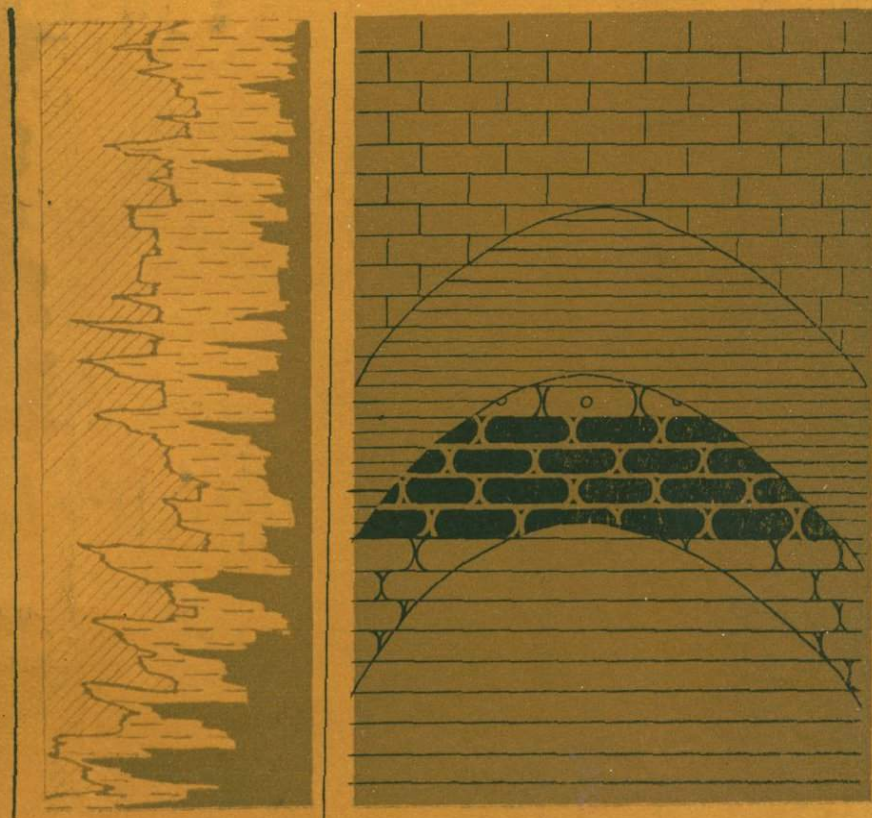


С. Г. Саркисян Д. Д. Нотельников

# ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ И ПРОБЛЕМЫ НЕФТЕГАЗОВОЙ ГЕОЛОГИИ



С. Г. САРКИСЯН, Д. Д. КОТЕЛЬНИКОВ

# ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ И ПРОБЛЕМЫ НЕФТЕГАЗОВОЙ ГЕОЛОГИИ

*Издание второе, переработанное и дополненное*

3252



МОСКВА «НЕДРА» 1980



С. Г. Саркисян, Д. Д. Котельников. Глинистые минералы и проблемы нефтегазовой геологии. Изд. 2-е, перераб. и доп. М., «Недра», 1980, 232 с.

Книга посвящается проблеме использования результатов изучения глинистых минералов для решения актуальных вопросов геологии нефти и газа. Авторы основываются на концепции преимущественного образования глинистых минералов на континенте (в корах выветривания и почвах) и изменении их на всех последующих этапах, начиная с момента денудации исходных пород и далее на стадиях митогеनेза, седиментогенеза, диагенеза, катагенеза и метагенеза. На различных этапах постседиментационного преобразования переотложенных продуктов и сформировавшихся на них пород учитывается не только изменение аллотигенных, но и образование характерных для каждого из указанных этапов аутигенных глинистых минералов.

В монографии приводится систематическое изложение вопросов, связанных с восстановлением палеогеографической обстановки геологического прошлого, а также расчленением и корреляцией нефтегазоносных отложений. Рассматривается роль глинистых минералов в битумообразовании, миграции и аккумуляции углеводородов, влияние указанных минералов на коллекторские свойства осадочных пород, экранирующую способность, на процесс разработки залежей и мероприятия по интенсификации добычи нефти и газа. Приводятся сведения о буровых растворах, а также использовании данных о глинистых минералах при прогнозировании свойств разбурываемых толщ и интерпретации результатов петрофизических и промыслово-геофизических исследований.

Освещаемые в работе вопросы впервые анализируются с учетом различных ассоциаций и, соответственно, свойств глинистых минералов отдельно в каждой из выделяемых авторами трех зон осадочного чехла земной коры.

Книга рассчитана на широкий круг нефтяников: геологов, литологов, разработчиков и буровиков.

Табл. 8, ил. 56, список лит. — 176 назв.

Развитие методов идентификации глинистых минералов [Звягин Б. Б., 1964 г.; Браун Г. В. и др., 1965 г.; Биркс Л. С., 1966 г.; Рекшинская Л. Г., 1966 г.; Куковский Е. Г., 1966 г.; Грицаенко Г. С. и др., 1969 г.; Иванова Е. П. и др., 1974 г.; Франк-Каменецкий В. А. и др., 1975 г.; Градусов Б. П., 1976 г.; Дриц В. А., Сахаров Б. А., 1976 г.; Шаркина Э. В., 1976 г.; Болдырев А. И., 1976 г.; Чухров Ф. В. и др., 1975 г.; Плюснина И. И., 1977 г.; Николаева И. В., 1977 г.; Марфуни А. С., 1974 г., 1975 г.; Вольдет Р. А., 1977 г.; Жеру М. И., 1978 г.; Wenk H. R. et al., 1976 г.], а также начатые в середине 60-х годов экспериментальные работы по синтезу и твердофазным превращениям слоистых силикатов (В. А. Франк-Каменецкий, Н. В. Котов, Э. А. Гойко и др.) создают реальную основу для разработки достаточно обоснованной схемы происхождения указанных минералов. Однако, учитывая большое разнообразие факторов, влияющих на процесс образования глинистых минералов в природных условиях, не все условия могут быть воспроизведены эмпирически. Поэтому большое число генетических вопросов может быть решено пока на основании обобщения геологических наблюдений в отношении условий залегания осадочных пород различного состава и строения, а также лабораторных исследований содержащихся в них глинистых минералов. Это в еще большей степени определяет необходимость получения достоверной и научно обоснованной схемы образования указанных минералов, так как от этого зависит надежность геологической интерпретации результатов изучения, а также использования их в прикладных целях, в частности в нефтегазопромысловом деле.

Имеющиеся в литературе сведения [Сеидов А. Г., 1962 г.; Клубова Т. Т., 1965 г., 1973 г.; Зхус И. Д., 1966 г.; Ушатинский И. Н. и др., 1970 г.; Акульшина Е. П. и др., 1976 г.; Лебедев Б. А. и др., 1976 г.; Зхус И. Д. и др., 1977 г.] о глинистых минералах нефтегазоносных отложений относятся преимущественно к отдельным районам. Вследствие этого рассматриваемые проблемы касаются главным образом частных вопросов, что в ряде случаев не позволяет авторам составить полную картину генезиса глинистых минералов в осадочных породах и дать надежную интерпретацию результатов. Как показывают наши наблюдения, особенности первичной природы глинистых минералов, а также условия их постседиментационного изменения определяются специфическим, в каждом районе определенным комплексом условий, которые в отдельных случаях проявляются с

различной интенсивностью. Поэтому выяснение общих принципов образования и изменения глинистых минералов осадочных пород должно основываться на материалах изучения отложений различного возраста из различных районов с неодинаковыми геологическими условиями их развития.

В связи с этим в нашей монографии вопросы практического использования результатов изучения глинистых минералов осадочных пород основываются на обобщении данных, касающихся отложений, начиная от антропогена до рифея включительно, и охватывают большую часть нефтегазоносных районов СССР (Азербайджан, Предкавказье, Крым, Украину, Белоруссию, Центральные и Северо-Восточные районы Европейской части СССР, Нижнее и Среднее Поволжье, Предуралье, Западную и Восточную Сибирь, Туркмению, Узбекистан, Казахстан, Киргизию и др.). Учитывая разбуривание в последнее время все более глубоких горизонтов осадочного чехла земной коры, значительное внимание в своей работе мы обращаем на природу и свойства глинистых минералов в наиболее погруженных и сильно измененных отложениях. Это обусловило возможность разработки рассматриваемых нами аспектов нефтегазовой геологии на основе общей теории эволюции глинистых минералов в последовательно повторяющихся циклах осадочного процесса, включая гипергенез, мотогенез, седиментогенез, диагенез, катагенез (эпигенез) и метаморфизм.

Как известно, нефть и газ приурочены к весьма широкому диапазону стратиграфических подразделений и глубин залегания пород. Поэтому рассмотрение вопросов, связанных с использованием результатов изучения глинистых минералов при палеогеографических реконструкциях, расчленении и корреляции разрезов, битумообразовании, оценке коллекторских и экраняющих свойств пород, в процессе разработки и интенсификации добычи нефти и газа, а также при бурении скважин и интерпретации данных промыслово-геофизических исследований основывается на материалах изучения отложений, находящихся на разной стадии постседиментационного преобразования. При этом анализ указанных проблем проводится с единых теоретических позиций в отношении интерпретации как генезиса и изменения аллотигенных, так и образования аутигенных глинистых минералов в осадочных породах.

НЕКОТОРЫЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕНЕЗИСЕ,  
ИЗМЕНЕНИИ АЛЛОТИГЕННЫХ  
И ОБРАЗОВАНИИ АУТИГЕННЫХ  
ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ

Основные вопросы практического использования результатов изучения глинистых минералов в нефтегазовой геологии излагаются в данной монографии с позиций сформулированной нами ранее [117] и в значительной степени развитой в последующих наших публикациях [57, 61, 62, 63, 65—67, 169, 170] глобальной теории генезиса глинистых минералов осадочных пород. Эта теория охватывает образование глинистых минералов на континенте, изменение их при переносе и накоплении в бассейнах различного типа, а также в процессе литификации осадков и постседиментационного преобразования сформировавшихся из них пород. Особое место в ней отводится возникновению ряда аутигенных разновидностей рассматриваемых минералов либо непосредственно на стадии седиментогенеза или в еще нелитифицированном осадке, либо в порах песчано-алевритовых и трещинах (иногда кавернах) карбонатных пород.

Согласно указанной теории, преобладающая часть глинистых минералов образуется на континенте в корах выветривания и почвах [98]. Разложение неустойчивых в зоне гипергенеза первичных минералов и интенсивный вынос в областях гумидного, особенно жаркого климата подвижных катионов из верхних горизонтов указанной зоны обуславливает обогащение продуктов выветривания вновь возникающими минералами слоистого типа, в структуре которых октаэдрические позиции заняты в основном трехвалентными катионами, т. е. по диоктаэдрическому мотиву, характеризующемуся заполнением только 2/3 возможных позиций [37]. К диоктаэдрическим минералам слоистого типа относятся: каолинит, галлуазит, гидрослюды, обогащенный Al вермикулит, обогащенные Al,  $Fe^{3+}$ —Al,  $Fe^{3+}$  и Sr монтмориллониты, каолинит-монтмориллонитовые, вермикулит-монтмориллонитовые и монтмориллонит-гидрослюдистые смешаннослойные образования (включая в последнем случае ректорит), Al-хлорит (донбассит), хлорит-монтмориллонит, типа тосудита и др.

Триоктаэдрические минералы слоистого типа, характеризующиеся замещением всех позиций в октаэдрических сетках структуры и содержащиеся главным образом в основных и ультраосновных породах, сохраняются лишь в неполных профилях кор выветривания. Среди триоктаэдрических минералов слоистого типа выделяются серпентины, обогащенные Fe или Mg шамози-

ты, обогащенный Mg вермикулит, обогащенные Mg, Mg—Li и Zп монтмориллониты, Fe, Mg—Fe (Fe—Mg) и Mg-хлориты, хлорит-монтмориллонит, хлорит-вермикулит и др. К триоктаэдрической разновидности минералов слоисто-цепочечного типа относятся сепиолит и частично палыгорскит (обедненный Al).

Довольно часто в природе встречаются промежуточные ди-триоктаэдрические разновидности некоторых минералов: обогащенный Mg и Al вермикулит, обогащенный Mg и Fe<sup>3+</sup> монтмориллонит, Mg и Al-хлорит (судоит), кукеит и т. д. К этой разновидности принадлежит также наиболее распространенный в осадочных породах обогащенный Al палыгорскит.

В процессе денудации кор выветривания и при переносе сформировавшихся на них продуктов происходит расщепление микроблоков глинистых минералов (параллельно базисной плоскости) и их механическое измельчение. Окристаллизованность минералов ухудшается за счет выноса из кристаллической решетки диоктаэдрических минералов, включая межслоевые промежутки трехэтажных разновидностей, катионов с образованием вакансий, заполняемых молекулами H<sub>2</sub>O, что определяет их деградацию. Кроме того, уменьшается степень упорядоченности структуры минералов, вследствие относительного смещения отдельных слоев либо на  $\pm b/3$ , либо развитие элементов пространственного беспорядка. Соответственно, триоктаэдрические минералы испытывают или частичную диоктаэдризацию, или полную деструкцию.

На путях переноса глинистого материала в зависимости от динамики водной среды и в определенной степени от поверхностных свойств микроблоков и ультрамикроблоков отдельных минералов [65, 149] происходит их частичная агрегация и осаждение. Однако подавляющая масса аллотигенных продуктов поступает в конечные водоемы стока (озера, моря и океаны).

При накоплении глинистых минералов во внутриконтинентальных водоемах (болотах, пресных озерах) направленность кристаллохимического изменения их в связи с аналогичным характером среды сохраняется. Низкая минерализация и практически полное отсутствие изменения состава вод в пределах акваторий указанных водоемов определяют, что главными факторами агрегации являются в основном броуновское движение, а также особенности поверхности микроблоков и ультрамикроблоков глинистых минералов, свойства которых наиболее резко выражены в среде, содержащей электролиты. На основании этого распределение различных типов глинистых минералов в пресноводных бассейнах обуславливается механической дифференциацией, связанной с различными размерами свойственных им микроблоков или микроагрегатов.

На характер седиментации и особенности глинистого материала, накапливающегося в морских условиях, большое влияние

оказывают состав и степень минерализации водной среды отдельных частей бассейна (прибрежные опресненные участки открытого типа, в том числе внутренняя часть шельфа, или изолированные опресненные участки лагунного типа, а также частично и полностью изолированные осолоненные лагуны, внешняя часть шельфа, батиналь, пелагиаль, абиссаль).

Высокое содержание растворимых солей в воде морских бассейнов определяет интенсивную коагуляцию поступающего в них глинистого материала, причем с учетом устойчивости к агрегированию [152] в наиболее близкой от береговой линии зоне отлагается каолинит, далее монтмориллонит, тогда как гидрослюда выносится во внутренние — холистатические зоны бассейна. Наличие в морской среде большинства катионов, входящих в химический состав глинистых минералов, определяет возможность адсорбции ими отдельных элементов и последовательное, хотя и ограниченное на стадии седиментогенеза заполнение вакансий в структуре минералов. Особое значение в этом отношении имеет содержание в среде Mg и K, что определяет формирование в дальнейшем, соответственно, триоктаэдрических (более ранней генерации) минералов двух- (шамозит) и четырехэтажного (хлорит) типа или диоктаэдрических (относящихся к различным этапам более поздней генерации) минералов трехэтажного типа (ряд минералов от удлиненночешуйчатого монтмориллонита до удлиненнопластинчатой гидрослюды, представляющих в структурном отношении монтмориллонит-гидрослюдистые смешанно-слоистые образования, соответственно, неупорядоченного типа или с тенденцией к упорядоченному чередованию пакетов, т. е. содержащих либо более, либо менее 40% разбухающих слоев).

При резко повышенном содержании в среде Mg, что свойственно обстановке в изолированных лагунах морских бассейнов, в условиях аридного климата, начиная со стадии седиментогенеза и в процессе диагенетического преобразования осадка, т. е. его литификации, происходит аутигенное образование сепиолита (в среде практически без Al) и палыгорскита (в более поликатионной среде), которые относятся к минералам наиболее ранней генерации (сингенетичным и раннедиагенетическим).

По мере накопления мощных толщ осадков, превращения их в породы и погружения последних на большие глубины (в зоны с различными термобарическими параметрами среды), аллотигенные глинистые минералы, особенно трехэтажного типа, за счет усиливающихся процессов их дегидратации, сопровождающейся фиксацией K в межслоевых промежутках и других катионов в силикатных слоях структуры, претерпевают последовательные стадии постседиментационного изменения (стадиальные преобразования).

В зависимости от степени указанных преобразований глинистых минералов, которые являются необратимыми (при подъеме

отложений в зону с более низкими значениями термобарических параметров среды), осадочный чехол земной коры может быть подразделен на четыре крупные части. При этом собственно глинистые минералы сохраняются в основном до зоны позднего катагенеза включительно, что соответствует трем верхним частям разреза. В зоне метагенеза, или нижней части разреза, слоистые силикаты представлены в основном серицитом и хорошо окристаллизованным хлоритом, т. е. разновидностями, характерными для метаморфизованных пород. На основании рассмотренных выше закономерностей изменения глинистых минералов в процессе постседиментационного преобразования осадков и сформировавшихся из них пород разрез осадочного чехла земной коры может быть подразделен на три крупные зоны: верхнюю, среднюю и нижнюю.

Верхняя зона соответствует еще не прошедшим стадию диагенеза осадкам и литифицированным, т. е. диагенетически измененным осадкам. На этой стадии из первичных осадков, особенно глинистых разностей, происходит в основном отжатие насыщающих их поровых (седиментационных) вод, а также более чем двух мономолекулярных слоев воды из межпакетных промежутков трехэтажных структур. Однако независимо от гранулометрического типа осадков в связи с низкими значениями термобарических параметров среды процессы аутигенного образования глинистых минералов со слоистой структурой диоктаэдрического типа в них практически не протекают.

К средней зоне следует относить породы, в которых начинается повсеместное развитие процесса аутигенного образования глинистых минералов со слоистой структурой диоктаэдрического типа. В термодинамическом отношении эта зона характеризуется наличием, и, самое главное, устойчивой сохранностью по всему разрезу аллотигенного монтмориллонита вулканогенного происхождения, а также связанных с деградацией гидрослюд смешаннослойных образований, которые содержат два мономолекулярных слоя  $H_2O$  и соответственно более 40% разбухающих пакетов, т. е. образуют структуры неупорядоченного типа, поэтому включает отложения, находящиеся по степени постседиментационного изменения на стадии раннего катагенеза. В этой зоне в проницаемых породах развиваются не только триоктаэдрические минералы, как, например, шамозит, обогащенных Fe-хлорит, но и такие диоктаэдрические минералы ранней генерации, как каолинит (в отложениях опресненных водоемов) и несколько более поздний по времени образования минерал — удлиненночешуйчатый монтмориллонит (в отложениях морского генезиса). Кроме того, для рассматриваемой зоны характерен глауконит (в виде изометричных пластинок). Важной особенностью этой зоны является максимальное развитие процесса аутигенного образования указанных минералов в алевроитовых, а не в песчаных разностях пород. Это обусловлено главным образом тем,

что высокоминерализованные растворы, выжимаемые из первичных глинистых осадков на предшествующей — диагенетической стадии, т. е. в процессе их литификации, а также и в дальнейшем из уже сформировавшихся пород — уплотненных глин, сохраняются практически в неизменном виде, преимущественно только в наиболее мелкозернистых разностях гранулярного типа. Кроме того, в таких породах высокоминерализованные поровые растворы обладают малой подвижностью, что является необходимым условием кристаллизации из содержащихся в них компонентов новообразованных слоистых силикатов. В отличие от этого, в песках, вследствие их высокой первичной проницаемости, пластовые воды обладают большой мобильностью и могут на разных стадиях литогенеза за счет дальнейшего транзита отжимаемых вод из областей их формирования в зоны меньших давлений, вплоть до области разгрузки, неоднократно менять как состав, так и степень их минерализации. В связи с этим аутигенные глинистые минералы в алевритовых разностях пород, как правило, близки по видовому составу к их аллотигенным разностям, слагающим вмещающие глинистые породы, т. е. отражают первичную среду осадконакопления. В то же время минералы, которые частично образуются в песчаных породах этой зоны за счет выпадения из насыщающих их подвижных вод, могут резко отличаться от ассоциаций аллотигенных и аутигенных глинистых минералов соответственно в наиболее типичных для этой зоны уплотненных глинах и в сцементированных алевритовых породах (алевролитах). Образование последних является в этом случае прямым следствием более интенсивной цементации их рыхлых аналогов, тогда как песчаные породы могут характеризоваться на этой стадии меньшей консолидацией.

Нижняя зона, соответствующая стадии позднего катагенеза, характеризуется не только в целом завершением процессов аутигенного образования глинистых минералов в алевролитах, но и интенсивной цементацией песчаных пород с превращением их в песчаники. Главнейшей особенностью этой зоны является исчезновение основной массы вулканогенного монтмориллонита в породах и переход его в монтмориллонит — гидрослюдистых смешаннослойных образований, содержащих более 40% разбухающих пакетов, в менее разбухающие разности, в структуре которых сохраняется менее 40% лабильных слоев, т. е. с одним мономолекулярным слоем  $H_2O$ . В глинистых породах, которые в рассматриваемой зоне представлены аргиллитами, указанный переход не отражается на форме собственных аллотигенных минералов псевдоизометричных пластинок, хотя размер их вследствие фиксации катионов и связанной с ней регенерацией несколько увеличивается. В отличие от этого, в алевролитах нижней зоны при накоплении первичных осадков в нормально морском бассейне (с высоким содержанием К) и унаследованном характере среды вместо удлиненночешуйчатого монтмориллонита полу-

чает развитие удлиненнопластинчатая гидрослюда. Аналогичную удлиненную форму частиц, хотя и несколько отличающуюся от обогащенных Al, т. е. с меньшим содержанием Fe аутигенных гидрослюд, имеет в этой зоне также и глауконит. В рассматриваемой зоне возрастает, кроме того, содержание и улучшается окристаллизованность хлорита, причем он становится более магнезиальным. Исчезают в этой зоне Mg-силикатные минералы различного химического состава, из продуктов деструкции которых, по данным Ч. Уивера и К. Бека [175], формируются более устойчивые в данных термобарических условиях минералы, в том числе триоктаэдрические смешаннослойные образования хлорит-монтмориллонитового типа, приуроченные преимущественно к тонкозернистым разностям пород. В самых нижних частях рассматриваемой зоны, в связи с повышенными термобарическими параметрами среды, становится неустойчивым и разрушается каолинит. Согласно нашим наблюдениям [66], более интенсивное изменение аллотигенных и образование аутигенных глинистых минералов, причем триоктаэдрического типа, происходит в отложениях регрессивных частей крупных этапов морского седиментогенеза.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ  
УСЛОВИЙ НАКОПЛЕНИЯ  
НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Прогнозирование нефтегазоносности определенных территорий и установление наиболее эффективных направлений поисковых и разведочных работ на нефть и газ основываются в настоящее время на общих положениях теории закономерного размещения залежей нефти и газа в осадочном чехле земной коры. В решении указанных задач значительную роль играют палеогеографические реконструкции условий осадконакопления в отдельных регионах в определенные отрезки геологической истории Земли. Именно с помощью палеогеографических построений и методов историко-геологического анализа, могут быть выявлены наиболее благоприятные территории: 1) для накопления в слагающих их осадочных породах органических остатков и преобразования последних в углеводороды; 2) для образования в их разрезе удовлетворительных коллекторов и 3) для формирования экранов — надежных покрышек. Палеогеографические исследования в конечном итоге должны обеспечить выделение перспективных зон нефтегазообразования и нефтегазонакопления для рационального направления геологопоисковых работ.

Палеогеографические построения вплоть до последнего времени проводились на базе выявления типоморфных особенностей терригенных минералов, что позволяет устанавливать источники сноса обломочного материала и пути его переноса в конечные области осадконакопления. При этом учитывались также сведения о структурных и текстурных признаках пород, палеоэкологические и палеотектонические данные. Позднее при палеогеографических реконструкциях начали учитываться результаты изучения аутигенных минералов. Для выяснения гидрохимических особенностей бассейнов осадконакопления используются карбонаты ранней генерации, в частности кальцит и доломит, особенно с примесью целестина, барита и флюорита, гипс, галит, калий-магнезиальные соли и пирит. Соответственно, показателями геохимических условий среды на последующих стадиях преобразования осадков и сформировавшихся из них пород могут быть карбонаты поздней генерации, включая средне- и крупнозернистые разности, ангидрид, кварц и т. д. Кроме того, принимались во внимание гидродинамические факторы, а также общегеологические сведения о строении региона.

В последние 15—20 лет для целей палеогеографических ре-

конструкций все шире используются результаты изучения глинистых минералов. Основанием для этого послужило интенсивное развитие техники идентификации глинистых минералов, в частности, такими методами, как рентгеновская дифрактометрия, электронография, нейтронография, рентгеноспектральный анализ, электронная микроскопия (просвечивающая и особенно растровая), дифференциальный термографический анализ (ДТА), инфракрасная спектроскопия (ИКС), ядерный магнитный резонанс (ЯМР), электронный парамагнитный резонанс (ЭПР), ядерный гамма-резонанс (ЯГР), масспектрометрия и рядом других методов.

