатных минералов.

Этот процесс происходит при температурах  $75-120^\circ C$ , что при среднем геотермическом градиенте  $30^\circ/км$  будет соответствовать погружению на глубины 2,5–4 км. В пределах южного борта Восточно-Предкавказского ОПБ разложение карбонатов, по-видимому, имело место на глубинах 1,6–2,5 км, т.е. в основном на начальной стадии преобразования РОВ; оно сопровождалось усиленным выделением газообразной  $CO_2$ , а также переходом в растворенное состояние  $Fe^{2+}$ ,  $Ca^{2+}$  и  $Mg^{2+}$ .

При отсутствии сгущения тектонических трещин и разломов в глинистых толщах ОПБ может осуществляться изоляция поровой системы; в результате давление  $CO_2$  будет возрастать так, как это имеет место в закрытой системе автоклава, и рассеянные карбонаты окажутся при этом весьма устойчивыми.

Захороненная в порах глин седиментационная морская вода частично метаморфизуется и из класса сульфатных вод в результате диагенетических преобразований переходит в класс хлоридных [Страхов, 1960; Шишкина, 1972]. Однако некоторое количество сульфатов может иногда сохраняться в поровых водах при погружении в глубь ОПБ. Так, например, при отжиме поровых растворов из образцов глин Восточно-Предкавказского ОПБ, отобранных на глубинах до 1 км, И.Г. Киссин [1964] установил, что они имеют хлоридно-сульфатно-натриевый состав.

При температурах  $100-150^\circ C$ , т.е. при опускании на глубины 3–5 км в нормальных геотермических условиях и на 2–4 км в обстановке южной части исследуемого ОПБ, сульфаты поровых вод могут взаимодействовать с газообразными УВ, генерировать абиогенный  $H_2S$ .

Общее количество унаследованных от стадии седиментации вод в глинистых толщах ОПБ зависит от величины общей пористости; при погружении на глубину 1 км пористость на кубический метр обычно равна  $230-300 л/м^3$ , на 2 км —  $80-180 л/м^3$ , 3 км —  $20-90 л/м^3$ . Так как количество сульфатов в реликтовых водах невелико, они вряд ли могут конкурировать с РОВ глин в качестве источника сероводорода. Действительно, при содержании ОВ, равном  $30 кг/м^3$ , оно может, согласно С.Г. Неручеву и др. [1976], а также Г.А. Амурскому и др. [1977], генерировать  $1350 л H_2S$  на  $1 м^3$  глины.

Этой цифре заметно уступает то количество  $H_2S$ , которое может быть образовано из сульфатов захороненных морских вод; при пористости глин 24% оно едва достигает  $140 л H_2S$  на  $1 м^3$  глины. Однако, если вместо закрытой системы мы будем иметь дело с открытой, т.е. начнется подток сульфатных вод по ослабленным и проницаемым зонам в глинах, абиогенная генерация  $H_2S$  в результате сульфатредукции во много раз превзойдет извлечение  $H_2S$  из ОВ.

Преобразование глинистых минералов при погружении глинистых отложений в область высоких температур и давлений играет очень большую роль

в гидрохимическом развитии ОПБ. В предыдущих разделах монографии были детально рассмотрены механизм и геологические следствия превращения монтмориллонита в гидрослюда. Следует, однако, отметить, что в формировании термальных элизионных газоводных растворов наряду с гидрослюдизацией большое и еще не раскрытое гидрохимическое значение могут иметь превращения железистых хлоритов (*Ie-I*) в магнезиальные (*Iie*), глауконита в гидрослюда, каолинита в диккит, биотита в хлорит и т.д. [Коссовская, 1962; Логвиненко, 1968; Милло, 1964].

В целом последовательность формирования термальных газоводных растворов в элизионных системах ОПБ можно представить себе в следующем виде.

В зоне диагенеза и в верхней зоне катагенеза, от поверхности осадка на дне палеоводоёма и до глубины 2 км, в составе газовой фазы будут повсеместно преобладать  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{S}$ , возможно присутствие газообразных УВ. В илах оба газа имеют биохимическое происхождение, но ниже все большую роль начинают играть абигенные  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{S}$ , причем к нижней границе зоны в районах, где глинистая покрывка недостаточно проницаема, доминирует  $\text{CO}_2$ , возникающая за счет рассеянных карбонатов. В жидкой фазе отжимаются  $\text{H}_2\text{O}$  и битумоиды. Эту стадию развития глин правильнее всего именовать углекисло-сероводородной.

Термобарические параметры, в которых формируются газоводные растворы этой зоны, достигают 100–120°С и 420–500 атм. Наиболее типичным гидрохимическим процессом представляется мобилизация рассеянных карбонатов и связанных с ними неустойчивых компонентов глин, переход их в растворенные формы, последующее выжимание в породы-коллекторы, а также зоны повышенной трещиноватости и осадения там в виде сульфидов и карбонатов.

При большем погружении нефтематеринских толщ на глубины от 2 до 4 км, ведущим процессом становится отторжение из РОВ жидкой нефти, растворенных в воде УВ, газообразных УВ. В соответствии с представлениями Н.Б. Вассоевича и др. [1969] это ГФН. Эту стадию можно назвать битумоидно-нефтяной. Область, в которой реализуются процессы формирования битумоидно-нефтяных скоплений, ограничивают температуры от 120 до 200°С и давления от 500 до 1000 атм. Главным геохимическим процессом является эмиграция УВ в пласты-коллекторы и разломы и формирование в них залежей нефти и газа.

На глубинах от 4 до 5 км протекают процессы гидрослюдизации глин и дегидратации. Примерно в этом же интервале из РОВ формируются газообразные УВ, а также  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{S}$ . По мнению С.Г. Неручева с соавторами [1973], а также А.М. Акрамходжаева [1973], этот интервал соответствует ГФГ; мы будем его называть дегидратационной (углеродно-сероводородной) стадией. Эта стадия осуществляется при температурах 200–250°С и давлениях 1000–1200 атм. Ее главная особенность заключается в том, что здесь геохимические процессы совпадают с физическим изменением пористости и проницаемости глин. В значительной мере дегидратация способствует интеграции гидрохимических результатов предшествующих стадий, самоочищению поровой емкости глин и новому перераспределению элементов-примесей в пластах.

Наконец, на глубинах 5–7 км пласты сильно преобразованных и измененных глин вновь становятся поставщиками  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{SiO}_2$ , отчасти газообразных УВ.

Приведенная выше зональность генерации газоводных растворов в ОПБ элизионной группы не имеет четкой глубинной привязки; мощность различных зон находится в тесной связи с термической характеристикой конкретных регионов и плотностью пород, слагающих их разрезы. Интенсивность тех или иных преобразований, а иногда и их глубина зависят также от проницаемости вышележащих глинистых покрывок; в одних случаях ведущими становятся преобразования, легко осуществляющиеся в открытой физико-химической системе, в других – в закрытой.

Наконец, огромное значение в реализации предлагаемой схемы имеет первичный литолого-фациальный состав глинистых отложений, развитых в разрезе ОПБ. При наличии нефтематеринских глинистых отложений на соответствующих глубинах рез-

ко проявляются процессы, характерные для ГФН; присутствие в разрезе глин, содержащих рассеянные карбонаты или сульфиды, будет способствовать интенсивному развитию углекисло-сероводородных явлений при подавлении остальных. Формирование преимущественно монтмориллонитовых глин на катагенетической стадии породообразования будет стимулировать интенсивные процессы дегидратации, тогда как преобладание гидрослюд в осадках палеоводоёма повлечет за собой редукцию этих процессов.

Очевидно, что схема формирования газодонных растворов в ОПБ только намечена; дальнейшие литолого-геохимические, гидрогеологические и физико-химические наблюдения могут существенно детализировать последовательность событий и уточнить их механизм. И тем не менее в предлагаемом варианте важен вывод, имеющий большое теоретическое и практическое значение: при самом равномерном распределении РОВ, рассеянных карбонатов и глинистых минералов по вертикали саморазвитие ОПБ и поступление глинистых толщ на разные термобарические уровни бассейна будут порождать определенную последовательность поступления газодонных растворов в опускающиеся вместе с глинами пласты-коллекторы или дренирующие впадину разломы.

Вначале в области элизионной разгрузки будут внедряться воды, сильно обогащенные  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{S}$ , затем – битумоидно-нефтяные растворы, потом – углеводородные газы и дегидратированная вода, а в заключение – углекисло-сероводородно-кремнекислые растворы. В случае, если стадийное поступление газодонных растворов в трещины или пласты-коллекторы будет фиксироваться образованием соответствующих аутигенных минералов, в них будет наблюдаться определенная зональность, весьма напоминающая зональность некоторых рудных гидротермальных месторождений.

Формирование термальных растворов ОПБ в ряде случаев может, по-видимому, привести к мобилизации рудных компонентов из вмещающих глинистых пород и их переотложению в пласты-коллекторы и зоны повышенной трещиноватости. Этот механизм особенно типичен для тех компонентов, которые растворяются при избытке  $\text{CO}_2$  или  $\text{H}_2\text{S}$  и выпадают из раствора при их дефиците. Такими элементами являются, например, Fe и Mn; первый легко мигрирует в виде бикарбоната двухвалентного железа и осаждается при потере  $\text{CO}_2$ , тогда как второй хорошо растворим в сероводородной обстановке.

Поэтому именно с элизионными процессами можно связывать образование жильных и стратиформных залежей сидеритов (Березовское месторождение, Бакал), пластообразных месторождений сидерит-родохрозитовых руд (Лабинское, Мангышлакское месторождения), формирование некоторых колчеданных (Кызыл-дере) и урано-битумных залежей, а также разнообразных скоплений нефти, газа и твердых битумов.

Характерно, что песчаные кластические дайки, содержащие сидеритовый цемент и сульфидные включения, образуются на глубинах и при термобарических показателях, характерных для гидротермальных сидеритовых жил, возникновение которых принято связывать с внедрением интрузий. Отсюда возникает предположение, что и месторождения сидеритов типа Зиген, а возможно, и серебро-галенит-сидеритовые жильные скопления типа Кер-д'Ален могли возникнуть в результате саморазвития элизионного породного бассейна, вне всякой связи с интрузивной деятельностью.