Экспериментальные исследования, проведенные В. А. Франк-Каменецким с сотрудниками [137], значительно расширили имевшиеся представления о преобразовании глинистых минералов под влиянием электрокинетических процессов, протекающих в осадочных породах (электрофорез, электроосмос) и механизме изменения первичного, большей частью поликомпонентного глинистого вещества под действием катагенетических процессов, в двухкомпонентную систему гидрослюда — хлорит. Большое значение приобретает также разработка методов количественного анализа глинистых минералов.

Отсюда следует, что в настоящее время при восстановлении палеогеографических условий осадконакопления используются данные о различных особенностях осадочных пород, что позволяет получать определенные сведения о типе исходных пород и палеоклиматических условиях на континенте, скорости денудации их в областях сноса и длительности переноса продуктов размытия, а также гидрохимическом характере бассейна осадконакопления.

С целью выявления состава и кристаллического строения как исходных пород, так и продуктов их гипергенного изменения в рассматриваемом аспекте могут быть широко использованы типоморфные признаки терригенных и аутигенных минералов, а также структурный и кристаллохимический типоморфизм отдельных разновидностей глинистых минералов. Сюда относятся особенности политипии и структурной упорядоченности, а также вариации химического состава глинистых минералов, обусловленные в основном различным мотивом заселения октаэдрических сеток в их структуре (ди-, ди — три- или триоктаэдричность), а также связанные с ними редкие и рассеянные элементы. Кроме того, при реконструкции условий осадконакопления должны учитываться морфологические особенности глинистых минералов. Следует проводить также сравнительное определение абсолютного возраста продуктов переотложения и пород в предполагаемых областях сноса. В свою очередь, сведения о характере и положении источника сноса позволяют оценить влияние на глинистые минералы стадии мотогенеза. На этой стадии происходят только механические измельчения и

вынос некоторых элементов из структуры минералов. Поэтому при анализе изменений отдельных глинистых минералов, происходящих на стадиях их мобилизации и транспортировки, эти процессы необходимо рассматривать как деградацию, или деструкцию указанных минералов.

В отличие от этого, начиная с момента поступления глинистых минералов в конечную область осадконакопления, в зависимости от характера бассейна будет либо продолжаться вынос элементов, либо происходит адсорбция их кристаллической решеткой. Это показывает, что в бассейнах седиментации процессы изменения минералов могут быть связаны как с деградацией, так и с аградацией исходных минералов или восстановлением первичных свойств аллотигенного материала, а в некоторых случаях могут даже сопровождаться аутигенным образованием минералов наиболее ранней генерации. Отсюда следует, что закономерная направленность процесса изменения и новообразования глинистых минералов в бассейне седиментации может быть использована для выяснения его гидрохимической характеристики.

Для характеристики бассейнов осадконакопления все более широкое применение получает в настоящее время изотопный анализ. При этом важное значение имеют отношения  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ,  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  и др. [25].

Возможность объективного решения различных палеогеографических задач на основе выяснения особенностей глинистых минералов в осадках различных бассейнов и установления их связей с исходным материалом, поступающим из источников сноса, в значительной мере зависит от степени постседиментационного изменения изучаемых отложений, в том числе позднейших наложенных процессов на стадиях диагенеза и протокатагенеза, раннего и позднего катагенеза, метагенеза и при гидротермальном изменении пород. Под действием этих процессов первичный материал, поступающий в бассейны осадконакопления как во взвешенном, так и растворенном состоянии, претерпевает определенные на каждой стадии преобразования. При этом, учитывая, что собственно глинистые минералы свойственны в основном отложениям, соответствующим стадиям лишь диагенеза — протокатагенеза и катагенеза, наибольшее значение при палеогеографических реконструкциях имеет методика выяснения свойств первичного аллотигенного материала с учетом закономерностей изменения его на каждой из указанных стадий. В связи с тем что на стадиях диагенеза — протокатагенеза, а также раннего и позднего катагенеза глинистые минералы характеризуются специфическими особенностями, восстановление палеогеографических условий осадконакопления следует осуществлять с учетом степени постседиментационного изменения отложений. Отсюда следует, что указанный анализ нужно проводить отдельно для практически неиз-

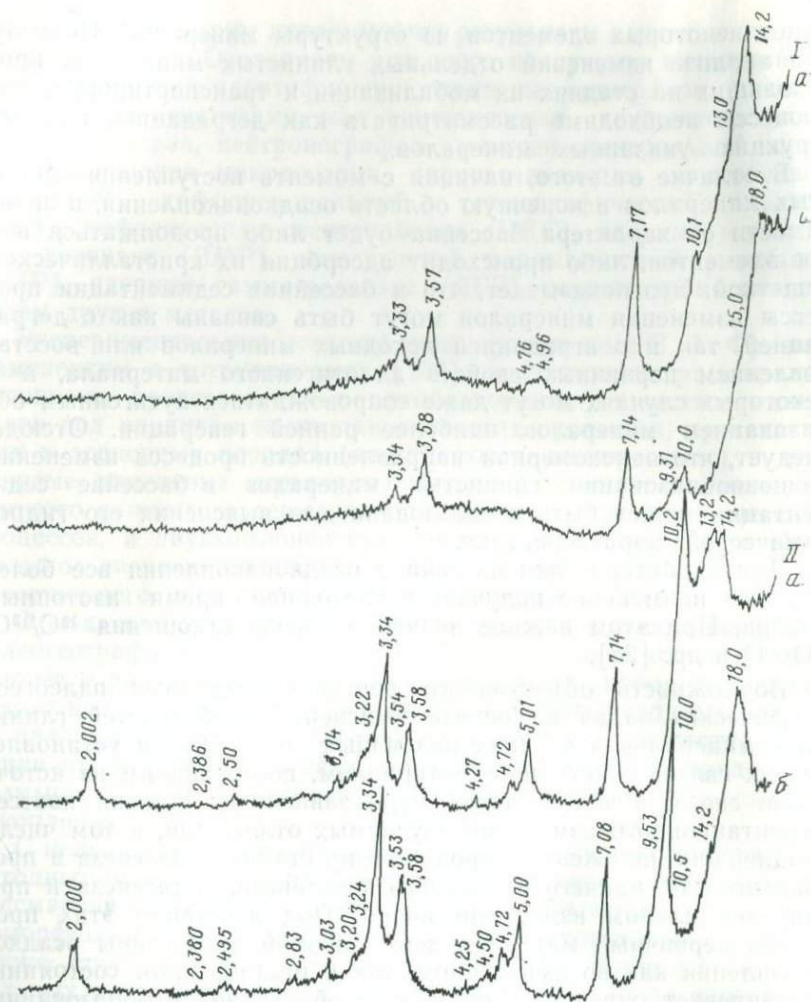


Рис. 1. Дифрактометрические кривые монтмориллонит-гидрослюдистого смешаннослойного образования неупорядоченного типа (здесь и далее фракция мельче 0,001 мм)

I — Татария, Биклянское месторождение, глина; II — Казахстан, скв. 75, интервал глини 4170—4177 м, глина.

Образец: а — исходный, б — насыщенный глицерином

Цифры на кривых — межплоскостные расстояния в ангстремах (Å)

мененных отложений, т. е. находящихся еще на стадии диагенеза — протокатагенеза, для пород средней степени преобразования, соответствующих стадии раннего катагенеза, и для сильно измененных пород, претерпевших позднекатагенетические изменения.

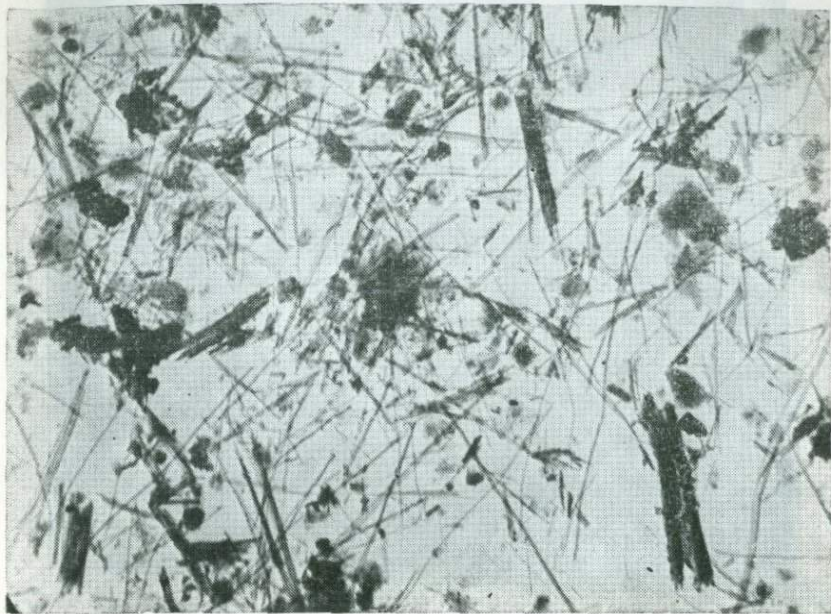


Рис. 2. Электронная микрофотография палыгорскита  
Украина, Черкасское месторождение,  $\times 12500$

Для верхней зоны осадочного чехла земной коры характерны в основном аллотигенные разновидности глинистых минералов, поэтому их особенности, с учетом некоторых изменений в процессе денудации исходных пород, переноса продуктов размыва и накопления их в различных бассейнах почти непосредственно отражают палеогеографические особенности эпохи осадконакопления (седиментогенеза). Исключительно широкое распространение имеют в этой зоне разбухающие минералы, которые могут быть представлены двумя различными по генезису типами. К первому относится монтмориллонит вулканогенного происхождения, который в осадочных породах чаще всего представлен диоктаэдрической ( $b=8,97 \text{ \AA}$ ) разновидностью и присутствует в Na- или Ca-формах (по характеру заполнения межслоевых промежутков) и значительно реже — триоктаэдрической ( $b=9,16 \text{ \AA}$ ) разновидностью с Mg в межслоях. Ко второму типу принадлежат в разной степени деградированные гидрослюды (рис. 1, обр. I и II, а, б.). Из аутигенных минералов в этой зоне наблюдается образование лишь слоисто-цепочечных силикатов, а именно сепиолита и палыгорскита (рис. 2), являющихся минералами наиболее ранней генерации, включая стадию седиментогенеза. Наличие этих мине-

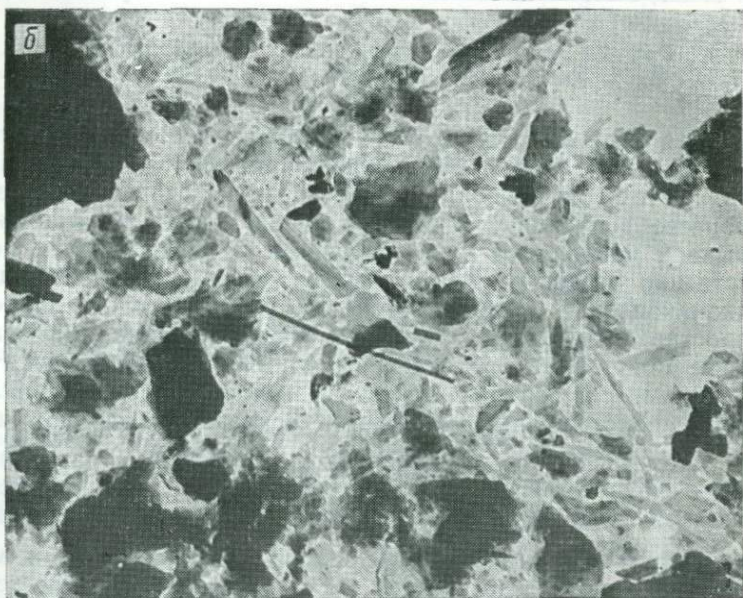
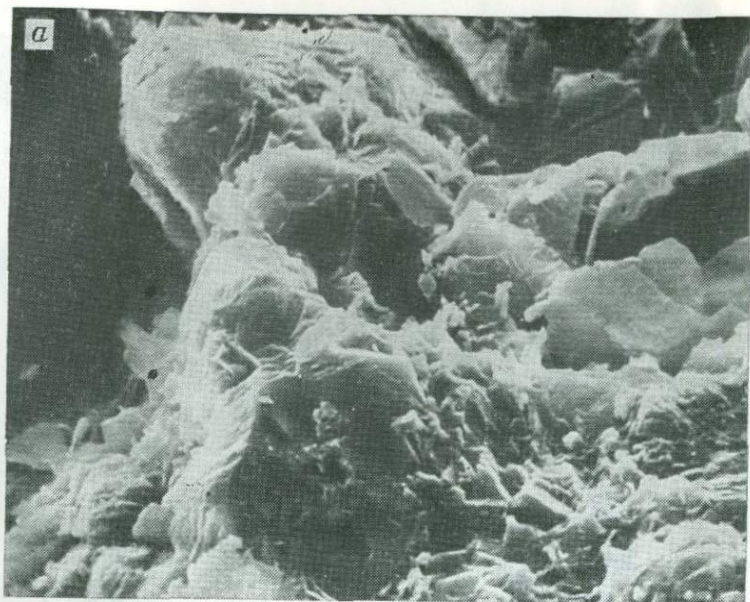
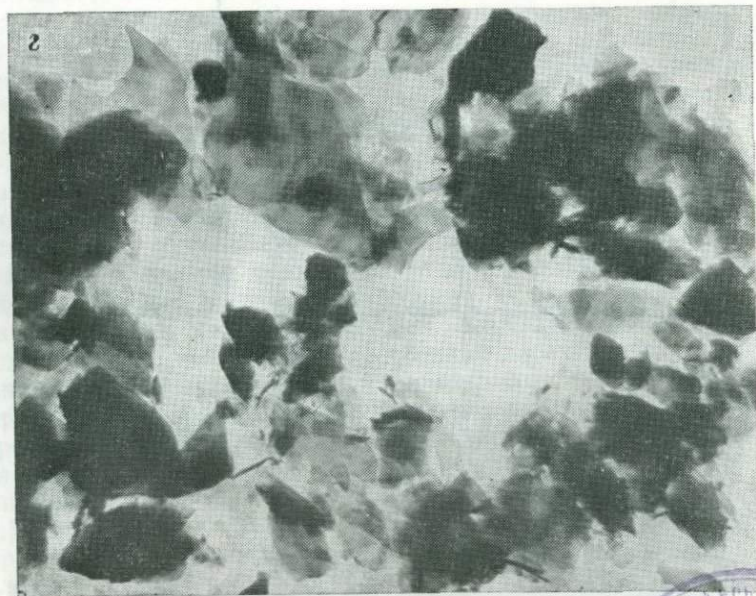
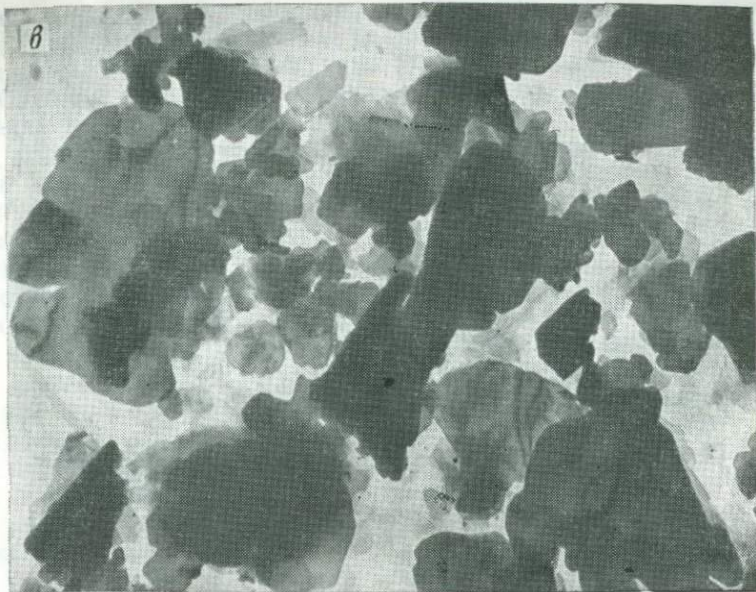


Рис. 3. Электронные микрофотографии аутигенных разновидностей глины (б), шамозита (а) и хлорита (а)  
 а — северо-восточная часть Европейского края, р. Тея, ниже устья руч. Лопатинского, окончание Большого Кавказа, площадь Текчай, нижний мел, глина алевритовая, кварцевый разнозернистый,  $\times 12500$ ; б — северо-восточная часть Енисейского края, ник темно-зеленый средне- и мелкозернистый,  $\times 12500$



стyx минералов: каолинита (a), удлиненночешуйчатого монтмориллонита

рифей, лопатинская свита, алевролит красный глинистый, X2000; б — северо-восточное X12500; в — р. Тея, у пос. Тея, рифей, вандадынская свита, песчаник голубовато-серый, р. Вороговка, ниже устья р. Лиственной, венд, чивдинская свита, туфогенный песча-



3252

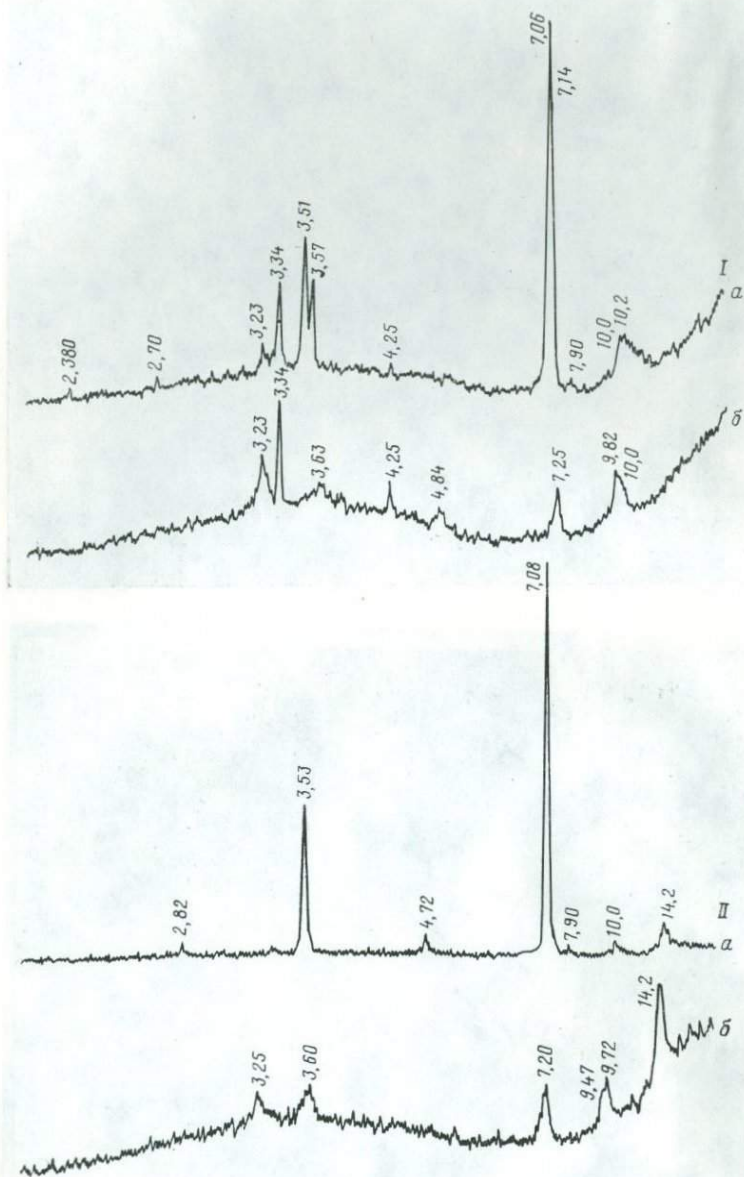


Рис. 4. Дифрактометрические кривые природных смесей шамозита с каолинитом (I) и шамозита с хлоритом (II)

I — Предкавказье, Камышовая площадь, скв. 1, интервал глубин 3079—3080 м;  
 II — Предкавказье, Нефтекумская площадь, скв. 19, интервал глубин 3428—3434 м.

Образец: а — исходный, б — прокаленный в течение 2 ч при 600°С

ралов в осадках и слаболитифицированных породах подчеркивает существование в период седиментогенеза аридного климата и преимущественно лагунных условий осадконакопления.

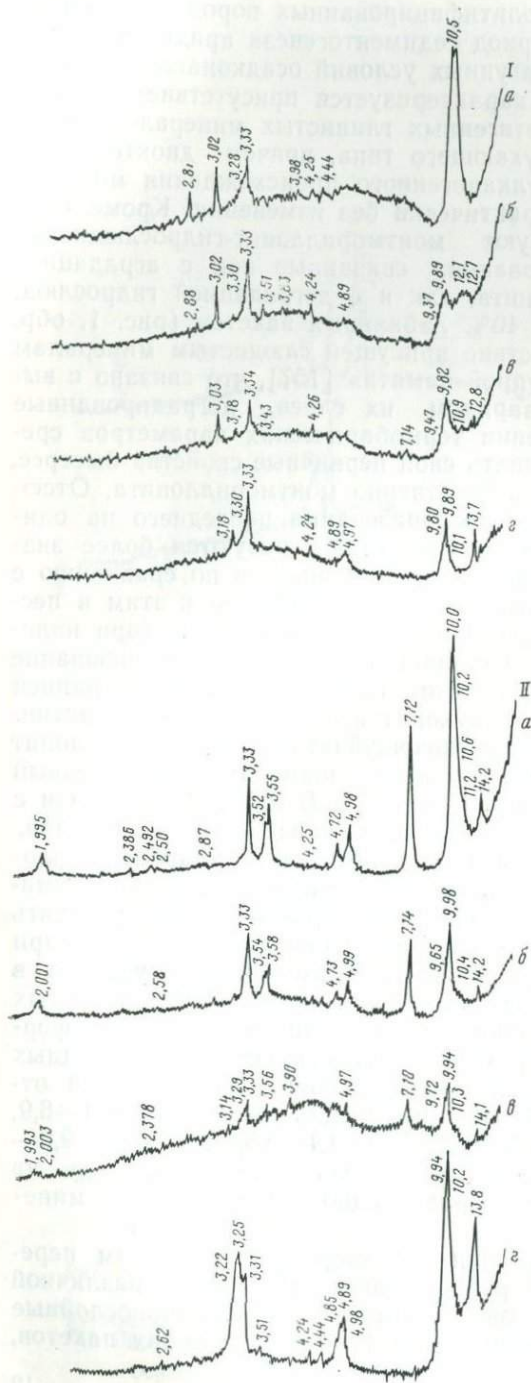
Средняя зона также характеризуется присутствием в отложениях в основном аллотигенных глинистых минералов, включая разновидности разбухающего типа, причем диоктаэдрический монтмориллонит вулканогенного происхождения может в этой зоне сохраняться практически без изменения. Кроме того, в этой зоне присутствуют монтмориллонит-гидрослюдистые смешаннослойные образования, связанные как с аградацией собственно монтмориллонита, так и с деградацией гидрослюды, которые содержат более 40% лабильных пакетов (рис. 1, обр. I и II). При этом, вследствие присущей слюдистым минералам так называемой «структурной памяти» [157], что связано с высоким отрицательным зарядом их слоев, деградированные гидрослюды при повышении термобарических параметров среды способны восстанавливать свои первичные свойства быстрее, чем происходит аградация собственно монтмориллонита. Отсюда следует, что продукты преобразования последнего на одинаковой стадии изменения пород характеризуются более значительным содержанием разбухающих пакетов по сравнению с деградированными гидрослюдами. Одновременно с этим в песчано-алевритовых породах рассматриваемой зоны (при наличии открытой системы) начинается аутигенное образование [50, 53] таких диоктаэдрических слоистых силикатов ранней генерации, как каолинит, глауконит псевдонизометричнопластинчатого типа и удлиненночешуйчатый монтмориллонит (рис. 3, а, б), а в закрытой системе — шамозит и обогащенный Fe-хлорит (рис. 3, в, г; рис. 4, обр. I и II а, б.). Это, в связи с различными условиями образования указанных минералов, позволяет на основе анализа их генетической природы (аллотигенной или аутигенной) и соответственно их кристаллохимических особенностей также как и в верхней зоне, уточнять гидрохимический характер бассейна осадконакопления (при унаследованном характере среды). Климатические условия в этом случае не имеют прямого влияния на аутигенез глинистых минералов, так как развитие их происходит в породах уже сформировавшихся пород. Однако степень разложенности исходных пород в областях сноса и, соответственно, свойственный отдельным минералам рН (например, для каолинита 6,4—6,9, монтмориллонита 7,9—9,8, кальцита 9,4—9,5, доломита 9,6—10,1, при рН морской воды 7,5—8,5) косвенно отражаются на образовании определенных разновидностей указанных минералов.

В нижней зоне отложения характеризуются полным переходом диоктаэдрических разбухающих минералов различной природы, в том числе монтмориллонита, в смешаннослойные образования с содержанием менее 40% разбухающих пакетов,

Рис. 5. Дифрактометрические кривые пород Западного Мангышлака

*I* — Северный Ракушняк, скв. 9, триас, интервал глубин 3679—3683 м, туф кристалло-витрокластический, кальцитизированный; *II* — Жетыбай, скв. 25, пермь, интервал глубин 4343—4347 м, аргиллит черный.

Образец: *a* — исходный, *б* — насыщенный этиленгликолем, *в* — насыщенный глицерином, *г* — прокаленный в течение 2 ч при 600°C



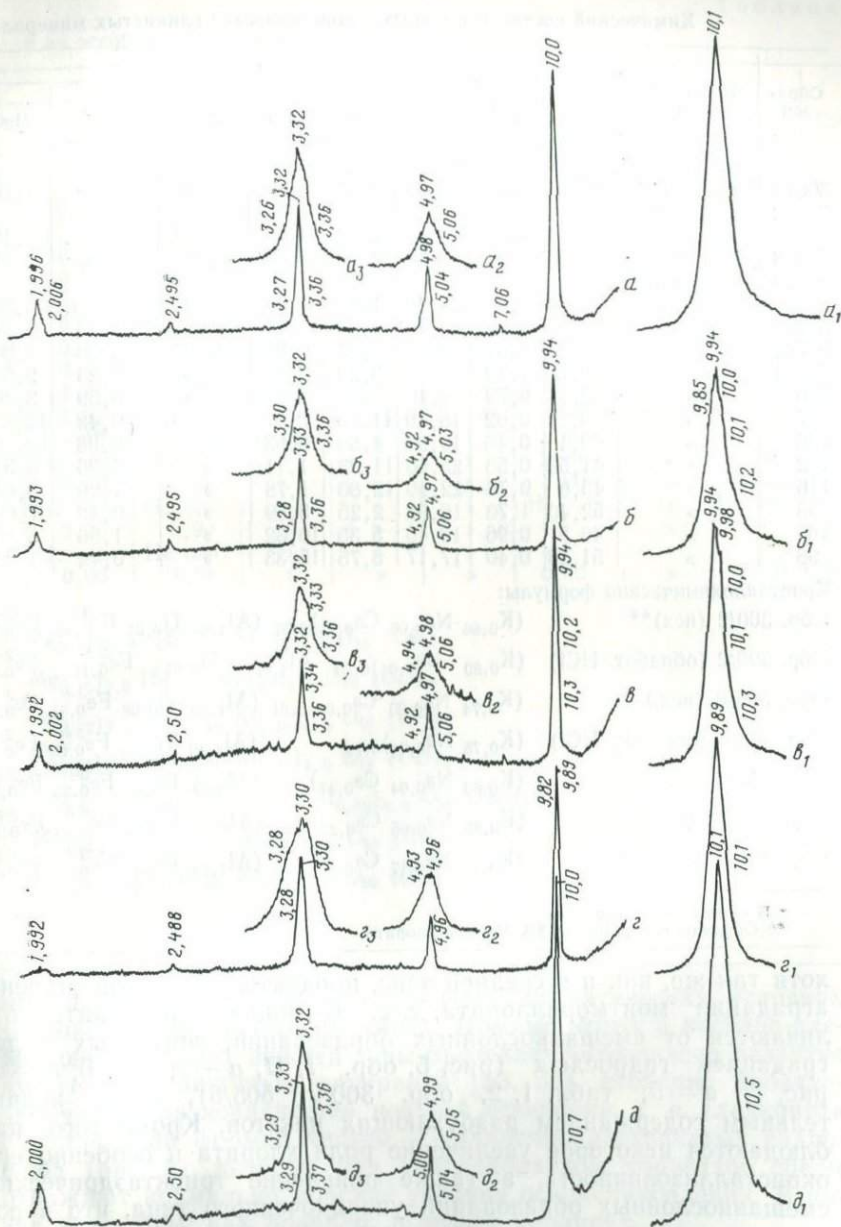


Рис. 6. Дифрактометрические кривые выветрелых гнейсов фундамента, Восточная Сибирь, Омолонский массив, архей

Образец:  $a-a_3$  — исходный,  $b-b_3$  — насыщенный этиленгликолем,  $c-c_3$  — насыщенный глицерином,  $d-d_3$  — прокаленный в течение 2 ч при  $600^\circ\text{C}$ ,  $e-e_3$  — обработанный в течение 8 ч 10%-ным раствором теплой (80°C) HCl  
 $a-d$  — скорость записи  $1^\circ/\text{мин}$  (20); ( $a_1-a_3$ ) — ( $d_1-d_3$ ) — скорость записи  $0,25^\circ/\text{мин}$  (20)

Химический состав некоторых разновидностей глинистых минералов

Образец	Тип материала	Оксиды, %							
		SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	CaO	MgO
300/2	Исходный	49,88	0,16	30,34	2,94	1,24	0,03	0,59	1,78
300/2	Обработанный HCl	49,19	0,17	29,39	2,26	1,06	0,034	He обн.	1,48
505/8	Исходный	50,05	0,95	22,90	6,06	1,88	0,06	0,53	2,11
505/8	Обработанный HCl	54,33	0,98	23,46	1,87	1,42	0,02	He обн.	2,20
504/3	Исходный	46,46	0,60	16,16	4,44	1,74	0,20	5,43	5,94
507/28	»	46,35	0,67	19,55	8,94	0,99	0,065	2,80	2,94
491/4	»	53,15	1,32	19,56	3,29	2,40	0,05	1,23	2,64
130	»	52,61	0,79	16,10	5,41	1,28	0,45	6,59	3,36
117	»	38,10	0,62	18,10	11,85	2,47	He опр.	0,42	12,52
126	»	42,1	0,46	19,90	4,80	5,53	»	0,98	12,50
112	»	41,50	0,53	25,60	11,23	1,11	»	0,26	6,51
116	»	45,0	0,70	22,40	12,80	1,78	»	1,20	6,02
95	»	52,40	1,70	16,58	2,25	8,59	»	0,48	7,60
165	»	46,8	0,96	18,40	5,35	10,32	»	1,96	6,60
98	»	51,28	0,40	17,17	3,75	15,33	»	0,42	1,83

Кристаллохимические формулы:

Обр. 300/2 (исх)**	(K <sub>0,86</sub> Na <sub>0,06</sub> Ca <sub>0,05</sub> ) <sub>0,97</sub> (Al <sub>1,84</sub> Ti <sub>0,01</sub> Fe <sub>0,16</sub> <sup>3+</sup> Fe <sub>0,07</sub> <sup>2+</sup> )
Обр. 300/2 (обработ. HCl)	(K <sub>0,80</sub> Na <sub>0,04</sub> ) <sub>0,84</sub> Al <sub>1,67</sub> Ti <sub>0,01</sub> Fe <sub>0,11</sub> <sup>3+</sup> Fe <sub>0,06</sub> <sup>2+</sup>
Обр. 505/8 (исх.)	(K <sub>0,74</sub> Na <sub>0,03</sub> Ca <sub>0,04</sub> ) <sub>0,81</sub> (Al <sub>1,30</sub> Ti <sub>0,08</sub> Fe <sub>0,31</sub> <sup>3+</sup> Fe <sub>0,11</sub> <sup>2+</sup> )
Обр. 505/8 (обработ. HCl)	(K <sub>0,75</sub> Na <sub>0,04</sub> ) <sub>0,79</sub> (Al <sub>1,49</sub> Ti <sub>0,05</sub> Fe <sub>0,09</sub> <sup>3+</sup> Fe <sub>0,08</sub> <sup>2+</sup> )
Обр. 504/3 (исх)**	(K <sub>0,60</sub> Na <sub>0,04</sub> Ca <sub>0,47</sub> ) <sub>1,07</sub> (Al <sub>0,89</sub> Ti <sub>0,03</sub> Fe <sub>0,25</sub> <sup>3+</sup> Fe <sub>0,11</sub> <sup>2+</sup> )
Обр. 507/28 (исх.)	(K <sub>0,65</sub> Na <sub>0,05</sub> Ca <sub>0,22</sub> ) <sub>0,92</sub> (Al <sub>1,04</sub> Ti <sub>0,04</sub> Fe <sub>0,49</sub> <sup>3+</sup> Fe <sub>0,06</sub> <sup>2+</sup> )
Обр. 491/4 (исх.)**	(K <sub>0,46</sub> Na <sub>0,17</sub> Ca <sub>0,09</sub> ) <sub>0,72</sub> (Al <sub>1,29</sub> Ti <sub>0,07</sub> Fe <sub>0,17</sub> <sup>3+</sup> Fe <sub>0,14</sub> <sup>2+</sup> )

\* В сумму не входит.

\*\* Образцы содержат до 3% Mg—Fe-хлорита.

хотя так же, как и в средней зоне, продукты различной степени аградации монтмориллонита, т. е. К-, или метабентониты отличаются от смешаннослойных образований, связанных с деградацией гидрослюдов (рис. 5, обр. I, II, а—г; рис. 6, а—д; рис. 7, а—д; табл. 1, 2, обр. 300/2, 505/8), более значительным содержанием разбухающих пакетов. Кроме того, наблюдаются некоторое увеличение роли хлорита и особенно его окристаллизованность, а также появление триоктаэдрических смешаннослойных образований упорядоченного типа, что в последнем случае имеет весьма важное палеогеографическое значение, так как при унаследованном характере первичной среды свидетельствует о накоплении осадков в изолированных осолоненных частях регрессирующих бассейнов (закрытая систе-

Таблица 1

и их ассоциаций (фракция мельче 0,001 мм)

	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	S	F	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	п. п. п.	Сумма
	0,40	9,45	0,06	He обн.	He обн.	He обн.	6,24	0,76	99,87
	0,31	9,25	0,03	»	0,25	»	6,52	He обн.	99,84
	0,22	8,37	0,12	0,15	0,24	»	5,12	1,54	100,20
	0,30	8,75	0,02	He обн.	0,29	»	6,02	0,28	99,82
	0,28	6,31	0,07	»	0,30	»	4,34	8,20	100,34
	0,37	7,00	0,05	0,08	0,25	0,30	5,65	4,25	100,15
	1,30	5,60	0,22	0,11	He обн.	He обн.	5,13	3,91	99,91
	1,91	3,84	0,57	He опр.	He опр.	1,63*	He опр.	7,44	100,35
	0,12	3,60	He опр.	»	»	1,40	»	10,50	99,70
	He опр.	He опр.	»	»	»	2,84	»	11,52	—
	0,08	4,28	»	»	»	1,20	»	8,66	100,36
	He опр.	He опр.	»	»	»	He опр.	»	He опр.	—
	2,00	0,90	»	»	»	»	»	»	—
	He опр.	He опр.	»	»	»	»	»	»	—
	0,03	1,54	»	»	»	0,40	»	7,50	99,65

Mg<sub>0,19</sub>)<sub>2,27</sub> [Si<sub>3,28</sub> Al<sub>0,72</sub>]<sub>4,0</sub> O<sub>10</sub> (OH)<sub>2</sub>Mg<sub>0,15</sub>)<sub>2,0</sub> [Si<sub>3,33</sub> Al<sub>0,67</sub>]<sub>4,0</sub> O<sub>10</sub> (OH)<sub>2</sub>Mg<sub>0,22</sub>)<sub>2,02</sub> [Si<sub>3,44</sub> Al<sub>0,56</sub>]<sub>4,0</sub> O<sub>10</sub> (OH)<sub>2</sub>Mg<sub>0,22</sub>)<sub>1,93</sub> [Si<sub>3,64</sub> Al<sub>0,36</sub>]<sub>4,0</sub> O<sub>10</sub> (OH)<sub>2</sub>Mn<sub>0,01</sub> Mg<sub>0,66</sub>)<sub>1,95</sub> [Si<sub>3,45</sub> Al<sub>0,55</sub>]<sub>4,0</sub> O<sub>10</sub> (OH)<sub>2</sub>Mg<sub>0,32</sub>)<sub>1,95</sub> [Si<sub>3,37</sub> Al<sub>0,63</sub>]<sub>4,0</sub> O<sub>10</sub> (OH)<sub>2</sub>Mg<sub>0,28</sub>)<sub>1,95</sub> [Si<sub>3,69</sub> Al<sub>0,31</sub>]<sub>4,0</sub> O<sub>10</sub> (OH)<sub>2</sub>

ма) и, соответственно, при аридных климатических условиях (отложения эвапоритового типа). Помимо этого, в песчано-алевритовых породах нижней зоны протекает интенсивное развитие аутигенных глинистых минералов [53, 55], особенно диаоктаэдрических разновидностей поздней генерации, т. е. глауконита с удлинённой формой частиц и удлиненнопластинчатых гидрослюдов (рис. 8), которые при унаследованном характере среды отражают нормально морские условия осадконакопления. В низах этой зоны, как правило, исчезает каолинит.

В процессе постседиментационного изменения отложений происходит, как известно [3], изменение пластовых вод, насыщающих песчано-алевритовые породы (от повышения концентрации до полной смены их состава).

Таблица 2

## Результаты спектрального анализа некоторых типов пород

Элемент	Охотский массив				Омолонский массив			
	Юдомий (маревая свита), алевролит глинистый				Архей, выветрелый гнейс			
	Гидрослюда (2M <sub>1</sub> ), обр. 505/8				К-бентонит (1M), обр. 300/2			
	I	II	III	IV	I	II	III	IV
Be	$n \cdot 10^{-4}$	$n^{-} \cdot 10^{-4}$	$n^{-} \cdot 10^{-4}$	Н. слд.+	$n \cdot 10^{-4}$	$n \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	Слд.+
As	—	—	—	—	—	—	—	О. сл.
Te	—	—	—	—	—	—	—	—
Sc	$1 \cdot 10^{-3}$	$n \cdot 10^{-3}$	—	Слд.	—	$1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	Слд.
P	$n^{+} \cdot 10^{-2}$	$n^{+} \cdot 10^{-2}$	$n \cdot 10^{-2}$	—	$n^{+} \cdot 10^{-2}$	$n^{+} \cdot 10^{-2}$	$n \cdot 10^{-2}$	Ср.
Sb	—	—	—	—	—	—	—	—
Ta	—	—	—	—	—	—	—	—
Tl	—	—	—	—	—	—	—	—
Mn	$n^{-} \cdot 10^{-2}$	$n^{-} \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-3}$	Ср.	$1 \cdot 10^{-2}$	$n^{-} \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$	Ср.
Pb	$n^{-} \cdot 10^{-3}$	—	—	О. сл.	$n^{-} \cdot 10^{-3}$	—	—	Слд.+
Sn	—	—	—	—	—	—	—	—
Nb	$n^{-} \cdot 10^{-3}$	$n^{-} \cdot 10^{-3}$	$n^{-} \cdot 10^{-3}$	—	$3 \cdot 10^{-3}$	$n^{-} \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	—
W	—	—	—	—	—	—	—	—
Ca	$n^{-} \cdot 10^{-3}$	$n^{-} \cdot 10^{-3}$	$n^{-} \cdot 10^{-3}$	Слд.	$n^{-} \cdot 10^{-3}$	$n^{-} \cdot 10^{-3}$	$n^{-} \cdot 10^{-3}$	Слд.-
Ge	—	—	—	—	—	—	—	—
In	—	—	—	—	—	—	—	—
Bi	—	—	—	—	—	—	—	—
Mo	—	—	—	Слд.+	—	$1 \cdot 10^{-2}$	$n \cdot 10^{-3}$	Сл.
V	$n^{-} \cdot 10^{-2}$	$n^{-} \cdot 10^{-2}$	$n^{-} \cdot 10^{-2}$	О. сл.	$n^{+} \cdot 10^{-3}$	$n^{-} \cdot 10^{-2}$	$n^{-} \cdot 10^{-2}$	О. сл.
Li	—	—	—	—	—	—	—	—
Cu	$n^{+} \cdot 10^{-3}$	$n^{-} \cdot 10^{-3}$	$n^{-} \cdot 10^{-3}$	Сл.	$n^{-} \cdot 10^{-3}$	$n^{-} \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-3}$	Сл.

Cd	—	—	—	—	—	—	—	—
Ag	—	$n^{-} \cdot 10^{-4}$	—	Сл.+	—	—	—	Слд.
Na	$1 \cdot 10^{-1}$	$n^{-} \cdot 10^{-1}$	$n^{-} \cdot 10^{-1}$	Ср.+	$n^{-} \cdot 10^{-1}$	$n \cdot 10^{-1}$	$3 \cdot 10^{-1}$	С.
Zn	$1 \cdot 10^{-2}$	$n^{-} \cdot 10^{-2}$	$n^{-} \cdot 10^{-2}$	Ср.	$n \cdot 10^{-3}$	$n^{-} \cdot 10^{-2}$	$n \cdot 10^{-3}$	Ср.
Ti	$n \cdot 10^{-1}$	$n \cdot 10^{-1}$	$n^{+} \cdot 10^{-1}$	О. сл.	$n \cdot 10^{-1}$	$n^{-} \cdot 10^{-1}$	$n^{-} \cdot 10^{-1}$	О. сл.
Co	$n^{-} \cdot 10^{-3}$	$n^{-} \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	О. сл.	—	—	—	—
Ni	$n \cdot 10^{-3}$	$n^{+} \cdot 10^{-3}$	$n \cdot 10^{-3}$	Сл.	$n^{-} \cdot 10^{-3}$	$n \cdot 10^{-3}$	$n^{-} \cdot 10^{-3}$	Слд.+
Zr	$n^{-} \cdot 10^{-2}$	$n^{-} \cdot 10^{-2}$	$n^{-} \cdot 10^{-2}$	О. сл.	$3 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-3}$	—
Mg	$n^{-}$	$n^{-}$	1	С.	$n \cdot 10^{-1}$	$n^{+} \cdot 10^{-1}$	$n^{+} \cdot 10^{-1}$	С.
Si	$n^{+}$	$n^{+}$	$n^{+}$	С.+	$n^{+}$	$n^{+}$	$n^{+}$	О. с.
Al	$n^{+}$	$n^{+}$	$n^{+}$	О. с.	$n^{+}$	$n^{+}$	$n^{+}$	С.
Fe	$n^{-}$	$n$	$n^{-}$	О. с.	$n^{-}$	—	$n^{+}$	О. с.
Cr	$n^{-} \cdot 10^{-2}$	$n^{-} \cdot 10^{-2}$	$n \cdot 10^{-2}$	О. сл.	$n \cdot 10^{-3}$	$n^{+} \cdot 10^{-3}$	$n^{+} \cdot 10^{-3}$	Слд.
Ca	$n^{-} \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-1}$	$n^{-} \cdot 10^{-2}$	С.	$n^{+} \cdot 10^{-1}$	$n \cdot 10^{-1}$	$n^{-} \cdot 10^{-2}$	С.
Sr	$1 \cdot 10^{-2}$	$n \cdot 10^{-3}$	$n \cdot 10^{-3}$	О. сл.	$n^{-} \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$	—	Сл.
Be	$n^{-} \cdot 10^{-2}$	$n^{-} \cdot 10^{-2}$	$n^{-} \cdot 10^{-2}$	Ср.	$1 \cdot 10^{-1}$	$1 \cdot 10^{-1}$	$1 \cdot 10^{-1}$	Ср.
La	—	—	—	—	$1 \cdot 10^{-2}$	$n^{+} \cdot 10^{-3}$	$n^{-} \cdot 10^{-3}$	Сл.+
Ce	—	—	—	—	—	—	—	Ср.
Y	$n \cdot 10^{-3}$	$n^{+} \cdot 10^{-2}$	$n \cdot 10^{-3}$	—	$n \cdot 10^{-3}$	$n \cdot 10^{-3}$	$n^{-} \cdot 10^{-3}$	О. сл.
Vb	—	—	—	—	—	—	—	—
Hg	—	—	—	—	—	—	—	—
B	$n^{-} \cdot 10^{-2}$	$n^{-} \cdot 10^{-2}$	$n^{-} \cdot 10^{-2}$	Слд.	$n^{+} \cdot 10^{-3}$	$n^{+} \cdot 10^{-3}$	$n^{+} \cdot 10^{-3}$	Слд.

Примечание. I — порода, II — фракция мельче 0,001 мм, III — фракция мельче 0,001 мм после обработки в течение 8 ч 10%-ным раствором теплой (80°C) HCl, IV — сухой остаток фильтрата фракции, обработанной HCl (солянокислотная вытяжка).

Качественная оценка содержания элементов (по относительной интенсивности линий на спектрограмме): О. с. — очень сильная; С. — сильная; Ср. — средняя; Сл. — слабая, О. сл. — очень слабая, Слд. — следы, Н. слд. — незначительные следы. Плюс и минус указывают на некоторое усиление или ослабление соответствующих линий (в колонках IV).

Полуколичественная оценка содержания элементов

Пределы содержания элемента, %

0,000л-	0,0001—0,0003	0,00л+	0,007—0,009	0,л	0,4—0,6
0,000л	0,0004—0,0006	0,0л-	0,01—0,03	0,л+	0,7—0,9
0,000л+	0,0007—0,0009	0,0л	0,04—0,06	л-	1—3
0,00л-	0,001—0,003	0,0л+	0,07—0,09	л	4—6
0,00л	0,004—0,006	0,л-	0,1—0,3	л+	7—9 и более

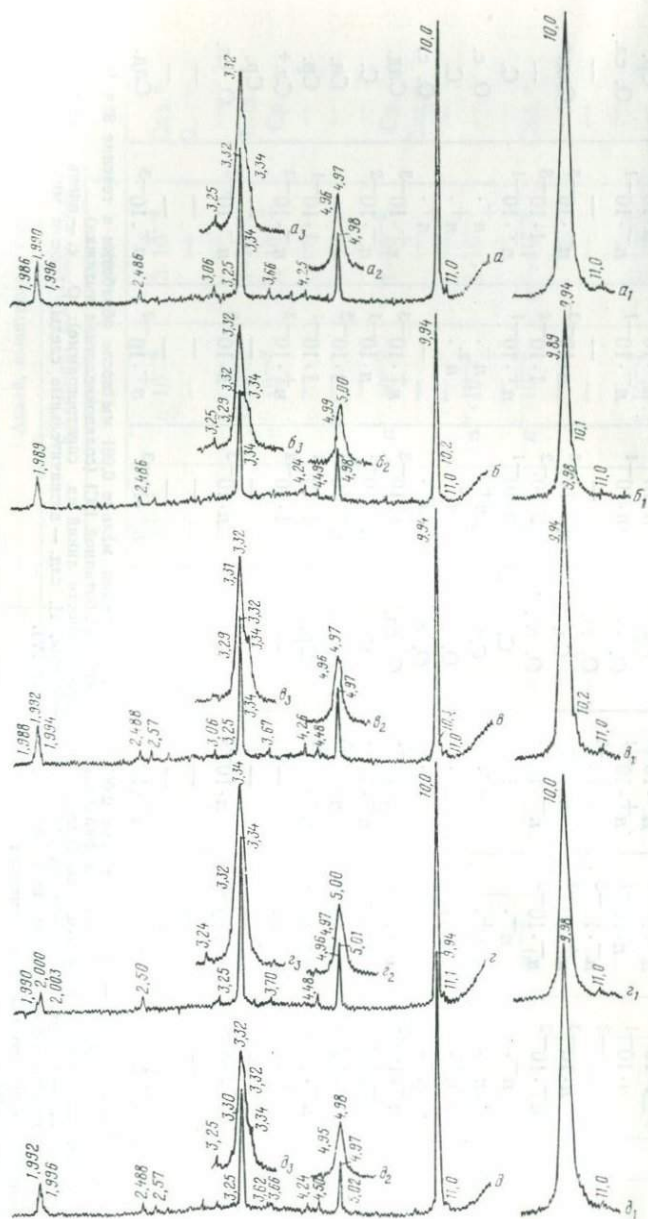


Рис. 7. Дифрактометрические кривые темно-серого глинистого алеуролита, Восточная Сибирь. Охотский массив, юдомий, маревая свита.

Условные обозначения см. рис. 6

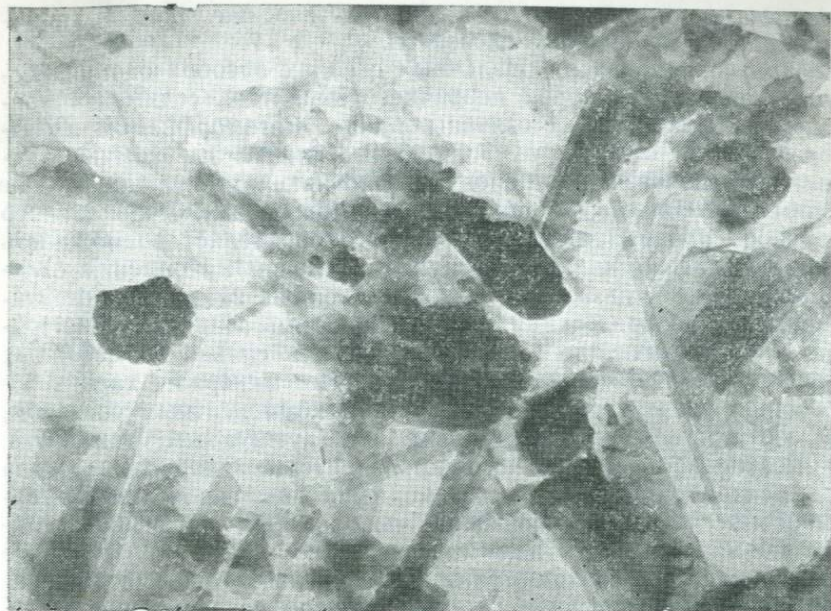


Рис. 8. Электронная микрофотография удлиненнопластинчатых гидрослюд Северо-западная часть Енисейского кряжа, р. Порожня, среднее течение, венд, немчанская свита, песчаник кварц-полевошпатовый крупно- и среднезернистый,  $\times 12500$

Пластовые воды могут сохранять первичный состав и минерализацию, что определяет унаследованность среды осадконакопления на всех стадиях литогенеза, начиная от стадии литификации осадков до наиболее поздних стадий преобразования пород. Указанные условия реализуются в основном при линзовидном характере залегания проницаемых отложений, обеспечивающем возникновение замкнутых гидрологических систем. Системы этого типа развиты главным образом в областях с пассивным тектоническим режимом, способствующим надежной изоляции друг от друга песчано-алевритовых пластов, сформировавшихся в различной геохимической обстановке. Такие гидрогеологические условия свойственны большинству нефтегазоносных бассейнов платформенного типа и содержат захороненные седиментационные воды.