## ЛИТЕРАТУРА

- Авдусин П.П.* К петрографии продуктов извержений грязевых вулканов Крымско-Кавказской геологической провинции. — В кн.: Результаты исследования грязевых вулканов Крымско-Кавказской геологической провинции. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1939.
- Акрамходжаев А.М.* Главная фаза нефтеобразования. — Узб. геол. журн., 1973, № 6.
- Акулишина Е.П.* Степень постседиментационных преобразований верхнепротерозойских, палеозойских и мезозойских пород. — В кн.: Глинистые минералы как показатели условий литогенеза. Новосибирск: Наука, 1976. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 223).
- Алиев А.Г., Акаева В.П.* Геохимические фации юрских отложений Юго-Восточного Кавказа. Махачкала: Даг. фил. АН СССР, 1957. (Тр. Геол. ин-та Даг. фил. АН СССР; Т. 1).
- Алферов Б.А.* Беной (Северный Кавказ). — Изв. Геол. ком., 1926, т. 14, № 5.
- Алферов Б.А.* Геологические исследования в центральной части Беноевского месторождения нефти. — Тр. Гл. геол.-развед. упр., 1931, вып. 53.
- Амурский Г.И., Гончаров Э.С., Жабров И.П., Соловьев И.Н.* Происхождение сероводородсодержащих природных газов нефтегазоносных бассейнов. — Сов. геология, 1977, № 5.
- Амурский Г.И., Гончаров Э.С., Соловьев И.Н., Жабров И.П.* Закономерности размещения и условия формирования залежей сероводородсодержащих глин. — Сов. геология, 1978, № 7.
- Ананова Е.Н., Тарасевич В.Ф.* Палинологическое обоснование возраста ламкинской и горелкинской свит Окско-Донской равнины. — В кн.: Миоцен Окско-Донской равнины. М.: Недра, 1977.
- Андрусов Н.И.* Избранные труды. М.: Изд-во АН СССР, 1963, Т. 2.
- Аникиев К.А.* Аномально высокие пластовые давления в нефтяных и газовых месторождениях. Л.: Недра, 1964.
- Анисимов Л.А.* Закономерности распространения сероводорода в осадочной толще. — Сов. геология, 1970, № 3.
- Антонов П.Л.* О диффузионной проницаемости некоторых глинистых горных пород. — В кн.: Геохимические методы поисков нефти и газа. М.: Гостоптехиздат, 1954.
- Артюшков Е.В.* О возможности возникновения и общих закономерностях развития конвективной неустойчивости в осадочных породах. — Докл. АН СССР, 1963, т. 153, № 2.
- Архангельский А.Д.* Условия образования нефти на Северном Кавказе. М.; Л.: Изд-во Сов. нефт. пром-сти, 1927.
- Архангельский А.Д.* Оползание осадков на дне Черного моря и геологическое значение этого явления. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1930, т. 8, вып. 1/2.
- Архипов А.Я., Корчагина Ю.И., Файер М.М.* Генерация и первичная миграция углеводородов в условиях катагенеза. — В кн.: Условия образования нефти и газа в осадочных бассейнах. М.: Наука, 1977.
- Архипов А.Я., Файер М.М.* Катагенетическая дегидратация глинистых пород и их физические свойства. — В кн.: Влияние поровых вод на физико-механические свойства пород. Киев: Наук. думка, 1974.
- Асратян В.П., Мкртчян Г.Р., Мовсесян М.А.* и др. Неоген. — В кн.: Геология Армянской ССР. Т. V. Литология. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1974.
- Барановская Е.К.* Эволюция воднорастворенного органического вещества при литогенезе осадков. — Тр. ВНИИ гидрогеологии и инж. геологии, 1975, вып. 96.
- Барковская М.Г.* Об особенностях терригенной минералогии черноморских осадков у побережья, сложенных рифогенным неогеном. — Литология и полез. ископаемые, 1967, № 4.
- Барс Е.А., Коган С.С.* Оценка компонентов органического вещества подземных вод, как возможных показателей нефтегазоносности. — В кн.: Методы исследований в области изучения органических веществ подземных вод нефтегазоносных областей. М.: Наука, 1974.
- Басков Е.А.* Значение и основные задачи палеогеологического анализа при металлогенетических исследованиях. — В кн.: Методика палеогеологических исследований. Ашхабад, 1970.
- Бассет Г.* Теория количественного анализа. М.: ГОНТИ, 1932.
- Батурин В.П.* Палеогеография по терригенным

- компонентам. Баку; Москва: Азерб. ОНТИ, 1937.
- Батурин В.П.* Некоторые черты палеогеографии чокракского бассейна в новом освещении. — Докл. АН СССР. Н.С. 1944, т. 45, № 4.
- Батурин В.П.* Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1947.
- Белецкая С.Н., Сергеев Л.И.* Изучение совместного действия воды и сжатого газа на рассеянное органическое вещество пород. — Тр. ВНИИ гидрогеологии и инж. геологии, 1975, вып. 96.
- Белокрыс Л.С.* О главных особенностях палео-гидрологического развития внутренних морских бассейнов Европы в сарматском веке. — Геол. журн., 1976, т. 36, № 4.
- Беляков М.Ф.* Геотермические наблюдения в буровых скважинах и их интерпретация. Л.: Гостоптехиздат, 1955.
- Берг Г.* Геохимия месторождений полезных ископаемых. М.; Л.: ОНТИ НКТП, 1937.
- Бетехин А.Г.* Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1955.
- Газанправов С.А.* Основные черты минералогическо-петрографической характеристики караганских и чокракских отложений Терской нефтеносной области. — Тр. Грозн. нефт. н.-и. ин-та, 1947, № 2.
- Блох А.М.* Скачки структурного состояния воды и их возможная роль в процессах рудообразования. — В кн.: Значение структурных особенностей воды и водных растворов для геологической интерпретации. М.: ВИМС, 1968.
- Блох А.М.* Об универсальности модели обезвоживания осадочных толщ Пауэрса и Берста. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 6.
- Болтышев Н.Н.* Пластовые давления и гидростатические напоры в верхнемеловых отложениях западной части Терского хребта. — Тр. Грозн. нефт. н.-и. ин-та, 1964, вып. 17.
- Бондарик Г.К., Царева А.М., Пономарев В.В.* Текстура и деформация глинистых пород. М.: Недра, 1975.
- Бордовский О.И.* Органическое вещество морских и океанских осадков в стадию раннего диагенеза. М.: Наука, 1974.
- Борисов А.А., Дикенштейн Г.Х., Кравченко И.Е.* Основные черты тектоники Каспийского моря и прилегающих районов суши. — Геология нефти и газа, 1962, № 12.
- Бородавская М.Б., Мустафабеيلي М.А., Курбанов Н.К.* и др. Сходство и различие залежей сульфидных прилегающих районов Белокано-Закатальского района (Большой Кавказ) и колчеданных месторождений в вулканогенных формациях. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966, № 4.
- Браун Г.А., Каминская А.М., Скобников М.Л.* и др. Краткая геолого-промышленная характеристика железорудных месторождений СССР. — В кн.: Железорудная база черной металлургии СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1957.
- Брод И.О.* Тектоника Восточного Предкавказья. — Сов. геология, 1938, т. 8, № 7.
- Брод И.О.* Основы учения о нефтегазоносных бассейнах. М.: Недра, 1964.
- Брод И.О., Еременко Н.А.* Основы геологии нефти и газа. М.: Гостоптехиздат, 1957.
- Брод И.О., Еременко Н.А., Оленин В.А.* и др. Геология и нефтегазоносность Восточного Предкавказья. Л.: Гостоптехиздат, 1958. (Тр. КЮГЭ АН СССР; Вып. 1).
- Бруевич С.В.* Химия и биологическая продуктивность Черного моря. М.: Наука, 1953. (Тр. ИО АН СССР; Т. 7).
- Бруевич С.В.* Щелочной резерв вод и грунтовых растворов морей и океанов. М.: Наука, 1973. (Тр. ИО АН СССР; Т. 63).
- Бунеев А.Н., Крюков П.А., Ренгартен Е.В.* Опыт отжимания растворов из осадочных горных пород. — Докл. АН СССР, 1947, т. 57, № 7.
- Буриштар М.С.* Геология и нефтегазоносность платформенных областей Предкавказья и Крыма. М.: Гостоптехиздат, 1960.
- Валитов Н.Б.* Особенности распределения сероводорода в нефтяных газах и условия его образования на востоке Русской платформы. — Геология нефти и газа, 1977, № 5.
- Валитов Н.Б., Валитов Р.Б.* Роль температурного фактора в формировании сернистых нефтей и катагенного сероводорода в карбонатных коллекторах (экспериментальное исследование). — Геохимия, 1975, № 9.
- Валышко М.Г.* Генезис рассолов осадочной оболочки. — В кн.: Химия земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963, т. 1.
- Вассоевич Н.Б.* Подводно-полуползневые явления в среднем миоцене Дагестана. — Азерб. нефт. хоз-во, 1949, № 3.
- Вассоевич Н.Б.* К стратиграфии чокракских отложений Терского предгорного перегиба (Северо-Восточный Кавказ). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1952, № 3.
- Вассоевич Н.Б.* О происхождении нефти. — Тр. ВНИГРИ, 1955а, вып. 83.
- Вассоевич Н.Б.* Стадии развития нефтематеринских отложений терригенного типа. — В кн.: Происхождение нефти. М.: Гостоптехиздат, 1955б.
- Вассоевич Н.Б.* Образование нефти в терригенных отложениях (на примере чокракско-караганских слоев Терского передового прогиба). — Тр. ВНИГРИ, 1958, вып. 128.
- Вассоевич Н.Б.* Опыт построения типовой кривой гравитационного уплотнения глинистых осадков. — Новости нефт. техники. Сер. геол., 1960, вып. 4.
- Вассоевич Н.Б.* Теория осадочно-миграционного происхождения нефти: (Исторический обзор и современное состояние). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 11.

- Вассоевич Н.Б.* Литология и органическая геохимия. В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков и методы его изучения. М.: Наука, 1974.
- Вассоевич Н.Б.* Понятие о возрасте нефти в связи со стадийностью процесса ее образования. — Сов. геология, 1976, № 2.
- Вассоевич Н.Б.* Образование углеводородных газов в процессе литогенеза. — В кн.: Генезис углеводородных газов и формирование месторождений. М.: Наука, 1977.
- Вассоевич Н.Б., Архипов А.А., Бурлин Ю.К.* и др. Нефтегазоносный бассейн — основной элемент нефтегеологического районирования крупных территорий. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1970, № 5.
- Вассоевич Н.Б., Бурлин Ю.К., Кожухов А.И., Карношина Е.Е.* Роль глин в нефтеобразовании. — Сов. геология, 1975, № 3.
- Вассоевич Н.Б., Которович А.Э., Лопатин Н.В.* К построению классификации углеродистого органического вещества осадочных пород. — В кн.: Тез. докл. IV семинара "Органическое вещество в современных и ископаемых осадках". М.: Изд-во МГУ, 1974.
- Вассоевич Н.Б., Коротков С.Т.* К познанию явлений крупных подводных оползней в олигоценовую эпоху на Северном Кавказе. — Тр. ВНИГРИ, 1935, вып. 52.
- Вассоевич Н.Б., Корчагина Ю.И., Лопатин Н.В., Чернышев В.В.* Главная фаза нефтеобразования. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1969, № 6.
- Вассоевич Н.Б., Корчагина Ю.И., Лопатин Н.В., Чернышев В.В.* Главная фаза нефтеобразования. — В кн.: Аннотации докладов, представленных на XIII Мировой нефтяной конгресс. М.: Наука, 1970.
- Вассоевич Н.Б., Лопатин Н.В.* К вопросу о нефтематеринском потенциале седиментитов — органического вещества осадочных пород. — В кн.: Условия образования нефти и газа в осадочных бассейнах. М.: Наука, 1977.
- Вернадский В.И.* Сероводород в земной коре. — Природа, 1915, № 7/8.
- Вернадский В.И.* О сероводороде в известняках и доломитах. — Изв. Рос. АН. 1917, Сер. 6, т. 11, № 16.
- Виноградов А.П.* Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — Геохимия, 1962, № 7.
- Виноградов А.П., Наливкин В.Д., Ронов А.Б., Хаин В.Е.* Палеогеография Русской платформы и ее геосинклинального обрамления. — В кн.: Региональная палеогеография. М.: ГОНТИ, 1960. (МГК, 21-я сес. Докл. сов. геологов. Пробл. 12).
- Влияние эпигенетических процессов на параметры коллекторов и покрышек в мезозойских отложениях Западно-Сибирской низменности / Б.А. Лебедев, Г.Б. Аристова, Е.Г. Бро и др. Л.: Недра, 1976. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 361).
- Влодарская В.Р.* Роль глинистых минералов в процессе бутимиобразования в осадочных породах. — Литология и полез. ископаемые, 1966, № 5.
- Волков И.И.* О закономерностях образования и превращения соединений серы в осадках Черного моря. — В кн.: Современные осадки морей и океанов. М.: Изд-во АН СССР, 1961.
- Волков И.И.* Закономерности образования и химический состав концентраций сульфидов железа в отложениях Черного моря. М.: Наука, 1964. (Тр. ИО АН СССР; Т. 57).
- Высоцкий И.В., Оленин В.Б.* Глубинная зональность в распределении скоплений углеводородов. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1964, № 6.
- Гаврилов Ю.О.* О связи морфологии диагенетических конкреций с подводно-оползневыми деформациями. — Литология и полез. ископаемые, 1975, № 6.
- Гаврилов Ю.О.* Некоторые аспекты диагенеза чокракско-караганских отложений Восточного Предкавказья. — Литология и полез. ископаемые, 1977, № 3.
- Гаврилов Ю.О.* Диагенетические преобразования в глинистых отложениях среднего миоцена Восточного Предкавказья. М.: Наука, 1982.
- Гарецкий Р.Г.* Кластические дайки. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 3.
- Геодакян А.А.* Геолого-геохимические особенности нефтегазообразования в Южно-Каспийской впадине. М.: Недра, 1968.
- Герасимов А.П.* Жилы, вытолканные в юрских сланцах бассейна р. Ассы (Сев. Кавказ). — Изв. Геол. ком., 1918, т. 37, № 5/6.
- Германов А.И.* Кислород подземных вод и его геохимическое значение. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1955, № 6.
- Германов А.И.* О возможности участия подземных вод в гидротермальном рудообразовании. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1957, № 6.
- Германов А.И.* Основные черты гидрогеохимических условий формирования некоторых инфильтрационных месторождений урана. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 8.
- Гмид Л.П.* О глинистых породах чокрака Северо-Восточного Кавказа. — Докл. АН СССР, 1953, т. 90, № 4.
- Гмид Л.П.* К петрографии и палеографии песчано-алевритовых пород чокрака Северо-Восточного Кавказа. — Геол. сб. НИТО ВНИГРИ, 1955, вып. 3 (4).
- Головин Е.А.* О двух группах экзогенных процессов и урановых месторождений. — Литология и полез. ископаемое, 1965, № 2.
- Головин Е.А., Легошин В.П.* Об эпигенетических (наложенных) процессах в осадочных породах. — В кн.: Состояние и задачи советской литологии. М.: Наука, 1970.
- Голубятников В.Д.* Явление древних подводных оползней и внутриформационные нару-

- шения. — Материалы ВСЕГЕИ. Общ. сер., 1946, сб. 7.
- Гольдштейн М.Н.* Внезапное разжижение песка. — В кн.: Вопросы геотектоники. М.: Гос. изд-во лит-ры по стратиграф. и археол., 1953, сб. 1.
- Гольдштейн М.Н., Жижович В.В.* Экспериментальное исследование разжижения песка. — В кн.: Вопросы геотектоники. М.: Гос. изд-во лит-ры по стратиграф. и археол., 1953, сб. 1.
- Горин В.А.* К вопросу о дисгармоничной складчатости, диапировых явлениях и грязевом вулканизме. — Изв. АН АЗССР, 1946, № 2.
- Горин В.А., Буниат-заде З.А.* О закономерностях проявления газонефтяного вулканизма западного борта Южно-Каспийской впадины и миграции углеводородов. — В кн.: Генезис нефти и газа. М.: Наука, 1967.
- Горностаев Н.Н.* Внутриформационные нарушения, вызываемые подводными скольжениями и тектоническими процессами. — Изв. Сиб. технол. ин-та, 1927, т. 47, вып. 3.
- Градусов Б.П.* Об изменении слоистых силикатов в кислых таежных почвах. — Почвоведение, 1972, № 11.
- Градусов Б.П.* Размещение профилей глинистого материала в почвах Европейской части СССР. — Докл. АН СССР, 1973, т. 209, № 5.
- Градусов Б.П., Зотов А.В., Русинов В.С.* Экспериментальные исследования влияния активности ионов калия на механизм изменений биотита в кислой среде. — Докл. АН СССР, 1975, т. 221, № 3.
- Грибков В.В.* К вопросу формирования зон промышленного нефтегазоаккумуляции на примере Мангышлака: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Л.: ВНИГРИ, 1970.
- Григорьев С.М.* О связи между составом и свойствами горючих газов. — Тр. ИГИ АН СССР, 1954, т. 3.
- Грим Р.Е.* Минералогия глин. М.: Изд-во иностр. лит., 1956.
- Гроссгейм В.А.* К вопросу о течениях в майкопском бассейне Восточного Предкавказья. — Докл. АН СССР, 1950, т. 72, № 2.
- Гроссгейм В.А.* К вопросу о донных течениях в майкопском бассейне на территории Северо-Восточного Предкавказья. — Геол. сб. НИТО ВНИГРИ, 1953, вып. 2 (4).
- Гроссгейм В.А.* К вопросу об истории осадкоаккумуляции в течение мезо-кайнозоя на территории Северного Кавказа и Предкавказья. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1957, № 2.
- Гроссгейм В.А.* История терригенных минералов в мезозое и кайнозое Северного Кавказа. — Тр. ВНИГРИ, 1961, вып. 180.
- Гроссгейм В.А.* История терригенных минералов в мезо-кайнозое Северного Кавказа и Предкавказья в связи с геологическим развитием этой области. — В кн.: Вопросы литологии и минералогии осадочных пород. Баку: Изд-во АЗССР, 1962.
- Гроссгейм В.А.* Терригенное осадконакопление в мезозое и кайнозое Европейской части СССР (в связи с поисками литологических залежей нефти и газа). Л.: Недра, 1972.
- Гроссгейм В.А., Гмид Л.П.* Терригенно-минералогические провинции чокракского бассейна. — Л.; М.: Гостоптехиздат, 1951. (Геол. сб. НИТО ВНИГРИ; вып. 1 (4)).
- Грубенман У., Ниггли П.* Метаморфизм горных пород. Л.; М.: ГОНТИ, 1933.
- Грязевой вулканизм и рудообразование / Е.Ф. Шнюков, П.И. Науменко, Ю.С. Лебедев и др.* Киев: Наук. думка, 1971.
- Губкин И.М.* Тектоника юго-восточной части Кавказа в связи с нефтеносностью этой области. М.: ОНТИ, 1934.
- Губкин И.М.* Учение о нефти. М.; Л.: ОНТИ НКТП, 1937.
- Губкин И.М., Федоров С.Ф.* Грязевые вулканы Советского Союза и их связь с нефтяными месторождениями Крымо-Кавказской геологической провинции. — В кн.: Тр. XVII Междунар. геол. конгр. М.; Л.: ОНТИ, 1937, т. 4.
- Гуляева Л.А.* Бор грязевых вулканов. — В кн.: Результаты исследований грязевых вулканов Крымско-Кавказской геологической провинции. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1939.
- Гуревич В.И.* О метаморфизации подземных вод в процессах катагенеза. — В кн.: Геология и геохимия. М.: Гостоптехиздат, 1960, сб. 3.
- Гурова Т.И.* Постседиментационные изменения терригенных и карбонатных пород кембрия юго-запада и запада Сибирской платформы. — Тр. Сиб. НИИ геологии, геофизики и минерал. сырья, 1976, вып. 232.
- Давиташвили Л.Ш.* Эволюция условий накопления горючих ископаемых в связи с развитием органического мира. — М.: Наука, 1971.
- Данильченко П.Т., Чигирин Н.И.* К вопросу о происхождении сероводорода в Черном море. — Тр. Особой зоол. лаб. и Севастоп. биол. ст. АН СССР. Сер. 11, 1926, № 10.
- Дворов В.И.* Термальные воды Челекена. М.: Наука, 1975.
- Дегенс Э.Т., Чилингар Дж.В.* Динагенез подземных вод. — В кн.: Диагенез и катагенез осадочных образований. М.: Мир, 1971.
- Джамалов Р.Г.* Подземный сток Терско-Кумского артезианского бассейна. М.: Наука, 1973.
- Дзевелая М.Ф.* Подводные оползни и обвалы в верхнемiocеновых отложениях Западной Грузии. — Докл. АН СССР, 1954, т. 96, № 3.
- Дзоценидзе Г.С.* Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М.: Недра, 1969.
- Дибров В.Е.* О кластических дайках Бирюсы. — Докл. АН СССР, 1955, т. 105, № 5.
- Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж.* Породообразующие минералы. М.: Мир, 1966. Т.3.