При полной смене состава пластовых вод происходит изменение не только концентрации, но и состава, что обычно характерно для тектонически активных районов. В этих условиях в результате дислоцированности отложений и дизъюнктивных нарушений проницаемых пластов между ними могут либо возникнуть области перетоков подземных вод разного типа, либо они могут быть выведены на поверхность с образованием постоянных областей питания и разгрузки. В результате этого в по-

следнем случае образуются гидрогеологические условия, типичные для артезианских бассейнов.

При сохранении на различных стадиях преобразования песчано-алевритовых пород первичного характера седиментационных вод изменения их связаны лишь с метаморфизмом их состава за счет отжатия в проницаемые пласты высокоминерализованных поровых растворов из уплотняющихся глин, а также взаимодействия первичных вод с компонентами минерального каркаса проницаемых пластов. Это определяет возможность палеогеографических реконструкций условий накопления отложений, даже при весьма высокой степени их постседиментационного преобразования, по особенностям глинистых минералов как в собственно глинистых, так и в сильно измененных песчано-алевритовых породах. Глинистые минералы характеризуются в указанных породах близким компонентным составом, но соответственно аллотигенным или аутигенным генезисом.

Резкое изменение в песчано-алевритовых породах состава седиментационных вод за счет модифицирования их инфильтрационными водами не позволяет использовать аутигенные глинистые минералы для палеогеографических реконструкций, что обуславливает необходимость проведения генетических построений в таком случае главным образом на основании изучения особенностей глинистых минералов аллотигенного типа, т. е. слагающих собственно глинистые породы.

Одним из критериев восстановления палеогеографической обстановки условий накопления осадков, подвергшихся в дальнейшем значительным постседиментационным преобразованиям, что особенно характерно для наиболее древних отложений, является установление процесса развития аутигенного глинистого цемента в песчано-алевритовых породах, а при наличии последнего — также его минералогического состава. Отсюда следует, что для решения указанной проблемы с использованием глинистых минералов последние необходимо изучать и в песчано-алевритовых отложениях, в которых они на ранних стадиях постседиментационного преобразования (в основном в осадке, а в некоторых случаях и в породах) имеют исключительно аллотигенное происхождение, а на поздних — преимущественно аутигенный генезис. Для объективного установления генетической природы глинистых минералов, особенно в песчано-алевритовых породах, изучение их должно обязательно сопровождаться проведением электронографического исследования [37] с целью определения политипии и структурной упорядоченности, а также электронно-микроскопического изучения [50, 53, 55, 85] для выяснения формы и размеров частиц с идентификацией их микродифракционным и микрорентгеноспектральным методом, в последнем случае с помощью приставок типа Kevex-ray, Edax, Linck systems, PG=1000 и им подобных. Например, глинистые минералы, слагающие как собственно глинистые поро-

ды, так и содержащиеся в грубозернистых разностях рифейско-вендских отложений северо-восточных районов СССР (Омолонский и Охотский массивы), имеют, по данным просвечивающей электронной микроскопии, четкую изометричнопластинчатую форму частиц, которые, согласно рентгеновским исследованиям, относятся к гидрослюде. Это указывает на аллотигенный характер глинистых минералов в обоих типах пород, что свойственно накоплению соответствующих им осадков в пресных водоемах и унаследованность среды на протяжении последующих стадий их изменения. Для выяснения генезиса глинистых минералов может быть проведено, кроме того, определение абсолютного возраста разновидностей их аллотигенного и аутигенного типов (фракции мельче 0,001 мм глинистых пород-аргиллитов и цемента песчаников и глинистой примеси алевритов). Такие сравнения необходимо проводить для пород, содержащих мономинеральный состав фракции мельче 0,001 мм, так как при полиминеральном составе отдельные разновидности глинистых минералов могут быть не синхронны по времени их образования. Например, в аргиллитах примесь хлорита может быть раннекатагенетической, т. е. более поздней по отношению к аллотигенной гидрослюде. Наоборот, в сильно измененных песчано-алевритовых породах триоктаэдрические минералы относятся обычно к более ранней генерации, чем диоктаэдрическая аутигенная гидрослюда [69].

Отсюда следует, что воздействие процессов седиментогенеза, диагенеза, прокатагенеза и катагенеза на глинистые минералы различно. Оно сравнительно невелико во время переноса их в речной среде и осаждения как в пресноводной, так и солоноватоводной и собственно морской обстановках. Более значительные изменения глинистых минералов наблюдаются на стадии диагенеза. И, наконец, интенсивное преобразование глинистого вещества под действием давления ( $p$ ), температуры ( $T$ ) и химизма ( $X$ ) среды наблюдается в процессе катагенетического изменения пород. Следует, кроме того, принимать в этом случае во внимание соответствия между кристаллохимией глинистых минералов и характером среды, в которой они находятся в процессе седиментогенеза, диагенеза и катагенеза. Этот фактор, собственно, и определяет масштабы изменения глинистых минералов на всех стадиях литогенеза.

На фоне общего изменения пород, связанного с процессом компенсированного прогибания областей длительной седиментации, необходимо учитывать также ритмично проявляющиеся этапы колебательных движений разного масштаба и продолжительности (трансгрессивно-регрессивные циклы), а также выяснять наличие и длительность перерывов в осадконакоплении. В частности, А. Д. Савко на Русской платформе отмечает 18 крупных перерывов в осадконакоплении, связанных с сопровождающими их эпохами корообразования (табл. 3).

Сопоставление эпох корообразования  
на Русской платформе (по А. Д. Савко, 1978)

Эпоха корообразования	Украинский щит и Донбасс	Белорусский массив	Волго-Уральский свод	Балтийский щит	Московская синеклиза	Тиман
Позднепалеогеновая — раннеогеновая	+					
Раннепалеогеновая	++					
Раннемеловая (неоком-аптская)	+					
Раннемезозойская	+	+		+	+	
Среднекарбоновая			+		++	
Позднетурнейская — ранневизейская	+	+		+	+	+
Раннетурнейская	++					
Раннефранская	+		+			+
Позднейфельская — раннеживетская	+					
Раннепалеозойская			+	+		
Валдайская	+	+		++	+	
Допозднерифейская	+	+	+	+	+	+
Дооскольская (досреднепротерозойская)	+			+		
Среднекурская (раннепротерозойская)	+					
Докурская (допротерозойская)	+			+		
Среднемихайловская	+					
Домихайловская (допозднерифейская)	+			+		
Среднеобоянская (древнеархейская)	+					

К главным особенностям глинистых минералов, которые могут быть использованы для палеогеографических реконструкций, относятся, с одной стороны, их первичные свойства, унаследованные от источников сноса, а с другой — изменения указанных минералов, которые отражают в той или иной степени гидрохимические особенности бассейна осадконакопления.

Первичные свойства поступающих в зону осадконакопления минералов характеризуются комплексом типоморфных признаков как структурного, так и кристаллохимического типа.

К категории признаков структурного типоморфизма глинистых минералов относятся политипные модификации и степень окристаллизованности минералов. Так, для палеогеографических реконструкций важное значение имеет анализ условий возникновения различных политипных модификаций в процессе образования глинистых минералов в корях выветривания, степень устойчивости их при переносе продуктов денудации и последовательность превращения указанных минералов на разных стадиях литогенеза. При этом необходимо принимать во внимание

специфические особенности политипных модификаций одних и тех же разновидностей глинистых минералов в зависимости от термобарических условий их образования, т. е. в процессе гипергенного или катагенетического изменения пород.

С учетом того что наиболее характерным минералом зоны гипергенеза является каолинит, особый интерес представляет выяснение закономерностей возникновения и преобразования различных его политипных модификаций при разложении материнских пород различного состава на континенте, т. е. в корях выветривания, и относительной устойчивости отдельных политипов на стадии мотогенеза, а также при накоплении в бассейнах различного гидрхимического типа. Согласно имеющимся наблюдениям [114], формирование определенных политипных модификаций каолинита с различной степенью совершенства как структуры, так и морфологии частиц его непосредственно зависит от типа выветривающихся пород. Так, минералу, образуемому в продуктах выветривания кислых пород, свойственна триклинная сингония — ИТС, максимальная упорядоченность структуры, а также наибольший размер и относительно хорошее совершенство формы частиц. По сравнению с этим выветривание основных, и тем более ультраосновных, пород дает продукты с более низким совершенством структуры и со значительно менее четкой морфологической характеристикой.

Еще более разнообразные и значительные изменения, как показано М. Ф. Викуловой и Б. Б. Звягиным [11], претерпевает каолинит в процессе мотогенеза, а также седиментогенеза. В последнем случае это касается специфических структурных особенностей каолинита в отложениях бассейнов с различной гидрхимической обстановкой, в том числе характеризующихся как кислой и нейтральной средами, необходимыми для образования каолинита на континенте, так и резко контрастной — морской, для которой типичны щелочные условия. В частности, указанные авторы выделили в отложениях различного генетического типа девять структурных групп каолинита, отличающихся политипными модификациями и особенно степенью упорядоченности структуры.

Как вытекает из анализа этих данных, политип ИТС весьма неустойчив при транспортировке материала. Поэтому присутствие его в переработанных продуктах верхней зоны осадочно-го чехла земной коры может, с одной стороны, указывать на выветривание на континенте кислых пород и глубокую стадию их химической переработки, а с другой — на относительную близость источника сноса.

Следует заметить, что каолинит может сохраняться на весьма больших глубинах, соответствующих верхам нижней зоны, т. е. начальной стадии позднего катагенеза, например, в среднедевонских отложениях Припятского прогиба Белоруссии

[101], содержащих лишь такие устойчивые при накоплении в опресненном бассейне минералы, как кварц и диоктаэдрическую гидрослюда. В то же время при наличии в породах в ассоциации с каолинитом реликтовой примеси фемических минералов или при накоплении каолинита в осолоненных водоемах указанный минерал может подвергаться деструкции даже в средней зоне, т. е. зоне начального катагенеза [70]. Аналогично минералам группы каолинита, их триоктаэдрические аналоги, т. е. минералы группы серпентина, в частности шамозиты, также при переносе претерпевают политипные трансформации. Например, как показано А. В. Шилиным и др. [91], если в песчано-алевритовых породах девона Волгоградского Правобережья и позднего рифея Енисейского кряжа шамозит, где он является явно аутигенным минералом, характеризуется наличием в структуре слоев типа  $A+B$ , то в глинистых — только А. Наличие шамозита в сильно уплотненных породах последнего типа, т. е. в аргиллитах (зона позднего катагенеза), указывает на довольно высокую термобарическую устойчивость его (при восстановительной обстановке в породе).

Гидрослюда диоктаэдрического типа также является одним из наиболее распространенных минералов зоны гипергенеза. При этом некоторые политипные модификации минералов группы гидрослюд обладают высокой стабильностью как в процессе выветривания, так и при переносе. Так, в корах выветривания терригенно-карбонатных пород Западной Якутии [48] весьма высокой устойчивостью характеризуется гидрослюда модификации  $2M_1$ , которая связана с частичной деградацией диоктаэдрической слюды типа мусковита. В то же время ассоциирующий с ней политип  $1M$ , который относится к монтмориллонит-гидрослюдистой смешаннослойной фазе с некоторой тенденцией к упорядоченности, отличается от  $2M_1$  меньшей стабильностью. Это обусловлено тем, что его образование связано с аградацией монтмориллонита вулканогенного происхождения. Такой генезис смешаннослойной фазы как в исходных породах, так и в продуктах выветривания, присутствующих в слабоизмененных профилях, подчеркивается четким разрешением на рентген-дифрактометрических кривых, относящихся к ней и к гидрослуде рефлексов соответственно 14 и 10 Å. В связи с этим в более измененных профилях рассматриваемой коры выветривания за счет политипа  $1M$ , характеризующегося по данным рентгено-спектральных исследований более низким, чем в структуре гидрослюды  $2M_1$  содержанием Fe, происходит интенсивное развитие вверх по разрезу более устойчивого в зоне гипергенеза минерала — каолинита, который наследует ту же однослойную модификацию, что и первичный материал. Экспериментальным обоснованием такого структурного преобразования является, в частности, установленный В. А. Франк-Каменецким

с сотрудниками [137] закон сохранения политипных модификаций при взаимных превращениях глинистых минералов в условиях низкотемпературного гидротермального синтеза. Политип  $2M_1$  может переходить в каолинит лишь на более поздней стадии выветривания, что сопровождается предварительным разупорядочением структуры гидрослюда и переходом политипа  $2M_1$  в  $1M_1$ , а также выносом из нее Fe. Поэтому присутствие в осадочных породах либо каолинита, либо смеси каолинита и гидрослюда  $2M_1$  (с примесью минерала со слюдястым типом структуры модификации  $1M$ ) может указывать на размыв на континенте и переотложение продуктов, связанных с различной степенью выветривания исходных пород. Следует заметить, что гидрослюда  $2M_1$  может переходить в более низкую по степени упорядоченности модификацию, вплоть до  $1Md$ , также при длительном переносе глинистого материала, сопровождающемся значительным увеличением дисперсности и деградацией его, продолжающейся на стадии диагенеза (при накоплении материала в опресненных водоемах). В противоположность этому, при погружении пород последовательно в зону начального, а затем и позднего катагенеза сильно деградированная гидрослюда в результате замены части межслоевой воды катионами K и заполнения вакансий в силикатных слоях характеризуется последовательным увеличением окристаллизованности, а на наиболее поздних стадиях катагенеза, особенно в зоне метагенеза, — переходом политипа  $1Md$  через  $1M$  вновь в  $2M_1$ .

В зоне гипергенеза весьма широко распространены минералы группы монтмориллонита. Вследствие исключительно высокой дисперсности и значительного беспорядка в наложении слоев в их структуре, анализ политипии этих минералов практически невозможен, и им свойственна, как правило, модификация  $1M$ . Однако монтмориллониты характеризуются различной степенью упорядоченности структуры, что четко фиксируется по данным электронографии и дифрактометрии.

В зоне гипергенеза, особенно в областях жаркого гумидного климата, хлориты отличаются слабой стабильностью. В областях с семиаридным, аридным и особенно нивальным климатом [81] или при весьма интенсивном смыве продуктов начальной стадии выветривания основных или ультраосновных пород в других климатических зонах может происходить накопление осадков хлоритового типа. Кроме того, размыву могут подвергаться сильно измененные, в том числе метаморфизованные породы первично осадочного типа, для которых хлорит является наиболее характерным минералом. Как показал Дж. Хейас [159], хлориту в таких породах свойствен политип  $Pb$  ( $\beta=97^\circ$ ). Несмотря на низкую устойчивость хлорита при переотложении, установление в осадках указанной модификации хлорита свидетельствует об его аллотипенной природе.

В отличие от этого, политип IA присущ низкотемпературным хлоритам зоны раннего катагенеза.

Глинистые минералы, поступающие из источников сноса, характеризуются не только рассмотренными выше структурными особенностями, но и различным химическим составом. Вариации последнего можно использовать при анализе собственного минералам кристаллохимического типоморфизма. Это относится главным образом к ряду групп из семейства трех- и четырехэтажных минералов. Минералы этих групп при одинаковом структурном типе и мотиве заселения октаэдрических сеток, т. е. их ди-, либо триоктаэдричности, отличаются высокой степенью как изовалентного изоморфизма, так и в определенных масштабах (допустимых в пределах того или иного структурного мотива) гетеровалентного.

В структуре наиболее распространенного минерала одноэтажного типа — каолинита изоморфизм практически отсутствует. Поэтому химический состав этого минерала является практически идентичным независимо от типа пород, за счет выветривания которых он образуется.

В семействе 1:1 относительно широким изоморфизмом характеризуются только минералы подгруппы шамозита, в которой выделяются разновидности, обогащенные  $Fe^{2+}$  или Mg [91].

Среди минералов трехэтажного типа изоморфизм свойствен как минералам групп гидрослюдов и вермикулита, так и монтмориллонита.

В группе гидрослюдов в этом случае важное значение имеет выделение существенно алюминиевых разновидностей. Источником их может быть размыв и переотложение продуктов деградации слюдов мусковитового типа, входящих в первичный состав кристаллических пород кислого состава. Кроме того, гидрослюды указанного типа могут поступать в виде реликтовых минералов из кор выветривания, развитых на ранее сформированных осадочных породах. Если эти гидрослюды весьма стабильны в процессе мотогенеза и седиментогенеза, то Fe- и Fe—Mg-гидрослюды обладают меньшей устойчивостью. Вследствие этого такие разновидности гидрослюдов, как глауконит и селадонит, при транспортировке и осаждении довольно быстро изменяют химическую конституцию. Присутствие в осадочных породах последних (в виде аллотигенных разновидностей) свидетельствует о близком источнике их сноса. Аналогичные условия переотложения материала отражает также сохранность в осадочных породах вермикулита [48].

Еще более широкий изоморфизм наблюдается у минералов группы монтмориллонита. В частности, разбухающий минерал, возникающий на промежуточных стадиях выветривания основных пород в пределах Западной Якутии, в отличие от разновидности, связанной с раскристаллизацией кислого и среднего по составу вулканического стекла, содержит за счет развития

по вермикулиту в структуре, кроме собственно монтмориллонитовых, также вермикулитовые пакеты, т. е. представляет неупорядоченное вермикулит-монтмориллонитовое смешаннослойное образование, состоящее из двух типов разбухающих пакетов, характеризующихся неодинаковым химическим составом и различным межслоевым зарядом. Вермикулитовые пакеты указанного образования более обогащены Mg и Fe ( $Fe^{2+} + Fe^{3+}$ ), чем собственно монтмориллонитовые, которые содержат в основном Fe, а также, в наиболее верхних горизонтах, Mg и Al. Выяснение кристаллохимических особенностей минералов, имеющих одну и ту же структуру или близкое кристаллическое строение, но характеризующихся как различным типом структурных катионов, так и их соотношением в октаэдрических сетках, может с успехом использоваться для установления состава выветривавшихся пород. Кроме того, учитывая сохранение этих признаков лишь при переносе материала на сравнительно небольшое расстояние, отмеченные особенности продуктов переотложения могут указывать на близость источника сноса, что в определенных случаях является поисковым критерием для выявления россыпных месторождений ряда важных минералов.

Для выяснения характера источников сноса могут быть использованы также кристаллохимические особенности хлорита, в частности присутствие в породах такой редкой его химической разновидности, как магнезиальная, связанная либо с кимберлитами, либо с породами, образованными в эвапоритовых бассейнах [49].

Кроме выявления в переотложенных на относительно небольшое расстояние продуктах собственно триоктаэдрических разновидностей глинистых минералов и некоторых близких к ним по кристаллохимическим особенностям слоистых силикатов, важное значение имеет установление реликтовой триоктаэдричности их в случае весьма значительного изменения первичного материала. В частности, важным типоморфным признаком таких минералов является сохранение в их структуре второй высокотемпературной стадии выделения гидроксильных групп (в интервале  $800-900^{\circ}C$ ), фиксируемых в основном на кривых ДТГ дериватограмм (рис. 9, а — з).

Согласно нашим исследованиям глинистых пород (глин и аргиллитов) различного возраста многих районов СССР [53, 55, 57], гидрослюды в них относятся исключительно к псевдоизометричнопластинчатой разновидности. Аналогичная форма частиц свойственна также гидрослюдам, возникающим в корях выветривания [48, 117]. Однако размыву и переотложению подлежат, как известно, в больших масштабах ранее сформированные осадочные породы, в том числе толщи, значительно измененные процессами катагенеза, в которых аутигенный цемент песчано-алевритовых разностей пород часто представлен

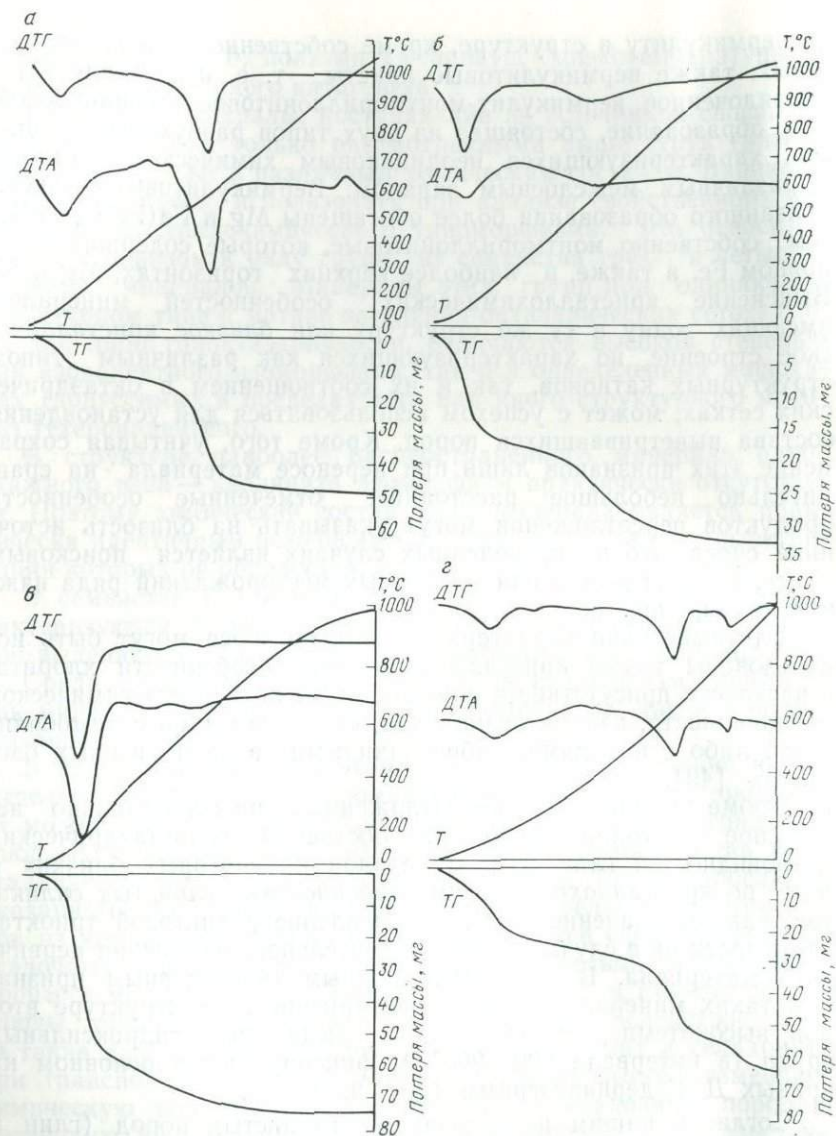


Рис. 9. Дериватограммы гидрослюда 2М с существенной примесью каолинита и монтмориллонит-гидрослюдистой смешаннослойной фазы (1М) с неупорядоченным чередованием пакетов (а), высокодисперсной псевдоизометрично-пластинчатой гидрослюда (б), ди-триоктаэдрического монтмориллонита (в), упорядоченного триоктаэдрического хлорит-монтмориллонита с примесью гидрослюда и хлорита (г)

а — Западная Якутия, северная часть Малоботуобинского района, шурф 524/1896, глубина 8 м, иреляхская свита мезозойского возраста, глина песчано-алевритовая; б — Подмоскowie, Воскресенск, карбон, мергель; в — Казахстан, Кимперсай, Нижнебарановское месторождение, продукты выветривания серпентинитов; г — Восточная Сибирь, Непский свод, мотская свита венда, аргиллит серый алевритистый

удлиненнопластинчатой гидрослюдой (рис. 8, а). Хотя в платформенных областях сильно измененные породы залегают на больших глубинах, а выветриванию подвергаются только ограниченные верхние толщи, не затронутые катагенезом, в геосинклинальных областях денудации подвержены большей частью сильно измененные породы, в том числе песчано-алевритовые разности. Поэтому отсутствие в переотложенных глинистых продуктах удлиненных пластинок гидрослюд подчеркивает, в связи с образованием этих минералов, по сравнению с собственно слюдами, при относительно невысоких термодинамических параметрах среды, слабую устойчивость их в процессе выветривания и денудации исходных пород, а также мот- и седиментогенеза. На основании этого можно сделать вывод, что псевдоизометричный габитус пластинок гидрослюд в осадочных породах можно рассматривать как типоморфный признак минералов этого типа, возникших первоначально в корах выветривания. В дальнейшем в процессе переноса гидрослюд этой разновидности, включая неоднократное переотложение материала, происходят лишь повышение его дисперсности и деградация, связанная с выносом катионов из их структуры.