- Дмитриев Г.А.* Кластические дайки и жилы в угольных пластах и вмещающих породах Интинского месторождения. — Докл. АН СССР, 1957, т. 115, № 5.
- Добрынин В.М.* Физические свойства нефтегазовых коллекторов в глубоких скважинах. М.: Недра, 1965.
- Добрынин В.М.* Изменение максимальной первичной пористости песчаников на больших глубинах. — Геология нефти и газа, 1968, № 9.
- Дриц В.А., Копорулин В.И.* К постседиментационной трансформации монтмориллонита в гидрослюдю. — Литология и полез. ископаемые, 1973, № 5.
- Дурмишьян А.Г.* Значение аномально высоких пластовых давлений при поисках газовых и газоконденсатных залежей. — Газовая пром-сть, 1961а, № 7.
- Дурмишьян А.Г.* О генезисе грязевых вулканов в свете новых данных. — Изв. вузов. Нефть и газ, 1961б, № 12.
- Дурмишьян А.Г., Мурадян В.М., Аббасова Р.К.* О природе аномально низких пластовых давлений на примере месторождений Северного Кавказа. — Геология нефти и газа, 1976, № 4.
- Еременко Н.А., Эхус И.Д., Корж М.В.* и др. Особенности литогенеза нефтегазоносных толщ в разных условиях. — В кн.: Литология на новом этапе развития геологических знаний. М.: Недра, 1981.
- Ефремов Н.Е.* К изучению серпентинитового пояса Северного Кавказа. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1938, № 1.
- Жабин А.Г., Рябова Т.В.* Гетерогенное медноколчеданное месторождение Кизил-дере в Дагестане. — Геология руд. месторождений, 1971, № 6.
- Жабров Д.В., Ларская Е.С.* Нефтематеринские свиты Западного Предкавказья. М.: Недра, 1966.
- Жижченко Б.П.* Средний миоцен. Стратиграфия СССР. Т. 12. Неоген. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1940.
- Жижченко Б.П.* Методы палеогеографических исследований в нефтегазоносных областях. М.: Недра, 1974.
- Забаринский П.П.* Следы подводных оползней в мезозое Северной Осетии. — Азерб. нефт. хоз-во, 1951, № 3.
- Зайцев И.К.* Некоторые закономерности распространения и формирования подземных рассолов на территории СССР. — Бюл. ВСЕГЕИ, 1958, вып. 1.
- Зайцев И.К.* Гидродинамика артезианских бассейнов в современную и минувшие геологические эпохи. — В кн.: Методика палеогеогеологических исследований. Ашхабад, 1970.
- Затенацкая Н.П.* Поровые воды осадочных пород. М.: Наука, 1974.
- Золотницкий Н.С.* О причинах и условиях подводного оползания осадков. — В кн.: Юбил. науч.-техн. конф. к 40-летию Вели-
- кой Октябрьской социалистической революции. М.: Недра, 1957.
- Зорькин Л.М.* Некоторые вопросы гидрохимии пластовых вод Западно-Сибирского артезианского бассейна. — Сов. геология, 1968, № 8.
- Иванов А.А.* Явления подводных оползней в отложениях артинского яруса. — Изв. Гл. геол. развед. упр., 1931, вып. 36.
- Иванов С.Н.* О причинах образования гидротермальных рудных месторождений. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1970, т. 9.
- Иосифова Ю.И.* Палеогеография Окско-Донской равнины в миоцене. — В кн.: Миоцен Окско-Донской равнины. М.: Недра, 1977.
- Исаченко Б.Л.* Микробиологические исследования над грязевыми озерами. Л.: Изв. Геолкома, 1927.
- Кабанова Е.С.* Материалы по растворению минералов кремнезема в водных растворах. — В кн.: Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1960, вып. 3.
- Казинцев Е.А.* Поровые растворы майкопской толщи Восточного Предкавказья и методика отжима поровых вод при высоких температурах. — В кн.: Поровые растворы и методы их изучения. Минск: Наука и техника, 1968.
- Каледа Г.А.* К вопросу о перекристаллизации карбонатных пород. — В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1955, кн. 2.
- Каледа Г.А.* Эволюция кремнистого осадкообразования. — В кн.: Вопросы седиментологии. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
- Калинко М.К.* О механизме и условиях образования грязевых вулканов. — В кн.: Проблемы нефтяной геологии и вопросы методики лабораторных исследований. М.: Гостехиздат, 1960.
- Калинко М.К.* Основные закономерности распределения нефти и газов в земной коре. М.: Недра, 1964.
- Карпова Г.В.* О некоторых случаях аутигенной гидрослюдизации в терригенных отложениях. — Докл. АН СССР, 1965, т. 164, № 2.
- Карпова Г.В., Лукин А.Е., Шевякова Э.П.* Катагенез каменноугольных отложений Днепровско-Донецкой впадины. — Литология и полез. ископаемые, 1969, № 6.
- Карцев А.А.* Основы геохимии нефти и газа. М.: Недра, 1969.
- Карцев А.А.* Катагенез и состав нефтей. — В кн.: Осадочно-миграционная теория образования нефти и газа. М.: Наука, 1978.
- Карцев А.А., Вагин С.Б., Басков Е.А.* Палеогеогеология. М.: Недра, 1969.
- Керимов Г.К., Эфендиев И.Э.* О распределении и генезисе глинистых минералов в осадочных формациях Дагестана. — Литология и полез. ископаемые, 1976, № 6.
- Кириллов И.В., Сорский А.А.* Тектоника и сейсмичность Кавказа. — В кн.: Структу-

- ра земной коры и деформации горных пород. М.: Недра, 1960.
- Киссин И.Г.* Гидродинамическая зональность глубоких водоносных горизонтов Восточно-Предкавказского артезианского бассейна. — Докл. АН СССР, 1962, т. 144, № 5.
- Киссин И.Г.* Восточно-Предкавказский артезианский бассейн. М.: Наука, 1964.
- Киссин И.Г.* Гидродинамические аномалии в подземной гидросфере. М.: Наука, 1967.
- Киссин И.Г.* Гидродинамические аномалии и их значение в палеогидрогеологических построениях. — В кн.: Методика палеогидрогеологических исследований. Ашхабад, 1970.
- Киссин И.Г., Пахомов С.И.* О возможности генерации углекислоты в недрах при умеренно высоких температурах. — Докл. АН СССР, 1967, т. 174, № 2.
- Киссин И.Г., Пахомов С.И.* К геохимии углекислого газа в глубоких зонах подземной гидросферы. — Геохимия, 1969, № 4.
- Клубова Т.Т.* Каталитическая реакция на глинистых минералах и их роль в генезисе нефти. — В кн.: Генезис нефти и газа. М.: Недра, 1967.
- Клубова Т.Т.* Взаимодействие глинистых минералов и органического вещества при нефтеобразовании. — Тр. ВНИГРИ, 1968, вып. 59.
- Клубова Т.Т.* Глинистые минералы и их роль в генезисе, миграции и аккумуляции нефти. М.: Недра, 1973.
- Козинцева Т.Н.* Растворимость сероводорода в воде и солевых растворах при повышенной температуре. — В кн.: Геохимические исследования в области повышенных давлений и температур. М.: Наука, 1965.
- Колесников В.П.* Средний и верхний плиоцен Каспийской области. — В кн.: Стратиграфия СССР. Т. 12. Неоген СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1940.
- Колодий В.В., Рипун М.Б., Сиван Т.П.* Участие поровых растворов в аутигенном минералообразовании. — В кн.: Геохимия осадочных пород и прогноз полезных ископаемых. Киев: Наук. думка, 1978.
- Конторович А.Э., Неручев С.Г.* Катагенез рассеянного органического вещества и нефтеобразование. — В кн.: Проблемы нефтеносности Сибири. Новосибирск: Наука, 1971.
- Конторович А.Э., Фомичев А.С.* Нефтепроизводящие толщи и условия образования нефти в мезозойских отложениях Западно-Сибирской низменности. Л.: Недра, 1967.
- Конюхов И.А.* О подводных оползнях в продуктивной толще Апшеронского полуострова. — Докл. АН СССР, 1947, т. 58, № 6.
- Конюхов И.А.* Об оползании осадков в век накопления продуктивной толщи Апшеронского полуострова. — Вестн. МГУ. Сер. физ.-мат. и естеств. наук, 1950, вып. 4, № 6.
- Копелиович А.В.* О микростилолитах и некоторых родственных им структурных формах в песчаниках могилиевской свиты юго-запада Русской платформы. — Докл. АН СССР, 1958, т. 119, № 2.
- Копелиович А.В.* Эпигенез древних осадочных толщ юго-запада Русской платформы. М.: Наука, 1965.
- Копорулин В.И.* Сравнительная характеристика постседиментационных преобразований терригенных пород Иркутского бассейна. — Литология и полез. ископаемые, 1967, № 6.
- Коржинский Д.С.* Фильтрационный эффект в растворах и его значение для геологии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1947, № 2.
- Корценштейн В.Н.* Гидрогеология газоносной провинции Центрального Предкавказья. М.: Гостоптехиздат, 1960.
- Корценштейн В.Н.* Гидрогеология мезозойской водонапорной системы Предкавказья. — Тр. ВНИИ природного газа, 1964, вып. 22 (30).
- Коссовская А.Г.* О специфике эпигенетических изменений терригенных пород в условиях платформенной и геосинклинальной областей. — Докл. АН СССР, 1960, т. 130, № 1.
- Коссовская А.Г.* Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилуйской впадины и Западного Верхоянья. — Тр. ГИН АН СССР, 1962, вып. 63.
- Коссовская А.Г.* Предисловие. — В кн.: Эпигенез и его минеральные индикаторы. М.: Наука, 1971. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 221).
- Коссовская А.Г., Шутов В.Д., Дриц В.А.* Глинистые минеральные индикаторы глубинного изменения терригенных пород. — В кн.: Геохимия, петрография и минералогия осадочных образований. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
- Коссовская А.Г., Шутов В.Д.* Проблема эпигенеза. — В кн.: Эпигенез и его минеральные индикаторы. М.: Наука, 1971. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 221).
- Косыгин Ю.А.* Основы тектоники нефтеносных областей. М.; Л.: Гостоптехиздат, 1952.
- Котельников Д.Д.* Характеристика и условия накопления глинистых минералов в отложениях майкопской серии Предкавказья. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 9.
- Котов В.С.* Температурные превращения углеводородов и вертикальная термогеохимическая зональность осадочной толщи Азово-Кубанской впадины. — В кн.: Геотермическое использование тепла Земли. М.: Наука, 1966.
- Котова М.С.* Об изменении состава и минерализации поровых вод при выжимании их из глин. — Зап. ЛГУ, 1965, т. 68, вып. 2.
- Краускопф К.Б.* Геохимия кремнезема в среде осадкообразования. — В кн.: Геохимия литогенеза. М.: Изд-во иностр. лит., 1963.

- Крашенинников В.А.* Стратиграфия миоценовых отложений Средиземноморья по фораминиферам. М.: Наука, 1971. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 220).
- Кривошеева З.А.* Об изменении физико-механических свойств глин и аргиллитов в зоне катагенеза. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1972, № 3.
- Криштофович А.Н.* Палеоботаника. Л.: ГОНТИ, 1957.
- Кропоткин П.Н., Вальев Б.М.* О природе anomalно высоких пластовых давлений в нефтяных и газовых месторождениях. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 11.
- Крюков П.А.* Почвенные, иловые и горные растворы: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М.: ВСЕГИНГео, 1964.
- Крюков П.А.* Горные, почвенные и иловые растворы. Новосибирск: Наука, 1971.
- Куделин Б.И.* Подземный сток в Каспийское море. — Тр. Лаб. гидрогеол. проблем им. Саваренского АН СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1948, т. 3.
- Курбанов М.К.* Северо-Дагестанский артезианский бассейн. Махачкала: Дагиздат, 1969.
- Курбанов Н.К., Бирюков А.И.* Условия накопления и локализации эксталяционно-осадочного колчеданного оруденения Восточного Кавказа. М.: Недра, (Тр. ЦНИГРИ; Вып. 26).
- Кучерук Е.В., Шендерей Л.П.* Современные представления о природе anomalно высоких пластовых давлений. — В кн.: Итоги науки и техники. М.: ВИНТИ, 1975.
- Лазаренко Е.К., Королев Ю.М.* Тарасовит — новый диоктаэдрический упорядоченный смешаннослоистый минерал. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1970, т. 99, вып. 2.
- Лебедева Г.В.* Количественные соотношения между глинистыми минералами нижне-среднеюрских отложений Прикаспийской впадины по рентгенографическим данным. — В кн.: Вопросы геологии нефтегазоносных отложений. Л.: Недра, 1971.
- Лебединцев А.А.* Предварительный отчет о химических исследованиях Черного и Азовского морей летом 1891 года. — Зап. Новорос. о-ва естествоиспытателей, 1892, т. 17, вып. 1.
- Леворсен А.* Геология нефти и газа. М.: Мир, 1970.
- Летавин А.И.* Перспективы нефтегазоносности пермо-триасового комплекса эвгерцинской платформы Юга СССР и сопредельных территорий. — В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность молодых платформ. М.: Наука, 1970.
- Летавин А.И., Романов Ю.А., Савельева Л.М., Шумова Т.Ф.* Тектоника Восточного Предкавказья. М.: Наука, 1975.
- Линдгрен В.* Минеральные месторождения. М.; Л.: ОНТИ НКТП, 1934. Т. 1–3.
- Линдтроп Н.Т.* Роль воды в формировании и разрушении нефтяных залежей. — В кн.: Памяти акад. И.М. Губкина. М.: Изд-во АН СССР, 1951.
- Линецкий В.Ф.* Anomalно высокое пластовое давление как критерий времени формирования нефтяных залежей. — В кн.: Проблемы миграции нефтяных и газовых скоплений. М.: Наука, 1959.
- Лисицин А.К.* Гидрогеохимия рудообразования (на примере экзогенных эпигенетических урановых руд). М.: Недра, 1975.
- Лисицын А.П.* Изменение влажности в длинных колонках из Берингова моря. — Докл. АН СССР, 1956, т. 108, № 2.
- Логвиненко Н.В.* Постдиагенетические изменения осадочных пород Л.: Наука, 1968.
- Лондон Э.Е.* Некоторые особенности формирования состава природных сероводородсодержащих газов в карбонатно-эвапоритовых образованиях. — В кн.: Генезис углеводородных газов и формирование месторождений. М.: Недра, 1977.
- Лопатин Г.В.* Наносы рек СССР. М.: Географгиз, 1962.
- Лопатин Н.В.* О главной фазе нефтеобразования. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 5.
- Лубченко И.Ю., Белова И.В.* Миграция элементов в речных водах. — Литология и полез. ископаемые, 1973, № 2.
- Ляхович В.В.* О генезисе песчаных даек туфогенной толщи тунгусской серии. — Докл. АН СССР. Н.С., 1953, т. 90, № 1.
- Ляхович В.В.* Связь оруденения с магматизмом (Тырныауз). М.: Наука, 1976.
- Магакьян И.Г.* Типы рудных провинций и рудных формаций СССР. М.: Недра, 1969.
- Мазанов Д.Д.* Особенности состава и генезиса юрских отложений южного склона Большого Кавказа и связанного с ними стратиформного оруденения на примере Белокавказского Рудного поля. — Учен. зап. Азерб. ун-та. Сер. геол.-геогр., наук, 1971, № 4.
- Малинин С.Д.* Система  $H_2O-CO_2$  при высоких температурах и давлениях. — Геохимия, 1959, № 3.
- Малинин С.Д.* Физико-химическая характеристика углекислых терм. — В кн.: Геохимические исследования в области повышенных давлений и температур. М.: Наука, 1965.
- Мамхиш В.И., Крюков П.А.* О влиянии давления на растворимость сульфатов натрия и калия. — В кн.: Поровые растворы и методы их изучения. Минск: Наука и техника, 1968.
- Меркулов А.В.* Некоторые вопросы условий формирования залегающих нефти в верхнемеловых известняках месторождения Карабулак — Ачалуки. — Тр. Грозн. нефт. н.-и. ин-та, 1963, вып. 9.
- Меркулов А.В., Янкевич М.А.* К вопросу о природе пластовых давлений в верхнемеловых нефтяных залежах Чечено-Ингушской АССР. — Тр. Грозн. нефт. н.-и. ин-та, 1961, вып. 9.

- Милановский Е.В.* Очерк геологии Среднего и Нижнего Поволжья. М.: Гостоптехиздат, 1940.
- Милановский Е.Е.* Основные вопросы новейшей тектоники Кавказской области. — В кн.: Активные зоны земной коры. М.: Наука, 1964.
- Милановский Е.Е.* Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968.
- Милановский Е.Е., Хаин В.Е.* Геологическое строение Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1963.
- Милло Ж.* Геология глин (выветривание, седиментология, геохимия). Л.: Недра, 1968.
- Минский Н.А.* Роль кальцита и монтмориллонита при изменении порового давления в области оптимальных свойств коллекторов. — Докл. АН СССР, 1974, т. 218, № 5.
- Москвин М.М., Семухатов М.А.* Подводно-оползневые нарушения в верхнемеловых и палеогеновых отложениях Дагестана. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 10.
- Муравьев В.И., Сахаров Б.А.* Экспериментальное моделирование эпигенетической гидростудизации монтмориллонита. — В кн.: Эпигенез и его минеральные индикаторы. М.: Наука, 1971.
- Муратов М.В.* Тектоника и история развития альпийской геосинклинали юга Европейской части СССР и сопредельных стран. — В кн.: Тектоника СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1949, т. 2.
- Мухин Ю.В.* Процессы уплотнения глинистых осадков. М.: Недра, 1965.
- Мюллер Г.* Диагенез (и катагенез) глинистых осадков. — В кн.: Диагенез и катагенез осадочных образований. М.: Мир, 1971.
- Наметкин С.С., Козарновская О.И., Соснина Е.Н.* Нефти вневкавказских месторождений. — Нефт. хоз-во, 1934, т. 9, № 37.
- Неручев С.Г.* Нефтепроизводящие свиты и миграция нефти. Л.: Недра, 1969.
- Неручев С.Г.* К изучению главной фазы нефтеобразования. — В кн.: Современные проблемы геологии и геохимии горючих ископаемых. Л.: Наука, 1973.
- Неручев С.Г.* Обоснованные и еще не решенные вопросы генезиса нефти и газа и их значение для прогноза нефтегазоносности. — В кн.: Условия образования нефти и газа в осадочных бассейнах. М.: Наука, 1977.
- Неручев С.Г., Рагозина Е.А., Капченко П.П.* Главная фаза газообразования — один из этапов катагенетической эволюции сапропелевого рассеянного органического вещества. — Геология и геофизика, 1973, № 10.
- Неручев С.Г., Трофимук А.А., Рагозина Е.А.* Основные этапы и количественная сторона генерации и эмиграции углеводородов из материнских пород. — В кн.: Генерация углеводородов в процессе литогенеза осадков. Новосибирск: Наука, 1976. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 330).
- Нестеров И.И.* Уплотнение глинистых пород. — Сов. геология, 1965, № 12.
- Николаев В.А.* Пластовые давления в верхне-меловых отложениях Черных гор и Передовых хребтов. — В кн.: Геология третичных мезозойских отложений Северного Кавказа и Предкавказья. М.: Гостоптехиздат, 1960. (Тр. Грозн. нефт. н.-и. ин-та; Вып. 8).
- Николаева И.В., Ковалева Л.Г., Сухаренко А.В.* Эволюция химического состава и классификация минералов группы глауконита. — В кн.: Глауконит в современных, нижнепалеозойских и докембрийских отложениях. М.: Наука, 1971.
- Носов Г.И., Владарская В.Р.* О генетической связи нефтегазоносности Предкавказья и Закавказья с минералогическими типами глинистых пород. — Литология и полез. ископаемые, 1968, № 3.
- Носов Г.И., Владарская В.Р., Молодых Г.Н.* Глинистые минералы зоны катагенеза Прикумско-Тюленевского вала Предкавказья. — Литология и полез. ископаемые, 1973, № 2.
- Овчинников А.М.* Гидрогеохимия. М.: Недра, 1970.
- Онищенко Б.А.* К палеогеографии Кавказа в позднем эоцене — раннем олигоцене. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1974, т. 49, вып. 3.
- Орлов А.А.* Аномальные пластовые давления в нефтегазоносных областях Украины. Львов: Вища шк., 1980.
- Перозин Г.Н.* Эпигенетическая зональность в терригенных породах мезозоя центральной части Западно-Сибирской низменности. — Докл. АН СССР, 1960, т. 135, № 5.
- Петрунь В.Ф., Белокрыс Л.С.* По поводу статьи М.Г. Барковской "Об особенностях терригенной минералогии черноморских осадков у побережий, сложенных рифогенным неогеном". — Литология и полез. ископаемые, 1970, № 6.
- Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р.* Пески и песчаники. М.: Мир, 1976.
- Писцов Д.П.* Сидериты березовского типа и условия их образования. — Литология и полез. ископаемые, 1969, № 1.
- Плотников Л.М.* О механизме горстообразования в Тунгусской синеклизе. — В кн.: Геотектоника Сибири. Новосибирск: Гостеолтехиздат, 1963, т. 2.
- Плюснин Н.Н., Никонова А.И., Стасский Е.А.* К проблеме устойчивости ишимбаевских нефтей. — Нефт. хоз-во, 1939, т. 46, № 2.
- Полищук И.Б., Слюняев А.А.* Колчеданное месторождение Кизил-дере в Южном Дагестане. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1970, № 6.
- Польстер Л.А., Зхус И.Д., Гусева А.Н., Вагина Г.П.* Органическое вещество и глинистые минералы Восточного Предкавказья. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
- Прозорович Э.А.* Уплотнение глинистых пород майкопской свиты с увеличением глубины их залегания в некоторых областях Кавказа. — В кн.: Сборник научно-технической информации Азерб. НИИ по добыче нефти. Баку: Нефтедобывающая пром-сть, 1961, вып. 3.