При реконструкции палеогеографических условий накопления осадков рассмотренные выше факторы в значительной степени зависят от климатических условий, существовавших в период концентрации материала на континенте, а также в течение денудации и, в меньшей степени, при переносе обломочного материала в бассейны осадконакопления. В связи с этим особое важное значение имеет соотношение в глинистых осадках (или породах) между такими «антагонистическими» минералами, как каолинит и хлорит. Так, распределение каолинита в современных осадках Мирового океана показывает [81], что максимальное накопление его (в ассоциации с монтмориллонитом) приурочено в основном к экваториальной зоне Атлантического океана, что связано с размывом кор выветривания, развитых в области тропического гумидного климата на прилегающих территориях Африки (бассейн р. Нигер) и Южной Америки (бассейн р. Амазонки) и переносом аллотигенного материала в указанную зону океана крупными реками. Повышенное содержание хлорита отмечается в северной и южной зонах нивального климата, в которых этот минерал накапливается преимущественно за счет морозного выветривания, приводящего лишь к дезинтеграции содержащего хлорит первичного материала, который транспортируется в океан главным образом сползающими с Гренландии и Антарктиды льдами и разносится в дальнейшем по акватории в пределах холодных климатических зон айсбергами.

Следует иметь в виду, что, как показали Б. П. Градусов и Н. П. Чижилова [22] при анализе стока основных крупных рек земного шара, прямой связи между климатическими зонами

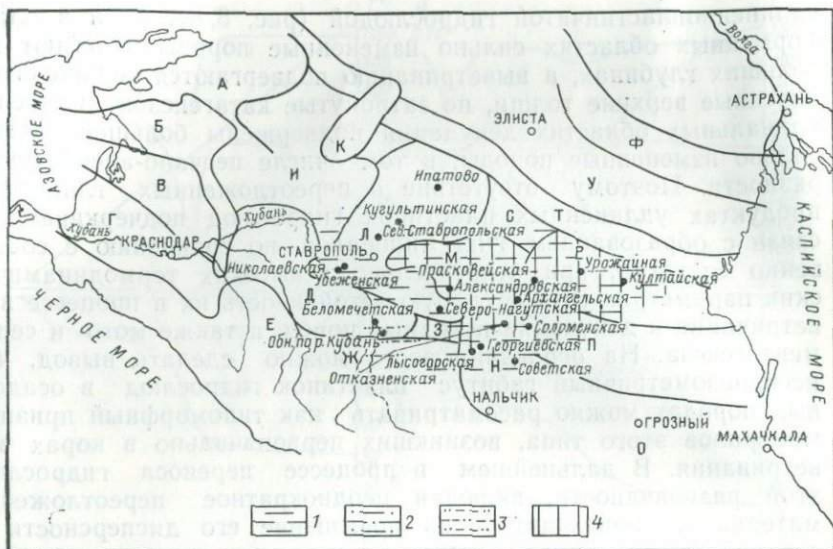


Рис. 10. Схема распределения глинистых минералов в отложениях палеоценового и эоценового (без белоглинской свиты) возраста Предкавказья. Составил Д. Д. Котельников, 1978 г.

1 — гидрослюда с примесью хлорита, монтмориллонит-гидрослюдистого смешаннослоистого образования с тенденцией к упорядоченному чередованию пакетов и высокодисперсного кварца; 2 — гидрослюда с примесью хлорита, монтмориллонит-гидрослюдистого смешаннослоистого образования со слабой тенденцией к упорядоченному чередованию пакетов и высокодисперсного кварца; 3 — гидрослюда с незначительным содержанием хлорита с существенным содержанием монтмориллонит-гидрослюдистого смешаннослоистого образования со слабой тенденцией к упорядоченному чередованию пакетов и примесью высокодисперсного кварца; 4 — зона развития аутигенного глинистого цемента в песчано-алевритовых породах

А — Ростовский выступ, Б — Ейско-Березанская зона дислокаций, В — Тимашевская ступень, Г — Западно-Кубанский прогиб, Д — Восточно-Кубанская впадина, Е — Майкопский (Адыгейский) выступ, Ж — Северный склон Северо-Кавказского краевого прогиба, З — Минераловодский выступ, И — Тихорецко-Кропоткинская впадина, К — Сальский выступ, Л — Ставропольский свод, М — Спицевская впадина, Н — Чернолеская впадина, О — Терско-Каспийский краевой прогиб, П — Терско-Кизлярская ступень, Р — Прикумско-Сухокумская зона поднятий, С — Арзгиро-Мириенская зона поднятий, Т — Маньчская система впадин, У — Южный склон вала Карпинского, Ф — центральная часть вала Карпинского

осадконакопления и ассоциациями глинистых минералов в водах рек, дренирующих связанные с указанными минералами водосборные площади, не существует. Это обусловлено в первую очередь тем, что слагающие сушу породы имеют по площади различный состав и дают при химическом разложении специфические в каждом случае новообразования, особенно в нижних частях профиля выветривающихся пород.

Появление в разрезах древних осадочных пород таких типичных только для верхних горизонтов кор выветривания минералов, как каолинит, несомненно указывает на переотложные продукты, связанных с существованием в предшествующее время гумидного климата. Например, палеоценовые и большая

часть разреза эоценовых отложений Предкавказья (рис. 10) включают гидрослюду с переменным содержанием триоктаэдрического хлорита и небольшой примесью монтмориллонит-гидрослюдистого смешаннослойного образования с тенденцией к упорядоченному чередованию пакетов. Начиная с поздневерхнеэоценовых отложений, в ассоциациях глинистых минералов появляется каолинит. Это связано с наступлением в среднеэоценовое время гумидного жаркого климата (рис. 11), общим обмелением бассейна и установлением в ряде районов континентальных условий, что определило формирование на пенеупленизированных участках этих районов довольно мощной коры выветривания. Некоторая перестройка тектонического плана территории в начале позднеэоценового времени привела к трансгрессии белоглинского бассейна и размыву сформировавшегося элювия. В зависимости от тектонического развития рассматриваемого региона каолинит ассоциирует с различными минералами. Так, в пределах слабо прогибавшейся зоны (Ставропольский свод и северные районы Западного Предкавказья) каолинит накапливался в ассоциации с хлоритом, гидрослюдой и разбухающим минералом, который близок к монтмориллониту, связанному с сильной деградацией гидрослюды, а в наиболее погруженных частях (юг Центрального и особенно Восточное Предкавказье) за счет восстановления последних со смешаннослойной фазой, аналогичной той, которая содержится в нижележащих толщах (рис. 12). В отложениях среднего майкопа содержание разбухающего компонента возрастает только на юге Центрального Предкавказья, где породы залегают на сравнительно небольших глубинах. Перекрывающие их верхнемайкопские отложения вследствие слабой измененности характеризуются в пределах всего Предкавказья (рис. 13) однообразной каолинит-гидрослюдисто-монтмориллонитовой ассоциацией с небольшой примесью хлорита, причем



Рис. 11. Схема изменения температурного режима в течение позднеюрской и миоценовой эпох на территории Предкавказья. Составил Д. Д. Котельников по материалам Ю. М. Малиновского и Б. П. Жижченко, 1964 г.

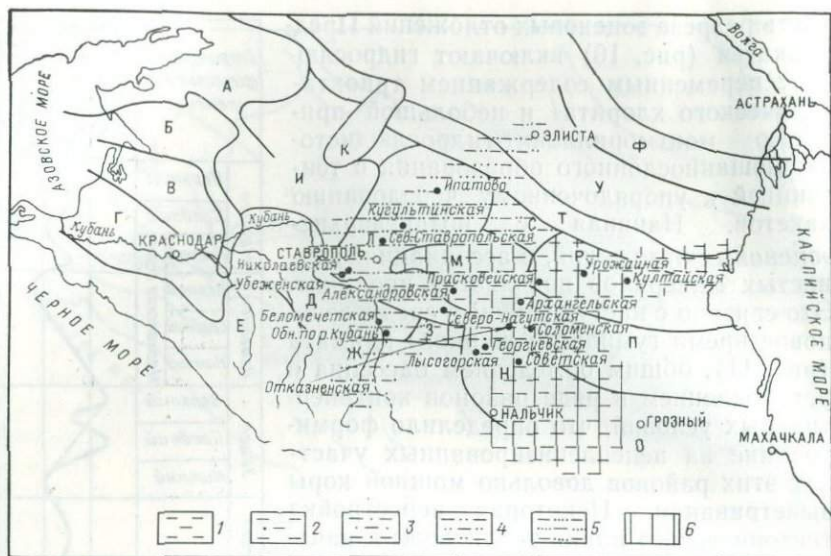


Рис. 12. Схема распределения глинистых минералов в отложениях верхнеэоценового и нижнепалеоценового возраста Предкавказья.

Условные обозначения см. рис. 10

1 — гидрослюда с примесью каолинита, хлорита и монтмориллонит-гидрослюдистого смешаннослойного образования с тенденцией к упорядоченному чередованию пакетов; 2 — гидрослюда с примесью каолинита, хлорита и монтмориллонит-гидрослюдистого смешаннослойного образования со слабой тенденцией к упорядоченному чередованию пакетов; 3 — гидрослюда с примесью каолинита, хлорита и небольшого количества неупорядоченного монтмориллонит-гидрослюдистого смешаннослойного образования; 4 — гидрослюда с примесью каолинита, хлорита и существенного количества неупорядоченного монтмориллонит-гидрослюдистого смешаннослойного образования; 5 — монтмориллонит-гидрослюдистое смешаннослойное образование неупорядоченного типа с незначительной примесью каолинита, хлорита и существенным содержанием гидрослюды; 6 — зона развития аутигенного глинистого цемента в песчано-алевритовых породах

разбухающий минерал также связан с сильной деградацией гидрослюд [54].

Наряду с определенной унаследованностью комплекса порообразующих элементов, входящих в состав кристаллической решетки глинистых минералов, важным типоморфным признаком, отражающим как характер исходных пород в области сноса, так и климатические условия их выветривания на континенте, является наличие в указанных минералах специфической в каждом конкретном случае совокупности редких и рассеянных элементов. Эти элементы могут либо входить изоморфно в структуру глинистых минералов или находиться в адсорбированном состоянии на их поверхности, либо относиться к небольшой, как правило, парагенетической примеси других минералов.

Одновременно с элементами, которые в процессе выветривания и мотогенеза остаются связанными с глинистыми минералами и относятся к малоподвижным при накоплении их в

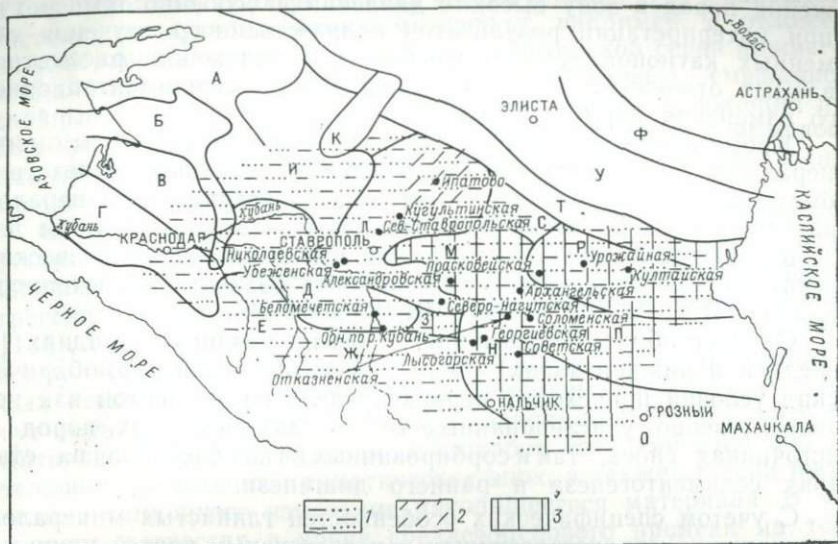


Рис. 13. Схема распределения глинистых минералов в отложениях среднемиоценового возраста Предкавказья.

Условные обозначения, см. рис. 10

1 — монтмориллонит-гидрослюдистое смешаннослойное образование неупорядоченного типа с примесью каолинита, хлорита и незначительным содержанием гидрослюда; 2 — примесь палыгорскита; 3 — зона развития аутигенного глинистого цемента в песчано-алевритовых породах

бассейнах различного типа (пресноводный и осолоненный континентального типа или морской с участками разной степени изоляции от основного водоема), происходит сорбция легко переходящих в раствор, т. е. высокоподвижных, элементов. Как показано рядом исследователей [18], для различных бассейнов свойствен определенный комплекс растворенных в водах редких и рассеянных элементов, которые по величине сорбции их аллотигенными минералами позволяют восстанавливать обстановку осадконакопления. Следует заметить, что способность минералов сорбировать указанные элементы непосредственно связана с дисперсностью, дефектами структуры (включая в данном случае в это понятие наличие в ней лабильных межслоевых промежутков), и, как следствие этого, с емкостью обмена. В частности, одним из методов выделения континентальных или морских отложений является анализ соотношения обменных катионов, т. е. Na и K, с одной стороны, и Mg и Ca — с другой. Одним из факторов, характеризующих среду осадконакопления, может служить также отношение  $Mg \cdot 100 / Mg + Ca = K$  (выраженное в эквивалентной форме) в составе поглощенного комплекса. В связи с последовательным увеличением фиксации K минералами трехэтажного типа по мере погру-

жения пород в зону высоких давлений и особенно температур при интерпретации результатов количественного изучения обменных катионов должно учитываться положение рассматриваемых отложений в определенной зоне постседиментационного изменения пород.

Кроме изучения закономерностей адсорбции глинистыми минералами весьма подвижных элементов, которые вследствие быстрого выноса из структуры выветривающихся минералов или полной их деструкции накапливаются в растворенном виде в конечных водоемах стока, для целей палеогеографических реконструкций необходимо использовать результаты изотопного анализа D/H,  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ,  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ,  $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$  и  $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ .

Следует обратить внимание, что на поздних стадиях (в средней и нижней зонах) за счет изменяющихся термобарических условий происходит перераспределение элементов как непосредственно унаследованных от состава исходных пород в источниках сноса, так и сорбированных из вод бассейна на стадиях седиментогенеза и раннего диагенеза.

С учетом специфических особенностей глинистых минералов в отложениях трансгрессивных и регрессивных частей крупных этапов осадконакопления для восстановления палеогеографической обстановки осадконакопления может быть использован также метод ритмического (циклического, этапного, периодического) анализа. Так, в разрезе отложений Павлово-Посадской скважины [102], накопление которых происходило в целом в морских условиях, породы нижних частей отдельных стратиграфических серий содержат преимущественно диоктаэдрическую гидрослюду, что указывает на трансгрессирующий характер развития бассейна в эти этапы осадконакопления. В верхних частях большинства серий, как правило, отмечается увеличение прослоев, обогащенных смесью ди- и триоктаэдрического лорита (верхи ореховской свиты павлово-посадской серии верхнего рифея), последний из которых в породах верхних частей отдельных серий становится иногда преобладающей ассоциацией (низы дрезнинской свиты ногинской серии нижнего венда), что свидетельствует в этом случае о регрессивных этапах развития водоема. Большой интерес представляет наблюдающийся в указанном разрезе различный характер изменения вулканогенного материала в отдельных частях трансгрессивно-регрессивных циклов. Так, в отложениях трансгрессивных частей циклов, т. е. в открытой системе (нижнекудиновская под-свита павловско-посадской серии, фрязевская свита и самые верхи дрезнинской свиты ногинской серии), этот материал перешел в конечном итоге в монтмориллонит-гидрослюдистые смешаннослойные образования диоктаэдрического типа с содержанием лишь менее 25% разбухающих пакетов, что определяется в этом случае слабой прочностью связи воды, находящейся в межслоевых промежутках их структуры в сочетании с Na-

и Са-катионами. В регрессивных частях циклов, т. е. в закрытой системе, по вулканогенному материалу, например, в отложениях верхней части дрезнинской свиты ногинской серии нижнего венда формировались хлорит-монтмориллонитовые смешанно-слоистые образования триоктаэдрического типа, содержащие до 50% разбухающих пакетов, так как содержащиеся в межслоевых промежутках их структуры молекулы воды находятся в октаэдрической координации с Mg.

Следует заметить, что несмотря на имеющиеся данные об установлении в различных регионах на одном и том же уровне близких по фациальному типу отложений, проявление трансгрессий и регрессий представляет, как указывает А. Л. Яншин [146], по-видимому, не планетарное, а локальное явление. Поэтому ассоциации глинистых минералов в пределах конкретных регионов в трансгрессивно-регрессивных отложениях могут быть несколько различными в зависимости от особенностей материнских пород, климата, масштабов его изменения и длительности отдельных климатических эпох, а также степени постседиментационного изменения накопившегося материала. В частности, регрессия в конце среднеэоценового времени на территории Центрального [93] и прилегающих районов Восточного Предкавказья обусловила возникновение в самом конце черкесского времени и в последующую керестинскую (куберлитовую) эпоху в значительной степени изолированного осолоненного водоема, располагавшегося узкой полосой в широтном направлении в пределах Беломечетской, Северо-Нагутской, Архангельской и Урожайной площадей. В отложениях, соответствующих указанному этапу, на территории указанных площадей развит преимущественно триоктаэдрический хлорит (Mg—Fe-типа) с небольшой примесью гидрослюды и монтмориллонит-гидрослюдистой смешаннослоистой фазы с тенденцией к упорядоченному чередованию пакетов.

Результаты литологических, минералогических и фациальных исследований широко используются для составления палеогеографических карт. Эти карты отражают динамику формирования осадочных образований, включая рельеф водосборной территории, развитие гидрографической сети и положение конечных водоемов стока, что позволяет намечать благоприятные зоны нефтегазообразования и нефтегазонакопления, в том числе и наиболее перспективные площади для геолого-поисковых работ [84].

На литологических картах обычно наносятся зоны развития литологических типов пород, часто с количественным их соотношением в определенном (желательно узком) интервале геологического времени (стратиграфической единицы).

Минералогические карты показывают положение отдельных терригенно-минералогических провинций, распределение глинистых минералов и направление поступления отдельных ми-

нералов в область осадконакопления [24, 34]. Следует обратить внимание, что вследствие большого влияния на свойства глинистых минералов, особенно трехэтажных разновидностей диоктаэдрического типа глубин погружения отложений, содержащих эти минералы, и величины геотермического градиента, свойственного данному региону, схемы распределения глинистых минералов следует строить на тектонической основе и с учетом изменения теплового потока в отдельных частях рассматриваемой территории.

На фациальных картах отражается обстановка осадконакопления. Поэтому они являются генетическими картами, и для их составления привлекаются палеоэкологические и геохимические сведения. На этих картах могут быть отражены обстановки осадконакопления континентального (делювиально-пролювиальные, речные, озерные отложения, осадки внутриконтинентальных бассейнов), переходного (дельтовые и прибрежные отложения — пляжи, бары, валы, косы) и морского типов (мелководные и сравнительно глубоководные осадки, с учетом влияния подводных течений и турбидитных потоков).

Чаще всего составляются литолого-фациальные карты, на которых литологические типы пород накладываются на фациальные зоны осадконакопления. В этом случае литология наносится на карте штрихами, а фации — соответствующими цветами.

Палеогеографические карты отличаются наибольшей сложностью и отражают физико-географическую обстановку геологического прошлого. Они дают представление об областях сноса обломочного материала (состав материнских пород, степень их выветрелости, климат и т. д.), о способе и механизме его переноса (водным, воздушным путем и т. д.), скорости транспортировки, о бассейне и об условиях седиментации в нем материала (генетический тип осадков, гидрохимический и гидродинамический режим водоема, направление течений, температурные условия и т. д.).

В последнее время О. А. Щербаковым [142] предложен новый метод составления палеогеографических карт. Результаты литолого-фациальных исследований наносятся на перфокарты типа К-5. На карте обозначаются фации изученных отложений, над ней — перекрывающих и под ней — подстилающих образований. Затем отмечаются мощности, минералогическая характеристика, структура и текстура пород, содержащаяся в них фауна и флора.

Для сопоставления разрезов пользуются фациальными кривыми [143].

Следует отметить, что наибольшую эффективность дают результаты изучения глинистых минералов для палеогеографических реконструкций при сопоставлении их на большой террито-

рии, особенно в тех случаях, когда отдельные части ее имеют различное тектоническое строение. Так, проведенное Д. Д. Котельниковым [54] исследование глинистых минералов в отложениях майкопской серии в целом в пределах всего позднепалеогенового — ранне- и среднеогенового бассейна Предкавказья (Восточного, Центрального и Западного), позволило впервые дать схему их распределения с учетом трех основных факторов, определяющих особенности указанных минералов в осадочных породах, а именно: характера поступавшего из источников сноса материала, гидрохимии бассейна осадконакопления и степени постседиментационного изменения накопившихся отложений [117].

Изучение особенностей накопления глинистых минералов в пределах крупных геотектонических единиц следует проводить с использованием для этой цели структурно-формационного принципа исследования [64, 109]. Это способствует выяснению эволюции глинистого вещества в связи с этапностью развития отдельных геотектонических элементов земной коры. В частности, на территории Армянской ССР, где широко развиты различные осадочные и вулканогенно-осадочные формации, И. Х. Петросовым [99] показано, что каждый этап тектонической эволюции региона: субплатформенный (многогеосинклинальный), раннегеосинклинальный, позднегеосинклинальный и орогенный — характеризуется специфическими особенностями накопления глинистых минералов и факторами, контролирующими состав их ассоциаций. При этом эволюция глинистого вещества имеет закономерный и необратимый характер во времени, например, каолинитовые и каолинит-гидрослюдистые ассоциации, характерные для субплатформенных и раннегеосинклинальных формаций, сменяются преимущественно хлорит-монтмориллонитовыми, монтмориллонитовыми и палыгорскит-монтмориллонитовыми в формациях позднегеосинклинального и орогенного типов. Такой анализ должен сопровождаться сравнительной оценкой масштабов аллотигенного накопления и аутигенного образования глинистых минералов. Согласно данным И. Х. Петросова, аутигенное образование глинистых минералов происходит в условиях субплатформенных и раннегеосинклинальных формаций и контролируется катагенезом и ранним метагенезом. В позднегеосинклинальных формациях — диагенезом, катагенезом и гидротермальным процессом, в орогенных — главным образом хемогенным процессом в период седиментации и диагенеза. В формациях последних двух этапов глинистый аутигенез связан в основном с преобразованием пирокластического материала, причем тонкий витрокластический пепел кислого состава превращается в монтмориллонит, а за счет крупных пирокластов среднего — основного состава образуется преимущественно обогащенный Fe хлорит.

Как показывают приведенные данные, результаты изучения

глинистых минералов осадочных пород позволяют успешно использовать их для палеогеографических реконструкций.

Однако, учитывая стадийные изменения их под действием непрерывно изменяющихся в разрезе осадочных пород  $p$ ,  $T$  и  $X$  среды, наиболее надежные данные могут быть получены для отложений, не затронутых процессами катагенеза. В этом случае необходимый комплекс исследований глинистых минералов может быть ограничен определением их фазового состава, политипии и структурной упорядоченности, абсолютного возраста, а также комплекса редких и рассеянных элементов, их стабильных изотопов и обменных катионов. Для выявления продуктов переноса, особенно триоктаэдрических минералов, следует использовать, кроме того, методы ДТА и ИКС.

Для отложений, находящихся на стадии изменения, соответствующей зоне начального катагенеза, кроме указанных методов, необходимо обязательно использовать сравнительное электронномикроскопическое исследование морфологии и микродифракционных особенностей глинистых минералов в алевритовых и песчаных разностях пород, включая изучение особенностей начальной стадии аутигенного образования отдельных типов глинистых минералов в первично пронизываемых песчано-алевритовых разностях с помощью растровой электронной микроскопии с прямой идентификацией новообразований рентгеноспектральным методом.

При анализе палеогеографических условий накопления отложений, в которых глины перешли в аргиллиты, т. е. в породы, соответствующие стадии позднего катагенеза, важное значение приобретает установление соотношения количества разбухающих и неразбухающих пакетов в структурах ди- и триоктаэдрических смешаннослойных образований различной генетической природы. Для диоктаэдрических разновидностей это относится к выяснению особенностей материала, в результате изменения которого они могли возникнуть, т. е. за счет аградации монтмориллонита (низкозарядного минерала) или восстановления первично деградированных гидрослюд (высокозарядного минерала). Соответственно, для триоктаэдрических разновидностей это также связано с их генезисом, т. е. с возникновением указанных фаз либо путем трансформации первичных глинистых минералов преимущественно разбухающего типа, или даже прямого синтеза из растворов, что обуславливает формирование в этом случае низкозарядных разновидностей (хлорит-монтмориллонитов), либо путем промежуточного изменения ряда темноцветных минералов (биотит, флогопит, пироксены, амфиболы) в корах выветривания основных и ультраосновных пород, что определяет возникновение высокозарядных разновидностей (хлорит-вермикулитов).

Это дает основание сделать вывод, что во всех трех зонах осадочного чехла земной коры глинистые минералы могут быть

с успехом использованы для палеогеографических построений, и лишь в зоне метазенеза, где происходит полная перекристаллизация материала, т. е. первичные глинистые минералы переходят в серицит и хлорит, реконструкция условий седиментации осадков по данным изучения указанных минералов проводится пока не может. Однако по мере более широкого применения при исследовании глинистых минералов структурного анализа (с определением координат атомов и межатомных расстояний) для целей восстановления обстановки осадконакопления будут использоваться, по-видимому, все минералы слоистого типа независимо от степени их изменения.