- Прокопов К.А.* Датыхский район. — Грозн. нефт. хоз-во, 1924, № 1/3.
- Прокопов К.А.* Алкун-Ассинский район (Ингушетия, Сев. Кавказ). — Геол. отчет по работам 1932 г., 1937. (Тр. Геол. службы Грознефти; Вып. 5).
- Пустовалов Л.В.* Петрография осадочных пород. М.; Л.: Гостоптехиздат, 1940. Т. I — II.
- Пустовалов Л.В.* Вторичные изменения осадочных горных пород и их геологическое значение. М.: Изд-во АН СССР, 1956. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 5).
- Путкарадзе А.Л., Халилбейли Ч.А.* Грязевые вулканы в геологическом прошлом Юго-Восточного Кавказа. — Уч. зап. Азерб. ун-та. Сер. геол.-геогр. наук, 1964, вып. 1.
- Рагозина Е.А.* Изменение пористости аргиллитов в зоне катагенеза. — Геология нефти и газа, 1968, № 11.
- Райтбурд Ц.М.* Применение рентгеноструктурного анализа для изучения кристаллографической ориентировки глинистых минералов. — В кн.: Тр. совещ. по изучению использования глин. М.: Недра, 1958, т. 4.
- Ратеев М.А., Градусов Б.П., Хеиров М.Б.* Крекритиз из верхнего карбона Самарской Луки. — Докл. АН СССР, 1969, т. 185, № 5.
- Реутова Н.С., Бочарова И.С., Громова В.М., Окница И.А.* К вопросу изменения состояния и свойств глинистых пород при гравитационном уплотнении и выветривании на примере майкопских глин некоторых районов Ставрополя. — В кн.: Формирование инженерно-геологических свойств глинистых пород в процессе литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
- Ронов А.Б.* Площади областей накопления и размыта Русской платформы герцинского и альпийского возраста. М.: Изд-во АН СССР, 1946.
- Ронов А.Б.* К вопросу о грязевом вулканизме Юго-Восточного Кавказа. — Докл. АН СССР, 1951, т. 77, № 6.
- Ронов А.Б., Мигдисов А.А., Барская Н.В.* Закономерности развития осадочных пород и палеогеографические условия седиментации на Русской платформе. — Литология и полез. ископаемые, 1969, № 6.
- Рубинштейн М.М.* Некоторые данные о так называемых непутических дайках. — АН ГССР, 1949, т. 10, № 8.
- Руженцев В.Е.* Бенойско-Датыхский нефтеносный район. М.; Л.: ГОНТИ, 1932. (Тр. Нефт. геол.-развед. ин-та. Сер. А; Вып. 7).
- Саваренский Ф.П.* Гидрогеология. Москва; Ленинград; Новосибирск: Горгеонефтеиздат, 1939.
- Самойлов О.Я., Соколов Д.С.* О возможных причинах вертикальной гидрохимической зональности артезианских вод. — Изв. АН СССР. Отд.-ние хим. наук, 1957, № 3.
- Сапожников Д. Г.* Некоторые геологические условия образования марганцевых месторождений. — В кн.: Марганцевые месторождения СССР. М.: Наука, 1967.
- Сергеев Е.М.* Инженерная геология. М.: Изд-во МГУ, 1978.
- Сердюк З.Я., Розин А.А.* Образование гидрохимических и минералогических аномалий в Западно-Сибирской плите под воздействием углекислого газа. — В кн.: Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1969.
- Сердюченко Д.П.* Хлориты, их химическая конституция и классификация. М.: Изд-во АН СССР, 1953.
- Сидоренко А.В., Теняков В.А., Сидоренко Св.А.* Осадочно-метаморфические процессы и "газовое дыхание" земной коры. — В кн.: Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1976.
- Синицын В.М.* Обзор палеогеографических обстановок и условий осадконакопления на территории СССР в палеогене и неогене. — В кн.: Атлас карт угленакопления на территории СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1962.
- Смирнов В.И.* Соотношение осадочного и гидротермального процессов при формировании колчеданных руд в юрских флишонах Большого Кавказа. — Докл. АН СССР, 1967, т. 177, № 1.
- Смирнов Ю.П.* Некоторые закономерности распределения глыбовых внедрений в миатлинском горизонте Северного Дагестана. — Тр. Грозн. НИИ, 1962, сб. 26.
- Смирнова М.Н., Станулис В.А., Яковлева Т.В.* Рекомендации по дальнейшему направлению поисково-разведочных работ и новые данные о глубинном строении Терско-Сунженского прогиба (в связи с перспективами нефтегазоносности). Грозный: Грозненский рабочий, 1967.
- Смирнова М.Н., Бражник В.М.* Глубинные структурные элементы Терско-Каспийского краевого прогиба. — В кн.: Геология, поиски и разведка месторождений горючих полезных ископаемых, Пермь: Кн. изд-во, 1975, вып. 1.
- Соболевская В.Н.* Палеогеография и структура Русской платформы в верхнемеловую эпоху. — В кн.: Памяти акад. А.Д. Архангельского. М.: Изд-во АН СССР, 1951.
- Соколов В.А.* Очерки генезиса нефти. М.: Гостоптехиздат, 1948.
- Соколов В.А.* О миграции газов в земной коре и их обмене с атмосферой. — В кн.: Химия земной коры. М.: Наука, 1964, т. 2.
- Соколов В.А.* Геохимия газов земной коры и атмосферы. М.: Недра, 1966.
- Соколов В.А.* Геохимия природных газов. М.: Недра, 1971.
- Соколов Д.С.* Основные условия развития карста. М.: Госгеолтехиздат, 1962.
- Страхов Н.М.* Железородные фации и их аналогии в истории Земли. — М.: Изд-во АН СССР, 1947. (Тр. ГИН АН СССР. Геол. сер.; Вып. 71, № 22).
- Страхов Н.М.* Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1953, № 5.
- Страхов Н.М.* К познанию диагенеза. — В кн.:

- Вопросы минералогии осадочных образований. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1956. Кн. 3/4.
- Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т. I—II.
- Страхов Н.М.* Баланс редукционных процессов в осадках Тихого океана. — Литология и полез. ископаемые, 1972, № 4.
- Страхов Н.М.* Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1976. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 292).
- Страхов Н.М., Залманзон Э.С.* Задачи химического изучения осадочных пород и принципы их рационального анализа. — В кн.: Методы изучения осадочных пород. М.: Госгеолтехиздат, 1957, т. 2.
- Страхов Н.М., Залманзон Э.С., Глаголева М.А.* Очерки геохимии верхнепалеозойских отложений гумидного типа. М.: Изд-во АН СССР, 1959. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 23).
- Страхов Н.М., Родионова К.Ф., Залманзон Э.С.* К геохимии нефтеносных отложений (нижнефранские породы Второго Баку). — В кн.: К геохимии и литологии палеозойских осадочных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1955. (Тр. ГИН АН СССР. Геол. сер.; Вып. 155).
- Страхов Н.М., Штеренберг Л.Е., Калининко В.В., Тихомирова Е.С.* Геохимия осадочного марганцеворудного процесса. М.: Наука, 1968. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 185).
- Строганов В.П.* Общая геолого-геохимическая схема раздельного формирования зон газонакопления и нефтенакпления в осадочном чехле. — В кн.: Генезис углеводородных газов и формирование месторождений. М.: Наука, 1977.
- Студенникова З.В., Глинкина М.И.* Эволюция содержания молибдена и вольфрама в породах геосинклиналильной зоны Северного Кавказа и связь их с образованием рудных месторождений. — В кн.: Химия земной коры. М.: Наука, 1964, т. 2.
- Суббота М.И., Клейманов В.Ф., Ларионова О.И.* О характере разгрузки вод глубоко погруженных горизонтов нефтегазоносных бассейнов. — В кн.: Гидрогеологические критерии оценки перспектив нефтегазоносности Русской платформы. Минск: Наука и техника, 1971.
- Судовиков Н.Г.* К вопросу о возможной связи гидротермального оруденения с гранитизацией. — В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых М.: Изд-во АН СССР, 1955.
- Султанов Р.Г.* О связи грязевых вулканов Юго-Западного Кобыстана с тектоническими разрывами. — Учен. зап. Азерб. ун-та. Сер. геол.-геогр., наук, 1966, т. 6.
- Сунгуров А.М.* Особенности строения грязевых вулканов юго-западной Туркмении. — Новости нефт. техники и геологии. 1958, № 9.
- Сунцев М.А.* О фильтрации воды в структурных глинистых породах. — В кн.: Гидрогеохимические материалы. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
- Сухарев Г.М.* Гидрогеология мезозойских и третичных отложений Терско-Дагестанской нефтегазоносной области и Нижнего Поволжья. М.: Гостоптехиздат, 1954.
- Такенуочи С., Кеннеди Дж.-К.* Бинарная система  $H_2O-CO_2$  при высоких температурах и давлениях. — В кн.: Термодинамика постмагматических процессов. М.: Мир, 1968.
- Талдыкин С.И.* Малкинское железохромоникелевое месторождение в Кабардино-Балкарской автономной области. — Изв. Всесоюз. геол. развед. объединения, 1931, т. 50, № 84.
- Твалчрелидзе Г.А., Бундзе В.И.* К вопросу генезиса колчеданных месторождений Кавказа. — Сов. геология, 1964, № 10.
- Теляков В.А.* Метаморфизм и проблема циклического обращения вещества в наружных оболочках Земли. — В кн.: Метаморфизм раннего докембрия: 4-й Всесоюз. симпозиум по метаморфизму. Апатиты, 1979.
- Тимофеев П.П., Коссовская А.Г., Шутов В.Д.* и др. Новое в учении о стадиях осадочного породообразования. — Литология и полез. ископаемые, 1974, № 3.
- Тимофеева З.В.* Фашиально-геохимические условия образования диагенетических сидеритовых руд. — Литология и полез. ископаемые, 1963, № 1.
- Тимофеева З.В.* Геохимия железистых пород и руд плато Бечасын (Северный Кавказ). — Литология и полез. ископаемые, 1966, № 1.
- Тимофеева З.В.* Геохимия железа, фосфора и марганца в ааленском бассейне Северного Кавказа. — В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука, 1968.
- Тихомиров В.В., Хаин В.Е.* Подводные оползни и обвалы в третичных отложениях Северо-Восточного Азербайджана. — Докл. АН СССР. Н.С., 1947, т. 68, № 1.
- Толстиков Г.А.* К вопросу о происхождении углекислого газа в Западно-Сибирской низменности. — Новосибирск: Наука, 1965. (Тр. Зап.-Сиб. н.-и. геол. ин-та; Вып. 1).
- Трофимук А.А., Конторович А.Э.* Некоторые вопросы теории органического происхождения нефти и проблем диагностики нефтепроизводящих толщ. — Геология и геофизика, 1965, № 12.
- Тхостов Б.А.* Начальные пластовые давления в нефтяных и газовых месторождениях. М.: Гостоптехиздат, 1960.
- Уивер Ч.Е.* Распространение смешаннослойных глинистых минералов и их определение в осадочных породах. — В кн.: Вопросы минералогии глин. М.: Изд-во иностр. лит., 1962.
- Успенский В.А.* Введение в геохимию нефти. Л.: Недра, 1970.
- Успенский В.А., Инденбом Ф.Б., Чернышева А.С., Сенникова В.Н.* К разработке генетической классификации рассеянного органического вещества. — В кн.: Вопросы образования нефти. Л.: ГОНТИ, 1958.
- Успенская Н.Ю.* Пояс крупных разломов в

- пределах платформы юга Европейской части СССР и Средней Азии. — Сов. геология, 1961, № 3.
- Ушатинский И.Н., Бабицын П.К., Гаврилова Л.М.* Основные минералогические, геохимические особенности и генезис глинистого материала продуктивных отложений Западной Сибири в связи с их нефтеносностью. — В кн.: Методика и результаты изучения минералогии глин продуктивных отложений Западно-Сибирской низменности в связи с их нефтеносностью. Новосибирск: Зап.-Сиб. НИГНИ, 1970.
- Уэллер Дж. М.* Уплотнение осадков. — В кн.: Проблемы нефтяной геологии в освещении зарубежных ученых. Л.: ГОНТИ, 1961.
- Федоров С.Ф.* Грязевые вулканы Крымско-Кавказской геологической провинции и диапиризм. — В кн.: Результаты исследования грязевых вулканов Крымско-Кавказской геологической провинции. М.: Л.: Изд-во АН СССР, 1939.
- Феофилова А.П., Градусов Б.П.* Глинистое вещество в породах и почвах каменноугольного возраста Донбасса. — Литология и полез. ископаемые, 1975, № 3.
- Филиппова М.Ф.* Аллювиальные отложения р. Б. Лабы и Урупа. — Тр. Совета по изуч. производительных сил АН СССР и Петрограф. ин-та. Сер. Сев.-Кавк., 1933, вып. 1.
- Халин В.Е.* Тектоника. — В кн.: Геология СССР. Т. IX. Северный Кавказ. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1968.
- Халин В.Е., Леонтьев Л.Н.* Палеогеография Кавказа в майкопскую эпоху и распределение нефтеносных фаций. — Азерб. нефт. хоз-во, 1947, № 8.
- Халифа-Заде Ч.М., Аббасова С.М.* Сидеритовые залежи Дагестана. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
- Халин А.А.* Литологическая характеристика сарматского яруса Приазовья. — Докл. АН СССР, 1950, т. 72, № 2.
- Халин А.А.* О классификации пород-коллекторов нефти и газа. — Разведка и охрана недр, 1956, № 1.
- Халин В.А., Коньшева Р.А.* Влияние вторичных преобразований на коллекторские свойства терригенных пород-коллекторов мезозоя в глубоко погруженных зонах Предкавказья. — В кн.: Геология и нефтегазоносность мезозоя Предкавказья. М.: Наука, 1978.
- Хециров М.Б.* Влияние глубины залегания осадочных пород на трансформацию глинистых минералов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 8.
- Хитаров Н.И., Малинин С.Д.* О равновесных фазовых отношениях в системе  $H_2O-CO_2$ . — Геохимия, 1958, № 7.
- Хоббс С.У., Фриклаунд В.С.* (мл.). Рудный район Кер-д'Ален, штат Айдахо. — В кн.: Рудные месторождения США. М.: Мир, 1972.
- Холодов В.Н.* Экзогенные месторождения редких элементов. — В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. М.: Наука, 1966, т. 3.
- Холодов В.Н.* Осадочный рудогенез и металлогения ванадия. М.: Наука, 1973.
- Холодов В.Н.* Песчаный диапиризм — новая сторона катагенетических процессов. 1. Морфология, состав и условия образования песчаных даек и горизонтов с включениями в миоцене Восточного Предкавказья. — Литология и полез. ископаемые, 1978а, № 4.
- Холодов В.Н.* Песчаный диапиризм — новая сторона катагенетических процессов. 2. Механизм образования и геологическое значение песчаных даек и горизонтов с включениями в миоцене Восточного Предкавказья. — Литология и полез. ископаемые, 1978б, № 5.
- Холодов В.Н.* Новое в познании катагенеза. Статья I. Инфильтрационный и гравитационно-рассольный катагенез. — Литология и полез. ископаемые, 1982а, № 3.
- Холодов В.Н.* Новое в познании катагенеза. Статья II. Элизионный катагенез. — Литология и полез. ископаемые, 1982б, № 5.
- Холодов В.Н., Гаврилов Ю.О.* О закономерностях распределения малых элементов в чокракско-караганских отложениях р. Ярыксу. — Литология и полез. ископаемые, 1974, № 6.
- Холодов В.Н., Гаврилов Ю.О.* Кластические дайки в миоценовых отложениях Восточного Предкавказья. — Докл. АН СССР, 1977, т. 237, № 6.
- Холодов В.Н., Гаврилов Ю.О., Градусов Б.П., Чижикова Н.П.* Глинистые минералы в чокракско-караганских отложениях р. Ярыксу. — Докл. АН СССР, 1974, т. 216, № 4.
- Холодов В.Н., Гаврилов Ю.О., Градусов Б.П., Чижикова Н.П.* Глинистые минералы в чокракско-караганских отложениях Восточного Предкавказья. — Литология и полез. ископаемые, статья 1 — 1976, № 5; статья 2 — 1977, № 2.
- Холодов В.Н., Кикнадзе Р.И.* Геохимические аспекты генезиса колчеданного месторождения Кызыл-дере. — Геология руд месторождений, 1983, № 2.
- Холодов В.Н., Лисицин А.К., Комарова Г.В., Кондратьева И.А.* Об эпигенетической зональности уранового орудения в нефтеносных карбонатных породах. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 11.
- Холодов В.Н., Недумов Р.И.* Об уплотнении среднемиоценовых глин Восточного Предкавказья на разных стадиях породообразования. — Докл. АН СССР, 1978, т. 240, № 2.
- Холодов В.Н., Недумов Р.И.* К проблеме геохимии среднемиоценовых отложений Восточного Предкавказья. — Литология и полез. ископаемые, 1979, № 3.
- Холодов В.Н., Недумов Р.И.* Литология и геохимия среднего миоцена Восточного Предкавказья. М.: Наука, 1981. (Тр. ГИН АН СССР: Вып. 358).
- Холодов В.Н., Недумов Р.И.* Роль органическо-

- го вещества на ранней стадии формирования "черных сланцев". — В кн.: Седикахиты на разных этапах литогенеза. М.: Наука, 1982.
- Холодов В.Н., Недумов Р.И., Лубченко И.Ю.* Распределение железа, титана, марганца и малых элементов в различных фракциях среднемиоценовых отложений Восточного Предкавказья. — Литология и полез. ископаемые, 1979, № 6.
- Холодов В.Н., Туровский Д.С.* Стадии осадочного рудообразования и рудогенез. — В кн.: Условия образования месторождений редких и цветных металлов. М.: Наука, 1982.
- Холодов В.Н., Туровский Д.С., Градусов Б.П., Чижикова Н.П.* О вероятном составе взвесей, поступавших в миоценовые палеобассейны Юга СССР. Докл. АН СССР, 1976, т. 231, № 5.
- Хребтов А.И.* Геотермические условия и термальные воды Центрального Предкавказья. М.: Наука, 1965.
- Чепиков К.Р., Ермолова Е.П., Орлова Н.А., Суркова Г.И.* Постседиментационные преобразования пород-коллекторов. М.: Наука, 1972.
- Чихрадзе Г.А.* Песчаниковые дайки верхнего эоцена Тонстис-хеви. — В кн.: Вопросы геологии Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1964.
- Чихрадзе Г.А.* Литология нижне- и среднеюрских отложений южного склона Большого Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1979. (Тр. ГИН АН ГССР. Н.С.; Вып. 62).
- Шагоянц С.А.* Подземные воды центральной и восточной частей Северного Кавказа. М.: ГОНТИ, 1959.
- Шатский Н.С.* О надвигах восточной части Черных гор на Северном Кавказе. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1925, т. III (3–4).
- Шатский Н.С.* Заметки о тектонике третичных предгорий Северо-Восточного Кавказа. — Бюл. МОИП. Н.С. Отд. геол., 1927, т. V (3/4), вып. 35.
- Шатский Н.С.* Геологическое строение восточной части Черных гор и нефтяные месторождения Миятлы и Дылым. — М.: ИТУ ВСНХ, 1929. (Тр. Гос. м.-и. нефт. ин-та; Вып. 4).
- Шатский Н.С.* О древнейших отложениях осадочного чехла Русской платформы и о ее структуре в древнем палеозое. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1952, № 1.
- Шатский Н.С.* Избранные труды. М.: Наука, 1964. Т. 2.
- Швецов М.С.* Геологическое строение западной оконечности Кабардинского хребта. — Тр. н.-и. нефт. ин-та, 1928, вып. 3.
- Швецов М.С.* Петрография осадочных пород. М.: ГОНТИ, 1958.
- Шибакова В.С.* Изменение структуры глинистых грунтов при гидростатическом сжатии. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1965, № 2.
- Шишкина О.В.* Некоторые результаты исследования иловых вод Черного моря. Сообщ. 2. М.: Наука, 1962. (Тр. Ин-та океанологии АН СССР; Т. 54).
- Шишкина О.В.* Геохимия морских и океанических иловых вод. М.: Наука, 1972.
- Шмариович Е.М.* Концентрации редких элементов, связанные с кислородной пластовой зональностью водоносных горизонтов. — В кн.: Состояние и задачи советской литологии. М.: Наука, 1970, т. 2.
- Шнейдерхен Г.* Генетическая классификация месторождений. — В кн.: Рудные регенерированные месторождения. М.: Изд-во иностр. лит., 1957.
- Шрок Р.* Последовательность в свитах слоистых пород. — М.: Изд-во иностр. лит., 1950.
- Штеренберг Л.Е., Гречин В.И., Соловьев А.А., Шурина Г.Н.* К методике окрашивания карбонатных пород. — Литология и полез. ископаемые, 1972, № 5.
- Штурм Л.Д.* Роль сульфатвосстанавливающих бактерий в жизни и истории нефтяных месторождений. — В кн.: Памяти академика И.М. Губкина. М.: Изд-во АН СССР, 1951.
- Шутов В.Д., Дриц В.А., Сахаров Б.А.* Динамика преобразования монтмориллонита в гидролиту при региональном эпигенезе. — В кн.: Эпигенез и его минеральные индикаторы. М.: Наука, 1971.
- Шербаков А.В.* Геохимия термальных вод. М.: Наука, 1968.
- Шербаков А.В., Козлова Н.Д., Смирнова Г.Н.* Газы термальных вод. М.: Наука, 1974.
- Шербина В.В.* Основы геохимии. М.: Недра, 1972.
- Эберзин А.Г.* Возраст подакчагыльской толщи р. Сулака (Северный Дагестан). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1936, № 2–3.
- Эберзин А.Г.* Средний и верхний плиоцен Черноморской области. — В кн.: Стратиграфия СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1940, т. 12.
- Энгельгардт В.* Поровое пространство осадочных пород. М.: Недра, 1964.
- Юдин Г.Т., Чернышев С.М.* Анализ влияния основных геологических факторов на размещение зон нефтенакопления. — В кн.: Геология и нефтегазоносность мезозоя Предкавказья. М.: Наука, 1978.
- Юревич А.Л., Соколова А.Л.* Формирование минералов тонких фракций верхнеплиоценовых туфов Прибалханского района Юго-Западной Туркмении. — Литология и полез. ископаемые, 1965, № 6.
- Якубов А.А.* Грязевые вулканы Западного Апшерона и их связь с нефтеносностью. Баку: Изд-во Азерб. фил. АН СССР, 1941.
- Якубов А.А., Зейналов М.М.* Грязевой вулканизм Азербайджана. — В кн.: Очерки по геологии Азербайджана. Баку: Изд-во АН АзССР, 1964.
- Ahlbrandt T.S., Harris R.E.* Clastic dikes in the Fountains and Casper Formations (Permian-Pennsylvania) southeastern Wyoming. — *Contribs Geol.*, 1975, vol. 14, N 1.
- Athy L.F.* Density, porosity and compaction of sedimentary rocks. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1930, vol. 14, N 1.
- Bastin E.S.* The problem of natural reduction of