РАСЧЛЕНЕНИЕ И КОРРЕЛЯЦИЯ  
НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ТОЛЩ

Результаты изучения глинистых минералов имеют весьма важное значение для выделения определенных комплексов осадочных пород и их сопоставления как в пределах отдельных районов, так и в межрегиональном масштабе, особенно в разрезах, слабо охарактеризованных фауной (микрофауной), а тем более в немых толщах.

Использование глинистых минералов для расчленения и корреляции осадочных толщ, так же как и при палеогеографических реконструкциях, характеризуется существенными различиями в каждой из трех зон осадочного чехла земной коры. В этом отношении, если одни свойства или особенности глинистых минералов одинаково актуальны при выделении и сопоставлении отдельных толщ, независимо от степени их постседиментационного преобразования, то другие характерны только для определенной стадии изменения осадочных пород. Поэтому изучение глинистых минералов в этом случае должно включать два основных этапа.

Первый этап, касающийся общих данных о глинистых минералах, основывается на тщательной диагностике всех разновидностей глинистых минералов, присутствующих во фракции мельче 0,001 мм пород. В этом случае идентификация их не должна ограничиваться только фазовым анализом, а обязательно включать определение политипных модификаций глинистых минералов и степени совершенства их структуры. Большую роль играет также сравнительный анализ значений параметра  $b$  элементарных ячеек минералов, что отражает состав октаэдрических сеток слоистых силикатов. Сюда относятся также изучение редких и рассеянных элементов, содержащихся в глинистых минералах-носителях, т. е. элементов, унаследованных от исходных пород в областях сноса, а также определение общей емкости поглощения, типа обменных катионов и изотопного состава глинистых минералов. Ряд этих свойств может быть отнесен к типоморфным признакам, характеризующим особенности возникновения указанных минералов в областях денудации.

Второй этап связан с оценкой генетической природы установленных в породах глинистых минералов и выявлением разностей или ассоциаций их, отражающих либо специфические фациальные условия накопления аллотигенных или образования аутигенных глинистых минералов слоисто-цепочечного типа (наи-

более ранняя генерация), либо определенную стадию постседиментационного преобразования пород и изменения первичных и возникновения вторичных глинистых минералов слоистого типа (различные этапы поздней генерации).

В верхней зоне осадочного чехла земной коры, т. е. в весьма слабо измененных отложениях, расчленение их на отдельные толщи и корреляция последних между собой может с успехом осуществляться по особенностям фазового состава аллотипенных глинистых минералов. Необходимым условием, в этом случае является накопление указанных глинистых минералов в фациальной обстановке, сходной с условиями их формирования в областях сноса, что исключает воздействие на них наложенных процессов изменения, за счет контрастности среды.

Наибольшая эффективность использования результатов изучения минералов этого генетического типа наблюдается в отложениях, накапливавшихся в результате периодического поступления материала из разных источников сноса. Так, например, большая пестрота ассоциаций глинистых минералов в континентальных отложениях мезозойского возраста Западной Якутии, включая толщи, сложенные гидрослюдой, каолинитом и монтмориллонитом [38], связана с размывом и переотложением продуктов кор выветривания, развитых на различных по химическому и минералогическому составу породах. В результате размыва кор выветривания на терригенно-карбонатных породах нижнего ордовика в мезозойских отложениях накапливалась ассоциация, которая содержит наряду с полубеспорядочным каолинитом гидрослюду политипной модификации  $2M_1$  и монтмориллонит-гидрослюдистое смешаннослойное образование, которому свойствен политип  $1M$ . Последняя фаза при размыве наиболее нижних горизонтов характеризуется некоторыми элементами упорядоченности в чередовании пакетов, что отражает унаследованность этого признака от исходных сильно измененных пород нижнего ордовика. Продукты выветривания туфогенных пород кроме хлорита вермикулита, монтмориллонита, серпентина и вермикулит-монтмориллонитового смешаннослойного образования неупорядоченного типа, включают каолинит, ассоциирующий в отдельных профилях выветривания с галлуазитом. При этом оба последних минерала отличаются в рассматриваемом случае низким совершенством структуры. Соответственно, указанный выше характер чередования различных пакетов в структуре вермикулит-монтмориллонитовой смешаннослойной фазы является, по В. А. Дрицу и Б. А. Сахарову [30], характерным признаком формирования ее в условиях низких термодинамических параметров среды, что свойственно зоне гипергенеза. Из коры выветривания слабо выветрелых долеритов поступает в основном обогащенный  $Al$ , т. е. диоктаэдрический монтмориллонит ( $b=8,93 \text{ \AA}$ ), содержащий только  $Na$  в межслоевых промежутках, а также ди-триоктаэдрический

Mg-Fe<sup>3+</sup> монтмориллонит ( $b=9,03 \text{ \AA}$ ) с Са и Mg в межслоевых промежутках. Эти разновидности монтмориллонита преобладают в низах разреза. Следует заметить, что Na-монтмориллонит образуется в коре этого типа в результате непосредственной кристаллизации из растворов, о чем свидетельствует локализация его в виде мономинеральной фазы в тонких прожилках долеритов [39]!. В связи с образованием при низких термодинамических параметрах среды этот минерал, естественно, быстрее всего разрушается в верхней зоне коры выветривания, и в ней на рассматриваемой стадии выветривания долеритов за счет некоторой диоктаэдризации присутствует монтмориллонит промежуточного типа ( $b=9,0 \text{ \AA}$ ). Кроме того, в низах этой коры отмечается вермикулит ( $b=9,20 \text{ \AA}$ ), реликты которого с некоторыми элементами диоктаэдризации ( $b=9,18 \text{ \AA}$ ) сохраняются вплоть до верхних частей разреза. В разрезах более выветрелых долеритовых толщ вермикулит присутствует только в самых низах, причем он характеризуется в этом случае еще более высокой диоктаэдризацией ( $b=9,13 \text{ \AA}$ ). Соответственно ассоциирующий с ним монтмориллонит также более обогащен трехвалентными катионами ( $b=8,94 \text{ \AA}$ ). В остальной толще вермикулит отсутствует и появляется смешаннослойное образование, аналогичное содержащемуся в верхних частях коры выветривания туфогенных пород.

Продукты гипергенного изменения кимберлитов в низах разреза содержат монтмориллонит, обогащенный Са и Mg в межслоевых промежутках и Mg+Fe (Fe<sup>3+</sup>+Fe<sup>2+</sup>) в октаэдрических сетках, а также монтмориллонит-гидрослюдистую смешаннослойную фазу с тенденцией к упорядоченному чередованию пакетов. Эти фазы по всему разрезу ассоциируют с гидрослюдой 1М, которая генетически связана с изменением флогопита [48], что подчеркивает унаследованность политипии при твердофазных превращениях этого минерала [137]!. В верхах разреза различные пакеты смешаннослойной фазы статистически характеризуются как упорядоченным, так и неупорядоченным чередованием их в отдельных кристаллах. Монтмориллонит в верхней части разреза несколько обогащается Na в межслоевых промежутках, причем по значению  $b \approx 8,93 \text{ \AA}$  в октаэдрических позициях его структуры содержится в основном Al и частично Fe<sup>3+</sup>. Кроме этих фаз, в отдельных частях коры присутствуют хлорит как с «нормальной», так и с «дефективной» структурой из пакетов  $\sigma'$  и  $\sigma$ , соответственно, Mg- или Fe—Mg-типа, а также серпентин [129], который в нижних частях относится к сочетанию структурных типов А и В, а в верхних — только А, что связано с большей устойчивостью последнего в зоне гипергенеза. Денудация указанных кор в различные отрезки мезо-

зойского времени приводила к обогащению отдельных толщ продуктами выветривания определенного типа. Как известно [38], переотложение продуктов выветривания в мезозойское время на территории Западной Якутии происходило в водоемах континентального типа (осадки делювиально-пролювиальных и аллювиальных фаций). Поэтому направленность последующего изменения их на стадии мото- и седиментогенеза имела близкий характер с процессами, протекавшими при формировании элювия. Мезозойские отложения, накопление которых в рассматриваемом районе происходило в основном за счет размыва указанных кор, имеют сравнительно небольшую мощность и залегают на весьма малых глубинах. Такие фациальные и геотектонические особенности формирования указанных отложений обусловили слабую степень их постседиментационного изменения, которая соответствует лишь стадиям диагенеза — протокатагенеза. Отсюда следует, что в рассматриваемых отложениях как глинистого, так и песчано-алевритового типа присутствуют исключительно аллотигенные разновидности глинистых минералов, связанные с поступлением их только из областей сноса. Все это определило близость геохимических условий и термодинамических параметров среды в зонах как денудации, так и осадконакопления. Сочетание указанных факторов открывает поэтому возможность использования указанных типоморфных признаков для идентификации по ним источников накопления мезозойских отложений Западной Якутии, а также для расчленения и корреляции указанных осадочных толщ континентального происхождения, независимо от литологического типа слагающих их пород. Для этой цели могут быть использованы либо одни и те же разновидности глинистых минералов, но возникшие в разных типах кор выветривания, либо специфические парагенезисы типоморфных минералов, характерные только для определенного типа кор выветривания.

При указанной весьма резкой смене глинистых минералов в разрезе расчленение его на отдельные толщи и их корреляция между собой могут быть получены не только по данным фазового состава, политипии и степени совершенства структур глинистых минералов, но и по результатам определения емкости поглощения фракции мельче 0,001 мм. Изучение количественного соотношения главнейших обменных катионов (Na K, Mg и Ca), кроме выяснения условий осадконакопления, также может быть использовано для решения указанных задач. В частности, результаты таких определений в комплексе с приведенными выше данными других методов были с успехом применены Н. Н. Зинчуком и др. [38] для стратификации и сопоставления рассмотренных выше мезозойских отложений Западной Якутии.

Одним из примеров успешного использования результатов изучения глинистых минералов для расчленения и корреляции слабо измененных отложений, но с некоторыми элементами на-

ложенных процессов, за счет накопления их в этом случае в со-  
лоноватоводной среде опресняющегося во времени бассейна, яв-  
ляется межрегиональное сопоставление отдельных свит майкоп-  
ской серии Предкавказья по особенностям накопления указан-  
ных минералов в отдельные этапы позднепалеогенового — ран-  
не- и среднемиоценового времени [54, 117].

Образование аутигенных глинистых минералов в слабо изме-  
ненных породах может происходить только в специфической  
фациальной обстановке и при особых климатических условиях.  
Например, при высокой минерализации водной среды бассей-  
на седиментации, т.е. в резко контрастных по сравнению с прес-  
новодными водоемами гидрохимических условиях, происходит  
образование палыгорскита или сепиолита. Эти минералы могут  
быть в ряде случаев представлены в осадочных породах одно-  
родными пластами, содержащими Mg-силикатные минералы хе-  
могенного (сингенетичного) происхождения. В связи с тем, что  
сепиолит и палыгорскит, принадлежащие соответственно к три-,  
либо ди-триоктаэдрическому типу, приурочены к фациям осо-  
лоненных лагун, т.е. заключительным этапам трансгрессивно-  
регрессивных циклов осадконакопления в условиях аридного  
климата, по наличию указанных минералов в разрезе отдельных  
толщ последние могут быть сопоставлены на весьма значитель-  
ной территории. Например, интенсивное развитие в отложениях  
позднего карбона пластов сепиолита [110] в полосе, протяги-  
вающейся от Лысково (Горьковская область) через Порецкое,  
Мелекесс к Красной Поляне (Татария), позволило уверенно со-  
поставить указанные отложения на весьма значительной тер-  
ритории.

При погружении отложений на глубины, соответствующие, с  
учетом возраста пород и, самое главное, геотермического гра-  
диента, средней зоне осадочного чехла земной коры, слагающие  
их породы характеризуются частичным переходом монтморил-  
лонита в монтмориллонит-гидрослюдистые смешаннослойные  
образования с содержанием в них не менее 40% разбухающих  
пакетов. Одновременно с этим в этой зоне начинается образова-  
ние в проницаемых породах таких аутигенных глинистых ми-  
нералов слоистого типа ранней генерации, как шамозит, обогащен-  
ный Fe хлорит, а также каолинит, изометричнопластинчатый гла-  
уконит и удлиненночешуйчатый монтмориллонит.

В связи с более значительной ролью разбухающих пакетов в  
формировании общей дифракционной картины [30] указанная  
смешаннослойная фаза при небольшом содержании неразбухаю-  
щих пакетов по рентгеновским данным почти аналогична соб-  
ственно монтмориллониту. Кроме того, преобладание в этой зоне в  
целом аллотигенных глинистых минералов и устойчивость в ней  
разновидностей, которые свойственны зоне гипергенеза, сближает  
ее с верхней частью осадочного чехла земной коры. Поэтому  
расчленение и корреляцию терригенных толщ с использованием

глинистых минералов следует проводить в этом случае в основном по разностям их, поступавшим из источников сноса.

Наиболее существенная дифференциация глинистых минералов, в зависимости от их генезиса, происходит в нижней зоне разреза. В глинистых породах этой зоны диоктаэдрические разбухающие минералы переходят в смешаннослойные образования с содержанием менее 40% лабильных пакетов. В свою очередь, в песчано-алевритовых породах максимальное развитие получают такие аутигенные минералы слоистого типа поздней генерации, как удлиненно-пластинчатая разновидность гидрослюды. Это отражает либо обстановку осадконакопления (при унаследованном характере среды, т. е. наличии закрытой системы), либо условия, возникшие в отдельных пластах в процессе постседиментационного изменения пород (при зависимости характера среды от гидрологических особенностей развития седиментационного бассейна, т. е. наличия открытой системы), и также может быть использовано в разрезе рассматриваемой зоны для расчленения и корреляции осадочных толщ.

В связи с неравномерным изменением разбухающих минералов различной природы в зоне с повышенными термобарическими параметрами среды большое значение приобретает дифференцированное выделение в разрезе продуктов как аградации собственно монтмориллонита (с низкочарядными лабильными пакетами), так и восстановления первичных свойств трехэтажными минералами разбухающего типа (с высокозарядными лабильными пакетами), возникающими за счет деградации слюд.

Так, в пределах Восточно-Чуйской впадины А. И. Конюховым и др. [46]' на основе указанных выше признаков установлены резкие различия в природе первичных разбухающих минералов в ниже- и среднекаменноугольных отложениях (по разрезу скв. 3 Панфиловской площади) по сравнению с палеоген-неогеновыми отложениями (по разрезу скв. 6 Серафимовской площади).

Четко выраженная способность монтмориллонита вулканогенного происхождения медленнее фиксировать К разбухающими слоями может быть использована для сопоставления разрезов и в наиболее древних сильно измененных отложениях при наличии в них указанного минерала, особенно если он локализуется в виде относительно тонких прослоев, устойчиво прослеживающихся на значительной площади.

В этом случае Д. Д. Котельниковым и В. В. Кирсановым [63]' присутствие продуктов изменения первичного монтмориллонита было использовано для корреляции нижневендских отложений (редкинской свиты) Московской синеклизы. В пределах этой территории редкинские отложения (в составе вяземских, нелидовских и бородинских слоев) погружаются в северо-восточном направлении. При этом, если в Оршанской впадине подошва их вскрыта на абсолютных отметках  $-550 \div -913$  м, а в Па-

челмском прогибе —969÷—1300 м, то в Солигаличском прогибе она имеет отметку —2646÷—2954 м. Одновременно с этим увеличивается мощность редкинской свиты от 47—52 м на юго-западе синеклизы до 250—450 м на северо-востоке. В разрезе глинистых толщ вяземских и нелидовских слоев на громадной территории Московской синеклизы прослеживаются вулканогенно-осадочные маркирующие пачки коричневых аргиллитов, сопровождаемые пепловыми туфами кислого, среднего и реже основного состава, а также близкие к монтмориллонитовым глины. Выше пачек коричневых аргиллитов в нелидовских слоях залегают маркирующие пачки темно-серых и черных аргиллитов, обогащенных органическим веществом.

Как показали полученные нами данные, наименьшие постседиментационные изменения пород наблюдаются в Оршанской впадине. При этом на западе территории в связи со сравнительно небольшими глубинами залегания пород (порядка 700 м) не наблюдается изменения монтмориллонита вулканогенного происхождения, характеризующегося низким межслоевым зарядом (до 0,25), а также перехода деградированных гидрослюд, имеющих высокий заряд (1), в практически неразбухающие разности. В то же время восточнее, где породы залегают несколько глубже (порядка 900 м), под действием более высоких давлений и особенно температур в маркирующих пачках коричневых аргиллитов, сложенных деградированной гидрослюдой, наблюдается частичная фиксация К разбухающими пакетами указанного минерала.

Аналогично этому в Пачелмском прогибе, где маркирующие пачки залегают на глубинах порядка 1000—1100 м, разбухающий компонент деградированных гидрослюд в коричневых аргиллитах входит в состав смешаннослойных образований. Наоборот, туфогенный монтмориллонит, присутствующий в виде тонких прослоев в пачках указанных аргиллитов, не претерпевает изменений. Сохранность монтмориллонита, например в Яренском прогибе, прослеживается до глубины порядка 2000 м.

Сорбция К и Al вулканогенным монтмориллонитом, что, как известно [161, 162], необходимо для перехода его в смешаннослойное образование, широко отмечается лишь на северо-востоке Московской синеклизы, в Солигаличском прогибе, где вяземско-нелидовские отложения залегают на глубине около 3000 м. Следует заметить, что для преобразования монтмориллонита, кроме более высоких, чем для деградированных гидрослюд, термодинамических параметров среды и наличия в ней К, важное значение имеют условия накопления аллотиченного материала. В частности, накопление монтмориллонита в виде мощных толщ без существенной примеси грубозернистого материала способствует большей его сохранности. В то же время в тонких прослоях, особенно при значительном содержании в них грубозернистого материала, который определяет повышен-

ную проницаемость пород и возможность проникновения в них высокоминерализованных растворов, монтмориллонит более энергично переходит либо в монтмориллонит-гидрослюдистые смешаннослойные образования, вплоть до стадии К-бентонита (при наличии в среде К), либо в хлорит-монтмориллонит и хлорит (при наличии в среде Mg).

Это показывает, что разбухающие глинистые минералы различной природы преобразуются при неодинаковых термодинамических условиях. Использование этой закономерности позволило уверенно выделить в разрезе вулканогенные прослои, особенно когда слагающий их материал не сохранил характерных для пирокластолитов признаков.

В более сильно измененных отложениях, например в докембрийских отложениях Сибирской платформы, реликтовые особенности первичного монтмориллонита могут быть весьма сильно завуалированы наложенными процессами интенсивного катагенетического преобразования первичного материала. Поэтому в таких случаях, кроме получения данных о фазовом составе и относительном содержании разбухающих пакетов в структуре монтмориллонит-гидрослюдистых смешаннослойных образований, необходимо выяснять также степень их гомо-или гетерогенности, а также структурную упорядоченность и, самое главное, — политипию минералов трехэтажного типа. В частности, это было использовано Д. Д. Котельниковым и другими для расчленения разреза рифейских отложений в пределах Омолонского массива. В пределах рассматриваемого массива с размывом на гнейсах архея залегают гравелиты и песчаники, переходящие вверх по разрезу в алевролиты и аргиллиты нючалинской свиты. Выше лежащие отложения заросшинской свиты имеют трехчленное строение. Нижняя и верхняя части представлены карбонатными породами, а средняя — песчаниками. В кровле рифейских отложений залегают терригенные породы ольдянской свиты.

Выветрелые гнейсы архея на дифрактометрической кривой воздушно-сухого препарата фракции мельче 0,001 мм характеризуются при записи ее со скоростью  $1^\circ/\text{мин}$  (рис. 6, а) интенсивным рефлексом с межплоскостным расстоянием  $10,1 \text{ \AA}$ , который имеет почти симметричную форму, тогда как отражения  $4,98$  и  $3,32 \text{ \AA}$  отличаются резко пониженной интенсивностью (отношения  $I \frac{10,0}{5,0} \text{ \AA} \sim 5$  и  $I \frac{10,0}{3,33} \text{ \AA} \sim 2,5$ ). При этом рефлекс  $4,98 \text{ \AA}$  имеет слабую асимметрию со стороны меньших углов  $\theta$ , а отражение  $3,32 \text{ \AA}$  осложнено слабыми рефлексами со значениями  $3,27$  и  $3,36 \text{ \AA}$  у его основания. При записи кривой со скоростью  $0,25^\circ/\text{мин}$  отражения, кратные  $10,0 \text{ \AA}$ , сохраняют указанную выше симметричную форму (рис. 6,  $a_1$ — $a_3$ ). После насыщения образца этиленгликолем на дифрактограммах (рис. 6, б,  $b_1$ ) появ-

ляется максимум со значением  $9,94\text{--}9,96\text{ \AA}$  и более слабые рефлексы  $10,0\text{--}10,3\text{ \AA}$ , а также отражение со значением  $9,78\text{--}9,81\text{ \AA}$ , в результате чего рефлекс  $9,98\text{ \AA}$  получает существенное расширение у основания. Появляется, кроме того, слабая двухсторонняя асимметрия отражения со значением около  $5\text{ \AA}$  (рис. 6, б, б<sub>2</sub>).

В то же время асимметрия рефлекса  $3,32\text{ \AA}$  со стороны более высоких значений углов  $\theta$  почти исчезает, за счет чего происходит некоторое общее его расширение, однако слабое отражение со стороны меньших углов  $\theta$  сохраняется (рис. 6, б, б<sub>3</sub>). После насыщения образца глицерином (рис. 6, в, в<sub>1</sub>) основной рефлекс рассматриваемой фазы приобретает более узкий профиль с максимумом  $9,94\text{ \AA}$ , а со стороны меньших углов  $\theta$  отмечается ряд более слабых отражений (от  $9,98$  до  $10,3\text{ \AA}$ ). По сравнению с дифрактометрической кривой образца, сольватированного этиленгликолем (рис. 6, б, б<sub>3</sub>), в этом случае появляется заметная асимметрия пика  $3,32\text{ \AA}$  со стороны меньших углов  $\theta$  (рис. 6, в, в<sub>3</sub>). Такой характер реакций рассматриваемого минерала с органическими наполнителями свидетельствует, что он представляет собой монтмориллонит-гидрослюдистое смешаннослойное образование с содержанием менее 20% разбухающих пакетов, которые с тенденцией к упорядоченности чередуются с разбухающими. При прокаливании образца до  $600^\circ\text{C}$  в течение 2 ч на дифрактограмме (рис. 6, г—г<sub>3</sub>) за счет сжатия кристаллической решетки возникает практическая единая серия интенсивных рефлексов, кратных  $9,8\text{ \AA}$  ( $9,83$ ;  $4,87$ ;  $3,25\text{ \AA}$ ). Соответственно, отражения, кратные  $10\text{ \AA}$  и относящиеся к собственно гидрослюде, отмечаются лишь в виде слабой асимметрии указанной выше основной серии рефлексов. Обработка материала 10%-ной HCl (рис. 6, д—д<sub>3</sub>) приводит только к исчезновению незначительной примеси триоктаэдрического хлорита, тогда как смешаннослойная фаза и незначительная примесь гидрослюды не претерпевают видимых изменений, что указывает на диоктаэдрический тип их структуры. При этом, судя по относительно симметричному профилю рефлексов, в том числе отражения со значением  $3,32\text{ \AA}$  при различных обработках материала (рис. 10, а—д), соотношение разбухающих и неразбухающих слоев в отдельных частицах является весьма близким [21]. Слюдopodobные пакеты в структуре смешаннослойной фазы характеризуются определенным дефицитом К, так как в указанной фазе содержится немногим более 9%  $\text{K}_2\text{O}$  (табл. 4, обр. 300/2), однако последний распределен в ее структуре весьма равномерно. Это, а также отмеченная выше высокая степень гомогенности частиц по количественному содержанию в них различных пакетов позволяет считать, что рассматриваемая смешаннослойная фаза генетичес-

Электронно-графическая характеристика минералов гидрослюдистого типа  
из отложений архей-рифейского возраста Омолонского массива (фракция мельче 0,001 мм)

Номер образца	Стратиграфическое подразделение	Литологический тип пород	Параметры элементарной ячейки $\overset{\circ}{A}$ и в град.				Политипные модификации		Степень совершенства структуры
			a	b	c	$\beta$	преобла-дающей фазы	подчинен-ной фазы	
302/5 (исх.)	Заросшинская свита рифея	Песчаник серый кварцевый мелко-зернистый	5,18	8,98	20,1	96° 06'	2M <sub>1</sub>	1M	Хорошая
300/12 (исх.)	Низы нижней под-свиты нючалин-ской свиты рифея	Песчаник серый кварцитовидный средне- и мелко-зернистый	5,19	9,00	10,1	100° 48'	1M	2M <sub>1</sub>	Средняя — низ-кая
300/2 (исх.)	Архей	Выветрелый свет-ло-серый пнейс	5,19	9,00	10,1	100° 24'	1M		Хорошая
300/2 (600°C)	»	То же	5,18	8,97	9,99	100° 18'	1M		Средняя — низ-кая

ки связана с аградацией монтмориллонита, возникшего при выветривании гнейсов архея. Отсюда следует, что она аналогична К-бентонитам, но представляет в данном случае более глубокую стадию изменения указанного минерала, чем в карбоне Панфиловской площади Восточно-Чуйской впадины [46]<sup>1</sup>. Связь этой фазы с монтмориллонитом подчеркивается также присущей ей однослойной политипной модификацией (1М). При этом, значения параметров элементарной ячейки исходного образца (табл. 4, обр. 300/2), аналогично рентгеновским данным (рис. 6,  $z-z_3$ ), уменьшаются после прокаливании образца до 600°C.

На размытых гнейсах архея залегают базальные горизонты нючалинской свиты рифея, содержащие близкую с подстилающими породами ассоциацию глинистых минералов.

Выше по разрезу развиты серые средне- и мелкозернистые песчаники, на дифрактограммах воздушно-сухих препаратов фракции мельче 0,001 мм которых (рис. 14, *a, a\_1*) отмечается сильный рефлекс 9,98—10 Å, осложненный менее интенсивным отражением со значением 10,2 Å. Соответственно, рефлекс 3,33 Å (рис. 14, *a, a\_3*) характеризуется резко выраженным, но постепенным спадом интенсивности в сторону увеличения углов  $\theta$ . После насыщения образца этиленгликолем (рис. 14, *б, б\_1*) наряду с четко выраженным рефлексом 10 Å появляется интенсивное отражение со значением 9,94 Å и несколько уменьшается асимметрия рефлекса 3,33 Å (рис. 14, *a, a\_3*). При насыщении образца глицерином профиль отражения, соответствующего смешанно-слойной фазе, как и в рассмотренных выше гнейсах архея (рис. 6, *a-d*), становится более узким, с двумя максимумами 9,94 и 10 Å (рис. 14, *в, в\_1*), а рефлекс 3,32—3,34 Å (рис. 14, *в, в\_3*) значительно расширяется у основания (со стороны меньших углов  $\theta$ ). Необходимо подчеркнуть, что дифрактометрические кривые как воздушно-сухих, так и насыщенных органическими наполнителями образцов характеризуются в этом случае четко выраженной асимметрией 10 и особенно 3,33-Å отражений в направлении увеличения углов  $\theta$  (рис. 14, *a-в*). После прокаливании образца при 600°C в течение 2 ч происходит сжатие кристаллической решетки минерала, в связи с чем на дифрактограмме (рис. 14, *г-г\_3*) возникает серия рефлексов, кратных 9,8 Å (9,80—9,82; 4,89—4,90; 3,26—3,27 Å)<sup>1</sup>. Одновременно с этим в подчиненном количестве фиксируется также фаза, характеризующаяся отражениями, кратными 10 Å. Устойчивость этих фаз к HCl (рис. 14, *д-д\_3*) указывает на диоктаэдрический тип их структуры. Отмеченная выше асимметрия 10 и 3,33-Å рефлек-

<sup>1</sup> Рефлекс 4,09 Å (рис. 14, *г*) связан с появлением кристобалита.

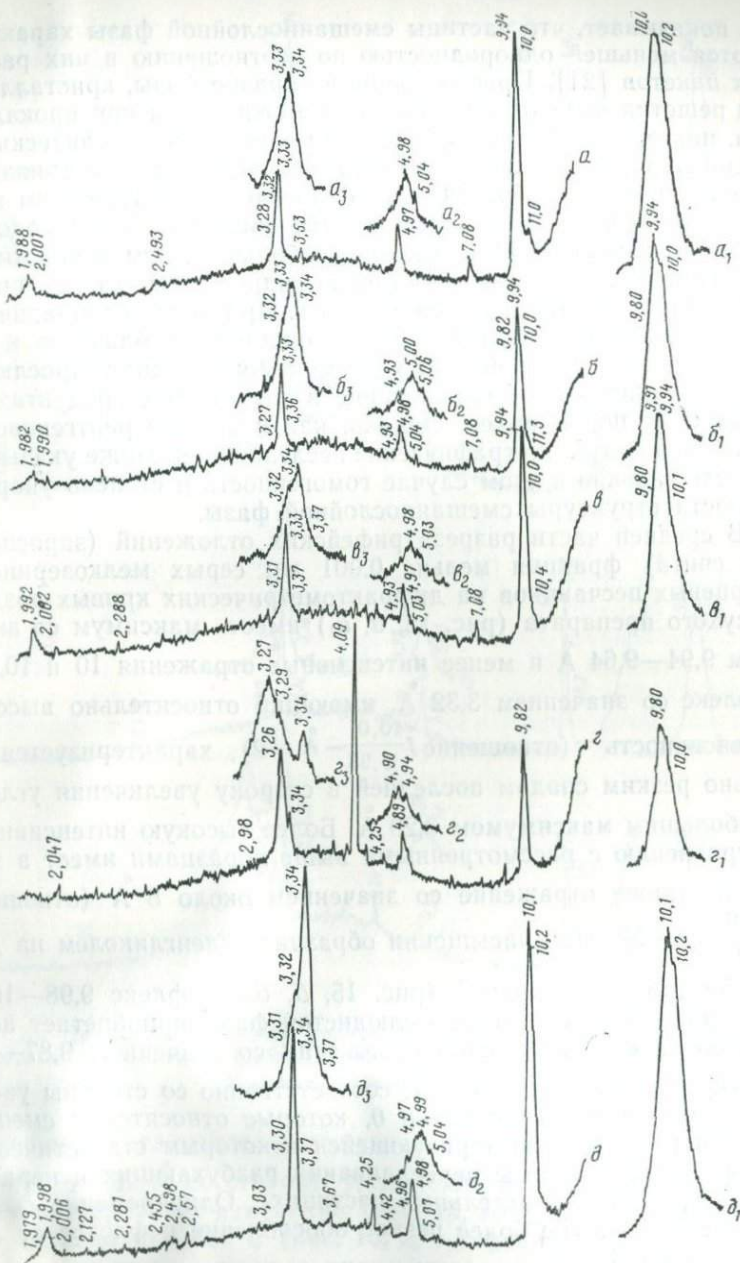


Рис. 14. Дифрактометрические кривые песчаника серого кварцитовидного средне- и мелкозернистого, Восточная Сибирь, Омолонский массив, нижняя часть нючалинской свиты.

Условные обозначения см. рис. 6

сов показывает, что частицы смешаннослойной фазы характеризуются меньшей однородностью по соотношению в них различных пакетов [21]. Преобладание в образце фазы, кристаллическая решетка которой довольно резко сжимается при прокаливании, подчеркивается и результатами электронно-графических исследований. По данным указанного метода, в рассматриваемых породах (табл. 4, обр. 300/12) аналогично подстилающим породам присутствует в основном диоктаэдрическая слюдоподобная фаза модификации 1М с несколько большей, чем в подстилающих породах, примесью собственно гидрослюды, характеризующейся двухслойным политипом ( $2M_1$ ). При этом преобладающая фаза связана с изменением монтмориллонита, близкого к разности, за счет которой возникло монтмориллонит-гидрослюдистое смешаннослойное образование в измененных продуктах выветривания пород архея. Однако, как и данные рентгеновского анализа, электронно-графические исследования также указывают на более низкие в этом случае гомогенность и степень упорядоченности структуры смешаннослойной фазы.

В средней части разреза рифейских отложений (заросшинская свита) фракция мельче 0,001 мм серых мелкозернистых кварцевых песчаников на дифрактометрических кривых воздушно-сухого препарата (рис. 15, а,  $a_1$ ) имеет максимум со значением 9,94—9,64 Å и менее интенсивные отражения 10 и 10,2 Å. Рефлекс со значением 3,32 Å, имеющий относительно высокую интенсивность (отношение  $I_{\frac{10,0}{3,32}} - \text{Å} = 2$ ), характеризуется довольно резким спадом последней в сторону увеличения углов  $\theta$  с небольшим максимумом 3,29 Å. Более высокую интенсивность по сравнению с рассмотренными выше образцами имеет в этом случае также отражение со значением около 5 Å (отношение  $I_{\frac{10,0}{5,0}} - \text{Å} = 3$ ). При насыщении образца этиленгликолем на дифрактометрической кривой (рис. 15, б,  $b_1$ ) рефлекс 9,98—10 Å, принадлежащий собственно слюдистой фазе, приобретает асимметрию за счет появления отражений со значением 9,87—9,85 и 9,91, а также 10,2 и 10,4 Å, соответственно со стороны увеличения или уменьшения углов  $\theta$ , которые относятся к смешаннослойной фазе, характеризующейся некоторым статистическим распределением нормы переслаивания разбухающих и неразбухающих пакетов в отдельных частицах. Одновременно с этим наблюдается также более резкое обособление рефлекса со значением 3,32 Å, однако асимметрия в направлении увеличения углов  $\theta$  сохраняется (рис. 15, б,  $b_3$ ). При насыщении образца глицерином (рис. 15, в,  $v_1$ ), вследствие смещения отражений смешаннослойной фазы в сторону меньших углов  $\theta$ , профиль 10-

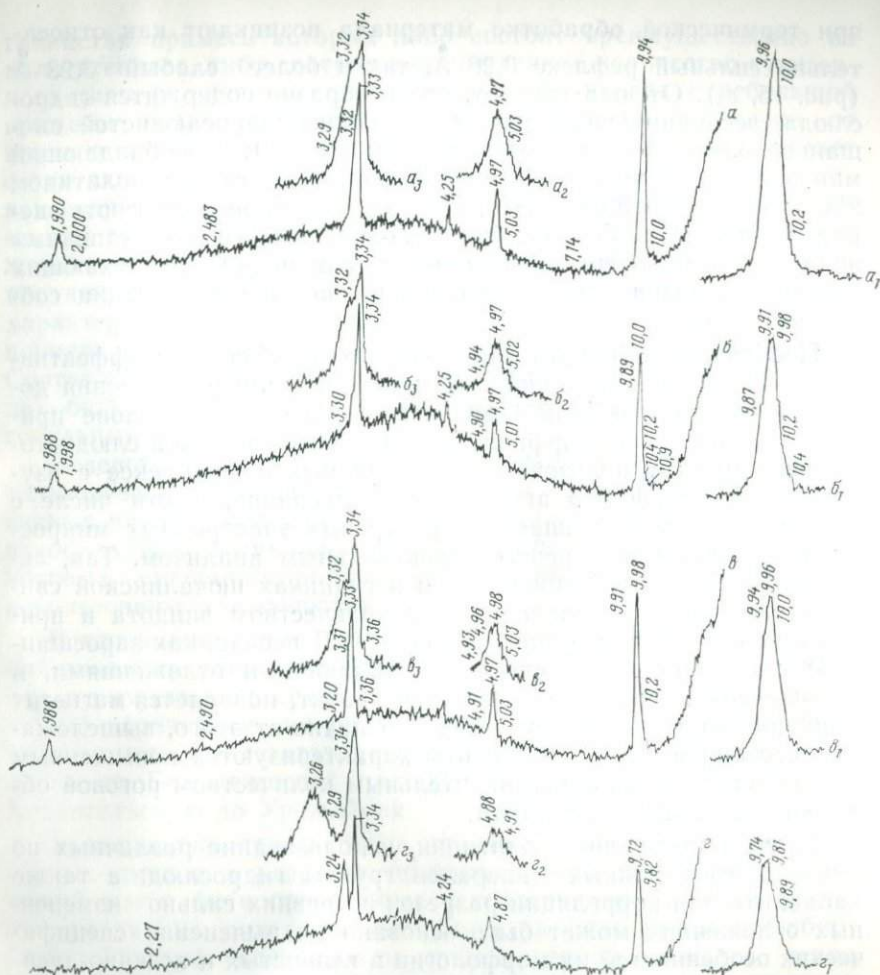


Рис. 15. Дифрактометрические кривые песчаника серого, кварцевого мелко-зернистого, Восточная Сибирь, Омолонский массив, зарсинская свита. Условные обозначения см. рис. 6

-Å рефлекса становится более узким. В то же время, асимметрия рефлекса  $3,32 \text{ \AA}$  со стороны увеличения значений углов  $\theta$  почти не претерпевает изменений (рис. 15, *в*, *в*<sub>3</sub>). После прокаливании образца при  $600^\circ\text{C}$  (рис. 15, *г*, *г*<sub>1</sub>) фиксируется в основном два максимума со значением  $9,74$  и  $9,81 \text{ \AA}$ , а также более слабый —  $9,89 \text{ \AA}$ . Более высокие порядки расщепляются на несколько серий. В частности, за счет отражения  $3,32 \text{ \AA}$  (рис. 15, *а*<sub>3</sub>)

при термической обработке материала возникают как относительно сильный рефлекс  $3,26 \text{ \AA}$ , так и более слабый  $3,28 \text{ \AA}$  (рис. 15,  $z_3$ ). Отсюда следует, что в образце содержится гидрослюда, ассоциирующая с монтмориллонит-гидрослюдистой смешаннослойной фазой гетерогенного типа [21]. Преобладающий минерал, по данным электронографии, представлен политипом  $2M_1$  (табл. 4, обр. 302/5). Это, а также указанное выше соотношение интенсивностей отражений позволяет отнести его к типичным продуктам постседиментационного изменения разбухающих минералов, возникших первоначально за счет деградации собственно слюд.

Необходимо обратить внимание, что наибольшую эффективность использования глинистых минералов для расчленения докембрийских отложений Омолонского массива на основе приведенных выше типоморфных особенностей минералов слюдистого типа имеет использование этих данных в комплексе с изучением типоморфизма аксессуарных минералов, в том числе с помощью высокоразрешающих растровых электронных микроскопов в сочетании с рентгеноспектральным анализом. Так, ассоциация указанных минералов в песчаниках нючалинской свиты характеризуется значительным количеством эпидота и присутствием в некоторых пачках граната. В песчаниках заросшинской свиты, по сравнению с подстилающими отложениями, в повышенном количестве отмечается апатит, появляется магнетит и полностью исчезает турмалин. В отличие от этого, вышележащие песчаники ольдянской свиты характеризуются повышенным содержанием турмалина, значительным количеством роговой обманки и отсутствием апатита.

Кроме определения политипии, использование различных по генезису трехэтажных минералов группы гидрослюд, а также каолинита для корреляции разрезов в древних сильно измененных отложениях может быть основано на выяснении специфических особенностей их морфологии в глинистых и песчано-алевритовых породах. В частности, проведенные Д. Д. Котельниковым [51] электронномикроскопические исследования отдельных пачек пашийских отложений (низы верхнего девона) ряда площадей юго-восточной части Татарии показало, что вторая, четвертая и шестая пачки, разделяющие продуктивные (I—VII) пласты, представлены различными породами. В связи с накоплением каждой из указанных пачек в специфических фациальных условиях, они слагаются определенными литологическими типами пород. Соответственно каждый литологический тип пород характеризуется различными ассоциациями глинистых минералов, которые отличаются как фазовым составом, так и морфологией частиц одних и тех же типов указанных минералов. Вторая пачка представлена светло-серыми, местами почти белыми крупноплитчатыми плотными крепкими глинистыми алевролитами,

глинистая примесь которых либо состоит преимущественно из аллотигенного, либо содержит существенное количество аутигенного (или регенерированного) каолинита, иногда с небольшой примесью удлиненнопластинчатой гидрослюда. В отличие от этого, в алевритовых аргиллитах четвертой пачки преобладает смесь слабо удлиненных и мелких псевдоизометричных пластинок гидрослюда с очень небольшой, но устойчивой примесью мелких частиц аллотигенного каолинита. Шестая пачка, сложенная светло-серыми, местами голубовато-зеленоватыми, плотными алевролитами, как и аргиллиты четвертой пачки, характеризуются преобладанием гидрослюда, однако в этих породах она представлена резко удлиненными пластинками. Соответственно, частицы каолинита имеют в указанных породах более крупный размер и четко выраженный псевдогексагональный габитус.

Вследствие неустойчивости Mg-силикатов в зоне позднего катагенеза отложения конечных этапов трансгрессивно-регрессивных циклов, выделяющиеся в разрезах осадочных пород по преобладанию в них либо хлорита, либо хлорит-монтмориллонитовых смешаннослойных образований, также могут быть использованы для сопоставления разрезов.

В частности, одним из примеров корреляции таких отложений являются приведенные выше (см. главу II) данные о наличии в разрезе черкесской свиты среднего эоцена обогащенного триоктаэдрическим хлоритом (Mg—Fe-типа) прослоя, протягивающегося в пределах Предкавказья в широтном направлении от Беломечетской площади через Северо-Нагутскую и Архангельскую до Урожайной.

Завершающие этапы более крупных трансгрессивно-регрессивных циклов в разрезах древних сильно измененных отложений могут быть прослежены и сопоставлены даже в пределах различных платформ. Например, в ряде районов Сибирской и Русской платформ на уровне верхов нижнего венда выделяются прослой, обогащенные хлорит-монтмориллонитовыми смешаннослойными образованиями триоктаэдрического типа ( $b = 9,17 - 9,22 \text{ \AA}$ ). В пределах Сибирской платформы на указанном уровне такие прослой установлены (рис. 16, *a—e*) в Иркутском амфитеатре [117], на Енисейском кряже [60] и Непском своде [68]. На Русской платформе аналогичные образования встречены в разрезе Павлово-Посадской скважины Московского грабена [102].

Глинистые минералы играют важную роль также при сопоставлении осадочных толщ в районах с дизъюнктивной тектоникой.

Использование глинистых минералов для этой цели было показано Ч. Уивером [173] на примере установления сбросовых нарушений в залегании песчаников формации Спрингер на пло-

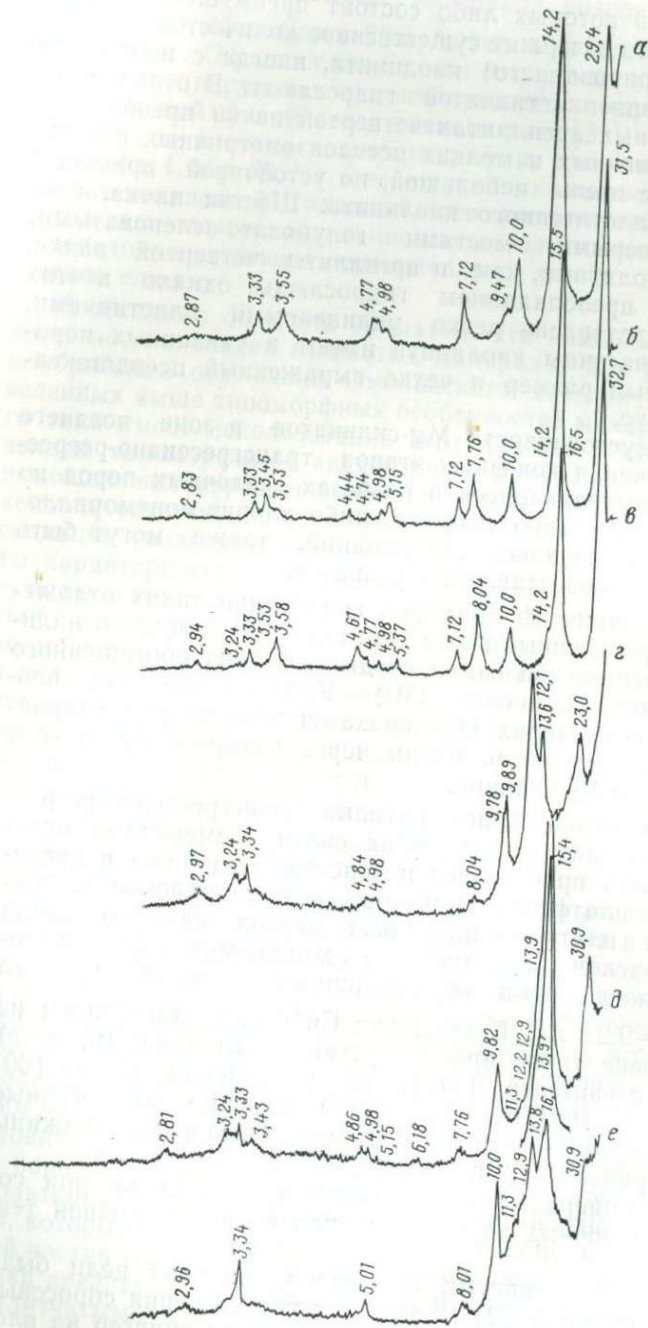


Рис. 16. Дифрактометрические кривые серого алевритистого аргиллита, Непский свод, мотская свита венда

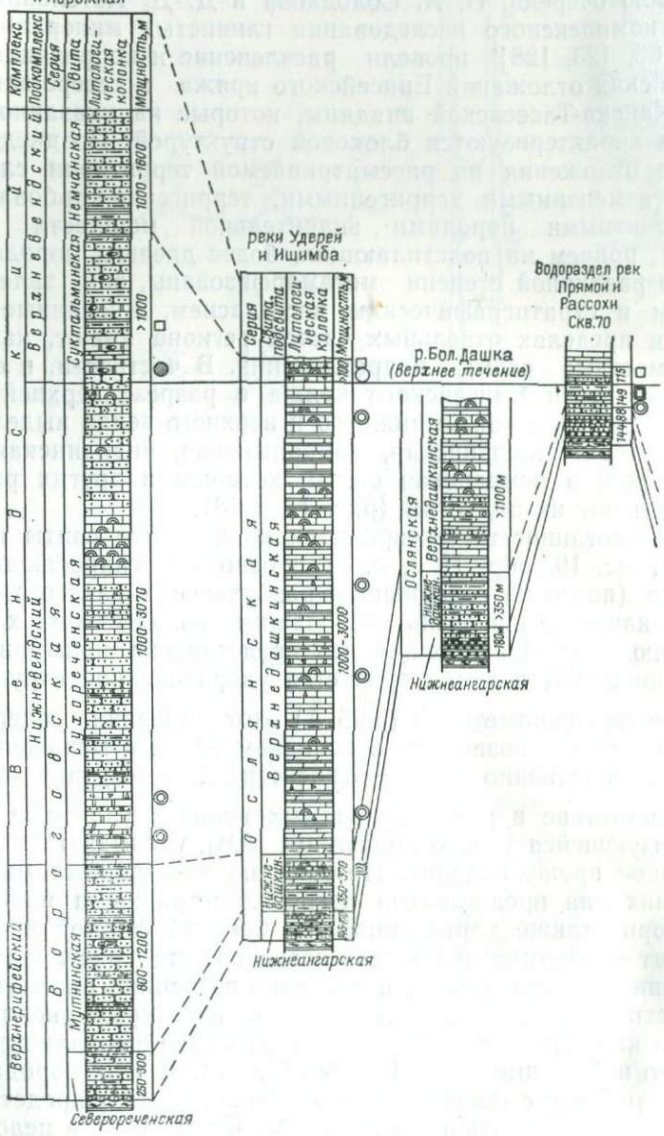
*a* — исходный образец, *б* — насыщенный этиленгликолем, *в* — насыщенный глицерином, *г* — прокаленный в течение 2 ч при 600°C, *д* — обр. *г*, насыщенный этиленгликолем, *е* — обр. *г*, насыщенный глицерином

щадн Дойл и сопредельных территориях (США). При этом корреляция указанных песчаников по глинистым минералам оказалась более надежной, чем по данным электрического каротажа.

В свою очередь, Н. А. Солодкова и Д. Д. Котельников на основе комплексного исследования глинистых минералов [58, 60, 62, 66, 123, 128] провели расчленение и корреляцию докембрийских отложений Енисейского кряжа и северо-западной части Канско-Тасеевской впадины, которые на указанной территории характеризуются блоковой структурой. Позднедокембрийские отложения на рассматриваемой территории сложены сильно измененными терригенными, терригенно-карбонатными и карбонатными породами значительной мощности (более 5000 м), причем на подстилающих, более древних породах, которые в различной степени метаморфизованы, они залегают с угловым и стратиграфическим несогласием. Указанные отложения в пределах отдельных частей региона имеют, как правило, местные схемы подразделения. В частности, в северо-восточной части Енисейского кряжа в разрезе верхней части верхнего рифея, а также нижнего и верхнего венда выделяются (снизу вверх) лопатинская, вандадынская, чивидинская, суктальминская и немчанская свиты, которым в других районах соответствуют их аналогии (рис. 17 и 18).