- sulphates. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1926, N 10.
- Biscaye P.E.* Mineralogy and sedimentation of deep-sea sediments fine fraction in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. — Yale Univ. Rep. Geol. Geochem. Techn. Rep., 1964, vol. 8.
- Blatt H.* Diagenetic processes in sandstones. — Soc. Econ. Paleontol. and Miner. Spec. Publ., 1979, N 26.
- Burst J.F.* Postdiagenetic clay—mineral environmental in the Gulf Coast. — In: Eocene Proc. Nat. Conf. Clays and Clay minerals, 6th Nat. Acad. Sci. Nat. Res. London, 1959.
- Burst J.F.* Diagenesis of Gulf Coast clayey sediments and its possible relation to petroleum migration. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1969, vol. 53, N 1.
- Corrick J.D., Rose M.J., Sutton J.A., Carosella J.M.* Microbial conversion of hydrous calcium sulfate to hydrogen sulfide. — In: Rep. of investigation 7355 US Dep. ged. New York, 1970.
- Curtis C.D.* Possible lines between sandstone diagenesis and depth-related geochemical reactions occurring in enclosing mudstones. — J. Geol. Soc., 1978, vol. 135, N 1.
- Dickinson G.* Geological aspects of abnormal reservoir pressures in Gulf Coast Louisiana. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1953, vol. 37, N 2.
- Dott R.H., jung.* Dynamics of subaqueous gravity depositional processis. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1963, vol. 47.
- Dott R.H.* Cohension and flow phenomena in clastic intrusions. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1966, vol. 50.
- Elion L.A.* A thermophilic sulfur reducing bacterium. — Zentr.-Bl. Bakteriolog. Abt. 2, 1924, Bd. 63.
- Ellis A.J.* The solubility of calcite in carbon dioxide solutions. — Amer. J. Sci., 1959, vol. 257, N 5.
- Feely H.W., Kulp J.L.* Origin of Gulf Coast salt dome sulphur deposits. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1957, vol. 41, N 8.
- Grim R.E., Bradley W.F., White W.A.* Petrology of the Paleozoic shales of Illinois. — State Ill. Geol. Surv. Rep. Invest., 1957, vol. 203.
- Hedberg H.D.* The gravitational compaction of clays and shales. — Amer. J. Sci., 1936, vol. 31, N 5.
- Hubbert M.K., Rubey W.W.* Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. 1. Mechanics of fluid-filled porous solids and its application to overthrust faulting. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1959, vol. 70, N 2.
- Illing V.C.* The origin of pressure in oil pools. — In: Science of petroleum. Oxford: Univ. press, 1938.
- Kuenen Ph.H.* Experiments in geology. — Geol. Soc. Glasgow Trans., 1958, vol. 23.
- Lupher R.L.* Clastic dikes of the Columbia Basin region. Washington and Idaho. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1944, vol. 55, N 12.
- Marschalko R.* Termin: klastické Zily. — Geol. pr. GÚDS. SAV Zpr., 1972, N 58.
- Mehra O.P., Jackson M.L.* Iron oxide removal from soils and clays by dithionate—citrate system buffered with sodium bicarbonate. — Clays and Clay Miner. Bull., 1960, N 3.
- Miller J.P.* A portion of the system  $\text{CaCO}_3$ — $\text{CO}_2$ — $\text{H}_2\text{O}$  with geological implication. — Amer. J. Sci., 1952, vol. 250, N 3.
- Mitchell J.K.* The fabric of natural clays and its relation to engineering properties. — Proc. Highway Res. Board, 1956, vol. 35.
- Moore D.G.* Submarine slumps. — J. Sediment Petrol., 1961, vol. 31.
- Moort van J.C.* A comparative study of the diagenetic alteration of clay minerals in Mesozoic shales from Papua, New Guinea and in Tertiary shales from Louisiana, U.S.A. — Clays and Clay Miner., 1971, vol. 19, N 1/2.
- Morey G.M.* The action of water on calcite, magnesite and dolomite. — Amer. Miner., 1962, v vol. 47, N 11/12.
- Muffler L.J.P., White D.E.* Active metamorphism of Upper Cenozoic sediments in the Salton Sea — geothermal field and the Salton Trough, southeastern California. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1969, vol. 80, N 1.
- Niggli P.* Versuch einer natürlichen Klassifikation der im wüliteren Ginne magmatischen Erzlagertätten. — Abhandlungen zur Geol. und Geoch., 1925, N 1.
- Okamoto G., Takeshi O., Katsumi G.* Properties of silica in water. — Geochim. et cosmochim. acta, 1957, vol. 12, N 1/2.
- Parry E.A., Hower J.* Late-stage dehydration in deeply buried pelitic sediments. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1972, vol. 56, N 10.
- Pavlov A.P.* On dikes of oligocene sandstone in the Neocomian clays of the district of Alatyr in Russia. — Geol. Mag., 1896, vol. 3.
- Peterson C.L.* Flow structures in sandstone dikes. — Sediment Geol., 1968, vol. 2, N 3.
- Powers M.C.* Adjustment of clays to chemical change and the concept of the equivalence level. — In: Clays and Clay Minerals. Proc. 6th Nat. Conf. Clays and Clay Minerals. New-York: Pergamon Press, 1969.
- Powers M.C.* Fluid-release mechanisms in compacting marine mudrocks and their importance in oil exploration. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1967, vol. 7.
- Ransome F.J., Calkins F.C.* The geology and ore deposits of the Coer d'Alene district, Idaho. — Geol. Surv. Profess. Pap., 1908, vol. 62.
- Rieke H.H., Chilingarian G.W.* Compaction of argillaceous sediments: Development in sediments, 16. Amsterdam etc.: Elsevier Sci. Publ. Co., 1974.
- Sakai H.* Fractionation of sulfur isotopes in nature. — Geochim. et cosmochim. acta, 1957, vol. 12, N 1/2.
- Scempton A.W.* Notes on the compressibility of clays. — Quart. J. Geol. Soc. London, 1944, N 119.
- Segnit E.R., Holland H.D., Biscardi C.* The so-

- lubility of calcite in aqueous solutions. 1. The solubility in calcite in water between 750 and 200° at CO<sub>2</sub>, pressure up to 60 atm. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1962, vol. 26.
- Segonzac de Dunoyer G.* Les argiles de Cretace superieur dans le bassin de Douala (Cameroun): problemes de diagenese. — *Bull. Serv. carte géol. alsace et Lorraine*, 1964, vol. 17, fasc. 4.
- Segonzac de Dunoyer G.* The transformation of clay minerals during diagenesis and lowgrade metamorphism: a review. — *Sedimentology*, 1970, vol. 15, N 3/4.
- Tolande W.G.* Oxidation of organic compounds with aqueous sulfate. — *J. Amer. Chem. Soc.*, 1960, vol. 82.
- Weaver C.E.* The clay petrology of sediments. — In: *Clays and Clay Minerals. Proc. 6th Nat. Clays and Clay Minerals New York: Pergamon Press*, 1959.
- Weller J.M.* Compaction of sediments. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1959, vol. 43, N 2.
- White D.E., Anderson E.T., Gribbs D.K.* Geothermal brine well, mile deep drill may tap pre bearing magmatic water and rocks undergoing metamorphism. — *Science*, 1963, vol. 139, N 3558.
- Williams D.M.* Clastic dykes from the Precambrian Porsangerfjord Group North Norway. — *Geol. Mag.*, 1976, vol. 113, N 2.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

|   |     |
|---|-----|
| Введение . . . . .  | 3   |
| Г л а в а I   |     |
| Геологическое строение Восточно-Предкавказского осадочно-породного бассейна . . . . .                                     | 8   |
| Тектоническая, стратиграфическая и гидрогеологическая характеристики района . . . . .                                     | 8   |
| Литолого-стратиграфическое описание мезозойско-кайнозойских отложений разреза р. Сулак и палеогеография региона . . . . . | 15  |
| Г л а в а II  |     |
| Глинистые отложения Восточно-Предкавказского бассейна и их катагенетические преобразования . . . . .                      | 29  |
| Г л а в а III   |     |
| Песчаный диапиризм и его проявления в песчано-глинистых толщах . . . . .  | 47  |
| Кластические дайки . . . . .  | 51  |
| Горизонты с включениями . . . . .   | 68  |
| Г л а в а IV  |     |
| Геохимические особенности глин разреза р. Сулак, обусловленные процессами катагенеза . . . . .                            | 73  |
| Г л а в а V   |     |
| Механизм катагенетических преобразований в песчано-глинистых толщах элизионных бассейнов . . . . .                        | 82  |
| Дегидратация глин и явления, ею обусловленные . . . . .   | 82  |
| Эволюция состава органического вещества в глинах и формирование залежей нефти в песчаниках . . . . .                      | 88  |
| Катагенетическое растворение рассеянных карбонатов и накопление углекислоты в водах глубоких зон бассейна . . . . .       | 96  |
| О возможности abiогенного формирования сероводорода и его геохимических следствиях . . . . .                              | 102 |
| Общая схема формирования газоводных флюидов в песчано-глинистых отложениях элизионных бассейнов и рудогенез . . . . .     | 108 |
| Геологические аспекты развития Восточно-Предкавказского элизионного бассейна . . . . .                                    | 119 |
| Заклучение . . . . .  | 128 |
| Литература . . . . .  | 136 |

## CONTENTS

|   |     |
|---|-----|
| <b>Introduction</b> . . . . .   | 3   |
| <b>Chapter I</b>  |     |
| <b>Geological structure of the East Ciscaucasia sedimentary basin</b> . . . . .   | 8   |
| Tecktonical, stratigraphical and geohydrological structures of the region . . . . .   | 8   |
| Lithologo-stratigraphical structure of the Mesozoic-Cainozoic deposits along the Sulak river and paleogeography of the region . . . . . | 15  |
| <b>Chapter II</b>   |     |
| <b>Clay deposits of the East Ciscaucasia basin and their catagene transformations</b> . . . . .   | 29  |
| <b>Chapter III</b>  |     |
| <b>Sandy diapirism and its manifestations in sandi - clay deposits</b> . . . . .  | 47  |
| Clastic dikes . . . . .   | 51  |
| Horizonts with Inclusions . . . . .   | 68  |
| <b>Chapter IV</b>   |     |
| <b>Some geochemical properties of clay sequence of the Sulak river, determined by processes of catagenesis</b> . . . . .                | 73  |
| <b>Chapter V</b>  |     |
| <b>Problems of mechanism of catagene transformations in sandy-clay deposits of elisional basins</b> . . . . .                           | 82  |
| Dehydration of clays and processes determined by it . . . . .   | 82  |
| Evolution of organic matter composition in clays and oil formation in sandstones . . . . .  | 88  |
| Catagene dissolution of scattered carbonates and accumulation of carbon dioxide in deep-sea zones of the basin . . . . .                | 96  |
| On possible abiogenic formation of hydrogen sulphide and its biochemical effects . . . . .  | 102 |
| General scheme of gas-water fluid formation in sandy-clay deposits of elisional basins and genesis of ores . . . . .                    | 108 |
| The geological aspects in developments of the East-Near-Caucasus elisional basin . . . . .  | 119 |
| <b>Conclusions</b> . . . . .  | 128 |
| <b>Bibliography</b> . . . . .   | 136 |

**Владимир Николаевич Холодов**  
**ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ**  
**В ЭЛИЗИОННЫХ БАССЕЙНАХ**  
**(на примере Восточного Предкавказья)**

*Утверждено к печати  
ордена Трудового Красного Знамени  
Геологическим институтом АН СССР*

**Редактор В.П. Цетлин**

**Редактор издательства И.М. Ерофеева**

**Художественный редактор И.Ю. Нестерова**

**Технический редактор Н.М. Петракова**

**Корректор Н.И. Харламова**

**ИБ № 27524**

Подписано к печати 04.11.83. Т — 16497  
Формат 70 x 100 1/16. Бумага для глубокой печати  
Печать офсетная. Усл.печ.л. 12,4 + 1,8 вкл.  
Усл.кр.-отт. 14,5. Уч.-изд.л. 16,8  
Тираж 600 экз. Тип. зак. 819  
Цена 2 р. 50 к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП—7  
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90  
Ордена Трудового Красного Знамени  
1-я типография издательства "Наука"  
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

2р. 50 к.