В сильноглинистых алевролитах лопатинской свиты присутствует (рис. 19, обр. II *a, в, г*) в основном гидрослюда типа серицита (почти не содержащая разбухающих пакетов) с примесью каолинита и очень небольшим количеством хлорита. Гидрослюда в указанных породах представлена политипной модификацией  $2M_1$  и характеризуется упорядоченной структурой. По значению параметра  $b$  (8,96 Å) этот минерал содержит в октаэдрических позициях в основном Al и в меньшей мере  $Fe^{3+}$ . Соответственно хлорит относится к Fe-Mg-типу ( $b=9,23$  Å). Присутствие в рассматриваемых породах гидрослюды, характеризующейся только политипом  $2M_1$ , указывает на ее аллотигенное происхождение. Поэтому на электронных микрофотографиях она представлена псевдоизометричными пластинками. Хлорит также характеризуется близкой формой частиц, а каолинит — обломками псевдогексагональных кристаллов. Мелкие глинистые алевролиты, и особенно песчаники рассматриваемой части разреза отличаются в целом некоторым увеличением примеси каолинита, хотя нередко содержание его является относительно небольшим (рис. 19, обр. I *a—г*). В этих породах гидрослюда наряду с политипной модификацией  $2M_1$  представлена главным образом разновидностью  $1M$ . Кроме того, в целом снижается степень совершенства структуры указанных минералов. В соответствии с преобладанием в этих породах гидрослюды политипа  $1M$  на электронных снимках появляется примесь удли-

реки Вороговка  
(нижнее течение)  
и Порожная



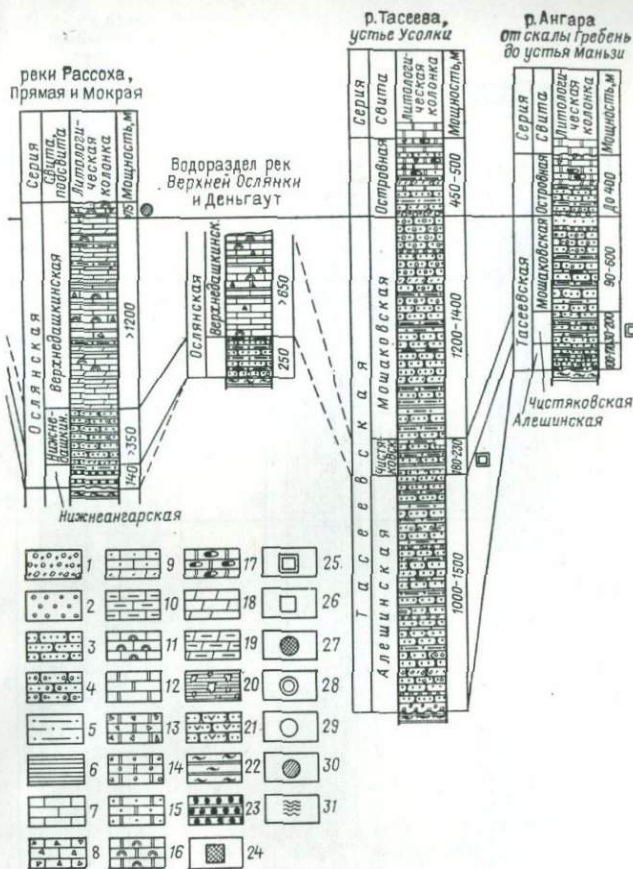
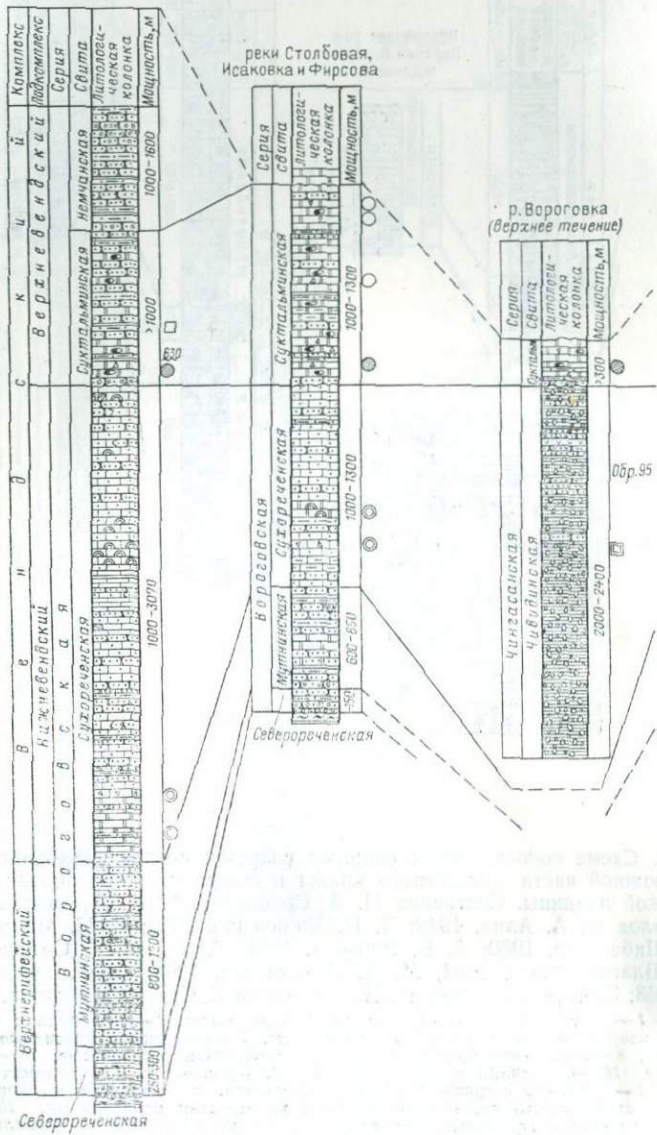


Рис. 17. Схема сопоставления сводных разрезов позднедокембрийских отложений южной части Енисейского кряжа и северо-западной окраины Канско-Тасеевской впадины. Составила Н. А. Солодкова, 1971 г. (с использованием материалов Ф. А. Аана, 1949; Т. И. Кириченко, 1959; В. Н. Мокрого, 1960; Б. Б. Шибистова, 1960; А. К. Рублева, 1961—62 гг.; М. С. Смирнова, 1962; А. В. Благодатского, 1962; И. А. Семихатова, 1963; Л. Ф. Туровой и др., 1968; З. А. Журавлевой, И. Н. Крылова и Е. С. Постельникова, 1969).

Породы: 1 — конгломераты, 2 — гравелиты, 3 — песчаники, 4 — песчаники с гравийными зёрнами кварца, 5 — алевролиты, 6 — аргиллиты, 7 — известняки массивные и толстоплитчатые, 8 — известняки брекчиевидные, 9 — известняки песчанистые, 10 — известняки глинистые, 11 — известняки строматолитовые, 12 — доломиты, 13 — доломиты брекчиевидные, 14 — доломиты с гравийными зёрнами кварца, 15 — доломиты песчанистые, 16 — доломиты строматолитовые, 17 — доломиты с кремневыми конкрециями, 18 — мергели, 19 — мергели сильно глинистые, 20 — валунно-галечные конгломераты («тиллиты»), 21 — туфопесчаники, 22 — метаморфические породы тейской, сухопитской и тунгусинской серий, 23 — пласты гематитовых руд. Акритахи; 24 — верхнерифейского комплекса, 25 — нижневендского подкомплекса, 26 — верхневендского подкомплекса. Микрофитолиты; 27 — верхнерифейского комплекса, 28 — нижне- и средневендского подкомплекса, 29 — верхневендского подкомплекса; 30 — юдомского комплекса; 31 — строматолиты, встречающиеся в верхнем рифе

реки Вороговка  
(нижнее течение)  
и Порожная



Вертмерфрейский  
Вороговская  
Мурташская  
Суктавильская  
Нижневендский  
Верхневендский  
Верхневендский комплекс

Северореченская

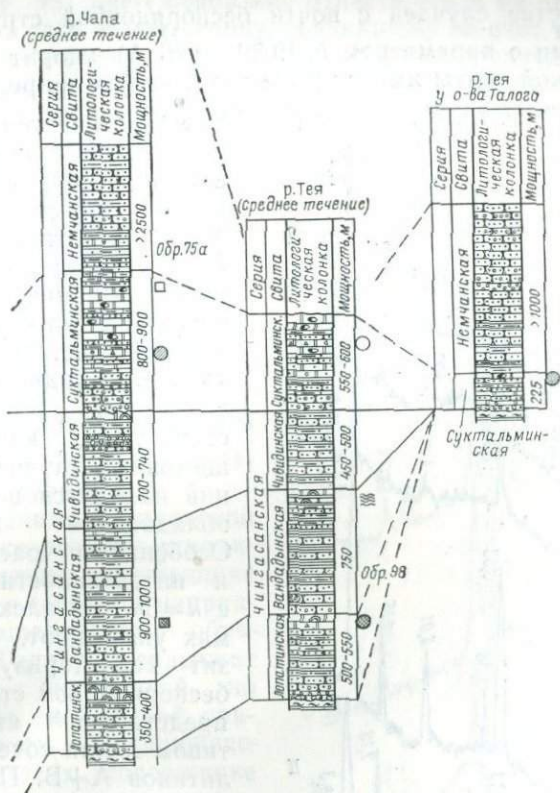


Рис. 18. Схема сопоставления сводных разрезов позднекембрийских отложений северной части Енисейского кряжа. Составила

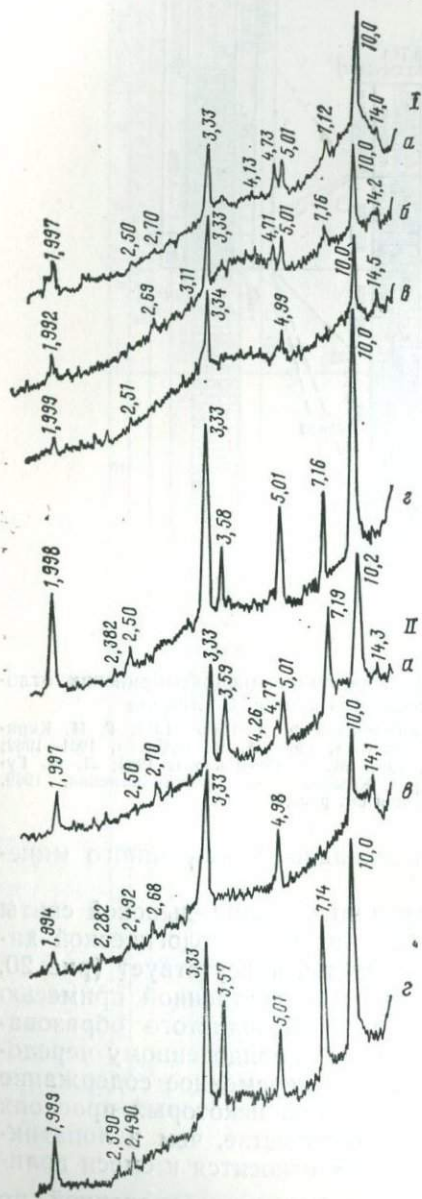
Н. А. Солодкова, 1971 г. с использованием материалов Ф. Я. Пана, 1949; Г. И. Кириченко, 1959; В. Н. Мокрого, 1960; Б. Б. Шабистова, 1960; А. К. Рублева, 1961—1962; М. С. Смирнова, 1962; А. В. Благодатского, 1962; М. А. Семяхатова, 1963; Л. Ф. Гуровой и др., 1968; З. А. Журавлевой, И. Н. Крылова, Е. С. Постельникова, 1969. Условные обозначения см. рис. 17

ненных пластинок аутигенной разновидности указанного минерала.

В глинистых алевролитах, в аргиллитах вандадынской свиты и ее аналогов, так же как и в близких по литологической характеристике породах лопатинской свиты, присутствует (рис. 20, обр. II а, б, г) гидрослюда, однако с существенной примесью смешаннослойного монтмориллонит-гидрослюдистого образования, характеризующегося тенденцией к упорядоченному чередованию пакетов. Кроме того, отмечается переменное содержание хлорита и каолинита, причем последний в некоторых прослоях наблюдается в более значительном количестве, чем в лопатинской свите. Гидрослюда в этих породах относится к смеси поли-

типов  $2M_1 + 1M$  ( $b = 8,96 - 8,99 \text{ \AA}$ ), иногда с упорядоченной, но

в большинстве случаев с почти беспорядочной структурой. В соответствии с параметром  $b$  (9,20—9,26 Å) хлорит в породах вандадынской свиты имеет ту же химическую природу, что и в лопатинской свите. Каолинит ( $b=8,89$  Å) отличается в рассмат-



риваемых породах полностью беспорядочной структурой, что свидетельствует об его аллотигенной природе. В отличие от этого, цемент песчаников в данной части разреза нередко представлен (рис. 20, обр. I а—г) смесью гидрослюда IM с почти беспорядочной структурой, каолинита и шамозита, причем последний находится в резко преобладающем количестве. Особенности расположения и интенсивности рефлексов с  $\kappa=3n$  на электронограммах указывают, что шамозит характеризуется полубеспорядочной структурой и представлен структурным типом А или сочетанием политипов А+В. Повышенное значение параметра  $b$  (9,27—9,29 Å) минерала и, соответственно, довольно высокое содержание во фракции мельче 0,001 цемента песчаника FeO — 15,33% и низкое MgO — 1,83%

Рис. 19. Дифрактометрические кривые пород лопатинской свиты северо-восточной части Енисейского края

I — песчаник темно-красный кварцевый крупно- и среднезернистый, р. Тея, район руч. Лопатинского; II — алевролит красный глинистый, р. Тея, ниже руч. Лопатинского, северо-восточная часть Енисейского края. а — исходный образец, б — насыщенный этиленгликолем, в — прокаленный в течение 2 ч при 600°C, г — обработанный 10%-ным раствором HCl при 80°C

(табл. 1, обр. 98) дают основание отнести его к Fe-разновидности шамозита, т. е. к бертьерину, возникшему за счет твердофазного преобразования каолинита [91]. На электронной микрофотографии (рис. 3, в) Fe-шамозит представлен крупными розетковидными частицами, гидрослюда—удлиненными пластинками а каолинит—мелкими псевдогексагональными кристаллами. В отдельных прослоях песчаных пород рассматриваемой свиты присутствует смесь либо гидрослюда с сочетанием разных политипных модификаций ( $1M > 2M_1$ ,  $b = 8,93 \text{ \AA}$ ), либо хлорита с полубеспорядочной ( $b = 9,29 \text{ \AA}$ ) и слюды  $1M$  ( $b = 8,95 \text{ \AA}$ ) с почти беспорядочной структурами.

В отложениях чивидинской свиты широко развиты «тиллиты», фациально замещающие в западном и северном направлениях флишеподобные образования. «Тиллиты» содержат гидрослюда с устойчивой, но относительно небольшой примесью хлорита. Во флишеподобных породах содержание хлорита в целом возрастает. Основная масса наиболее глинистых разновидностей «тиллитов» содержит в основном гидрослюда  $2M_1$  ( $b = 8,98 \text{ \AA}$ ) разной степени упорядоченности. В песчано-алевритовых породах рассматриваемой части разреза появляется слюда  $1M$  ( $b = 8,95 - 8,98 \text{ \AA}$ ) упорядоченно-

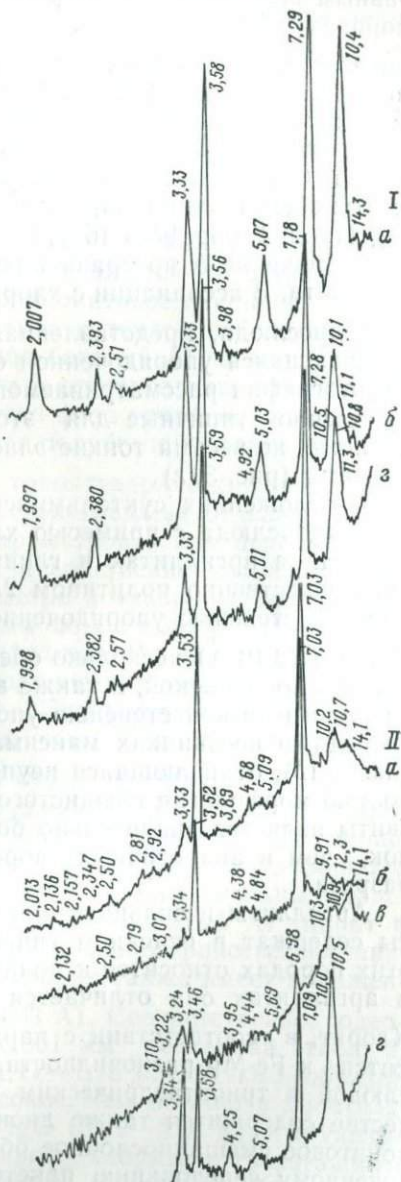


Рис. 20. Дифрактометрические кривые пород вандадынской свиты северо-восточной части Енисейского кряжа.

I — аргиллит черный сильно песчанистый р. Тея, у пос. Тея; II — песчаник голубовато-серый кварцевый разнозернистый р. Тея, у пос. Тея.

Условные обозначения см. рис. 19

го типа, но с нарушениями в структуре. Хлорит во всех типах пород чивидинской свиты представлен Fe-Mg-разновидностью. При этом в туфопесчаниках он содержится в резко преобладающем количестве и характеризуется параметром  $b$ , равным  $9,22 \text{ \AA}$ . В структурном отношении хлорит в указанных породах характеризуется полубеспорядочной структурой из пакетов  $\sigma$ , по Б. Б. Звягину [37], или  $\Pi b$ ,  $\beta = 97 \text{ \AA}$ , по С. В. Бейли и Б. Е. Брауну [147]. Хлорит аналогичного типа развит также в цементе глинистых алевролитов сухореченской свиты (аналоге чивидинской свиты) северо-западной части Енисейского кряжа. Согласно данным химических анализов, в хлорите рассматриваемого типа наряду с  $\text{Fe}^{2+}$  существенную роль играет Mg (табл. 1, обр. 95 и 165), присутствие которого несколько снижает значение  $b$  по сравнению с аналогичным параметром Fe-шамозита. В ассоциации с хлоритом в туфопесчаниках содержится гидрослюда, представленная политипом  $2M_1$  ( $b = 8,98 \text{ \AA}$ ) и отличающаяся упорядоченной структурой. На электронной микрофотографии рассматриваемого хлорита наблюдаются преимущественно типичные для этого минерала [117] относительно крупные, но весьма тонкие эластичные частицы с закрученными концами (рис. 3, з).

В отложениях суктальминской свиты присутствует в основном гидрослюда с примесью хлорита и иногда каолинита. Гидрослюда в аргиллитах и глинистых алевролитах представлена преимущественно политипом  $2M_1$  с примесью  $1M$  и отличается высокой степенью упорядоченности. Хлорит (по значению параметра  $b$   $9,19 \text{ \AA}$ ) несколько обеднен  $\text{Fe}^{2+}$ . Каолинит ( $b = 8,90 \text{ \AA}$ ), как и в лопатинской, а также в вандадынской свитах, отличается весьма низкой степенью упорядоченности структуры. В свою очередь, в песчаниках максимальное развитие получает гидрослюда  $1M$ , отличающаяся неупорядоченной структурой. Особенностью морфологии слюдястого минерала  $1M$  в песчаниках этой свиты является значительно более резкая удлиненность пластинок, чем в аналогичных породах из нижележащих частей разреза.

Аргиллиты и сильно глинистые алевролиты немчанской свиты содержат в основном гидрослюда и хлорит. Гидрослюда в этих породах относится к политипу  $2M_1$  с примесью  $1M$ , причем в аргиллитах она отличается лучшей окристаллизованностью. Хлорит, в соответствии с параметром  $b$  ( $9,23\text{--}9,24 \text{ \AA}$ ), относится к Fe-Mg-разновидности. В песчаниках наряду с гидрослюдой и триоктаэдрическим хлоритом в существенном количестве содержится также диоктаэдрическое хлорит-монтмориллонитовое смешаннослойное образование с тенденцией к упорядоченному чередованию пакетов. Близкая к диоктаэдрической природа хлоритовых пакетов, относящихся к типу  $\sigma$  с полубес-

порядочной структурой, подчеркивается резким уменьшением значения параметра  $b$  (до  $9,03 \text{ \AA}$ ). Триоктаэдрический хлорит в этом случае также имеет несколько пониженное значение  $b$  ( $9,18 \text{ \AA}$ ), что указывает, судя по содержанию в цементе лишь  $2,5\%$  FeO на меньшую железистость минерала, тогда как количество MgO составляет  $5,1\%$ . В песчаниках данной свиты гидрослюда представлена политипом  $1M$ , иногда с примесью  $2M_1$ , и отличается, как правило, упорядоченной структурой, причем этот минерал в указанных породах северо-западной части района образует иногда мономинеральный цемент.

В отдельных прослоях мошакской свиты, которая развита только в пределах северо-западной части Канско-Тасеевской впадины, в ассоциации с гидрослюдой содержатся либо триоктаэдрический хлорит и хлорит-монтмориллонитовое смешаннослойное образование триоктаэдрического типа с тенденцией к упорядоченному чередованию пакетов, либо богатый Al хлорит. Первая ассоциация приурочена в основном к относительно тонкозернистым породам. Собственно хлоритовая фаза относится в этом случае к политипу  $\sigma$  и характеризуется полубеспорядочной структурой с  $b=9,17 \text{ \AA}$ . В то же время триоктаэдрический смешаннослойный минерал не дает на электронограммах отдельных рефлексов, что отражает близость параметров  $b$  как переслаивающихся между собой пакетов, так и собственно хлорита. Некоторое уменьшение значения параметра  $b$  указанных фаз и снижение во фракции мельче  $0,001 \text{ мм}$  пород количества FeO при соответствующем увеличении содержания Mg (табл. обр. 117 и 126), показывает, что среди октаэдрических катионов триоктаэдрических фаз преобладает Mg. Присутствующая в породах указанного типа диоктаэдрическая гидрослюда относится к политипу  $2M_1$  ( $b=9,98 \text{ \AA}$ ) и имеет в отдельных прослоях упорядоченную или упорядоченную с нарушениями структуру. По данным электронной микроскопии, в этих породах частицы глинистых минералов имеют преимущественно изометричную форму с примесью более мелких обломков псевдогексагональных кристаллов. Вторая ассоциация, содержащая богатый Al хлорит и гидрослюда (рис. 21,  $a-g$ ), развита в мелкозернистых песчаниках рассматриваемой свиты. Этот хлорит также имеет пониженное значение параметра  $b$  ( $9,02-9,03 \text{ \AA}$ ). Соответственно, содержание FeO во фракции мельче  $0,001 \text{ мм}$  песчаника (табл. 1, обр. 112 и 116) составляет лишь  $1,11-1,78\%$ . Однако в образце присутствует несколько более высокое, чем обычно у диоктаэдрических минералов, количество MgO ( $6,02-6,51\%$ ), что указывает на ди-триоктаэдрическую природу хлорита с трехэтажным пиррофиллитоподобным и одноэтажным бруситоподобным слоями [153]. В хлорите этого типа не содержится Li, т. е. он не может быть отнесен к кукенту. Минерал обладает довольно хо-

рошей окристаллизованностью и состоит из пакетов  $\sigma$ . В ассоциации с хлоритом находится в основном гидрослюда 1М с примесью политипа 2M<sub>1</sub>, также обладающая упорядоченной структурой.

На растровой электронной микрофотографии ди-триоктаэдрический хлорит, в отличие от узких удлиненных пластинок аутигенной гидрослюда, представлен значительно более тонкими и широкими, но также удлиненными частицами с гексагональной огранкой на концах (рис. 22).

Отсюда следует, что по разрезу изученных отложений Енисейского края и северо-западной части Канско-Тасеевской впадины отмечается различие фазового состава глинистых минералов и их политипных модификаций. Эти изменения обусловлены спецификой поступавшего из источников сноса материала, условиями его накопления в бассейнах, а также особенностями наложенных процессов постседиментационного изменения пород и связанного с этим аутигенного минералообразования. Эти различия позволили значительно уточнить схему расчленения рассмотренных отложений и, главное, сопоставить отдельные блоки в пределах весьма значительной территории Енисейского края и прилегающих к нему районов (рис. 17, 18).

Следует иметь в виду,

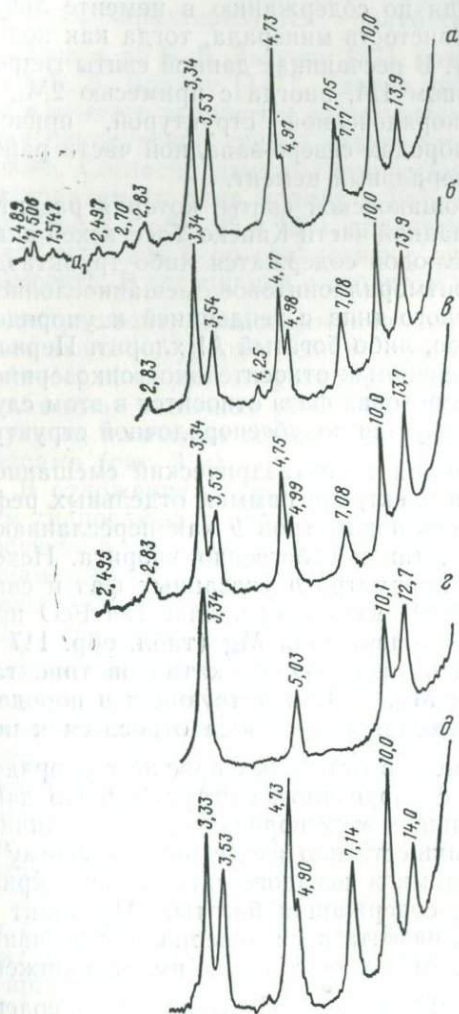


Рис. 21. Дифрактометрические кривые песчаника темно-красного полимиктового мелкозернистого, Северо-западная окраина Канско-Тасеевской впадины, р. Тасеева, напротив о-ва Мошаковского, мошаковская свита:

а — исходный образец; прокаленный в течение 1 ч при: б — 500°C, в — 550°C, г — 600°C, д — обработанный 10%-ным раствором HCl при 80°C

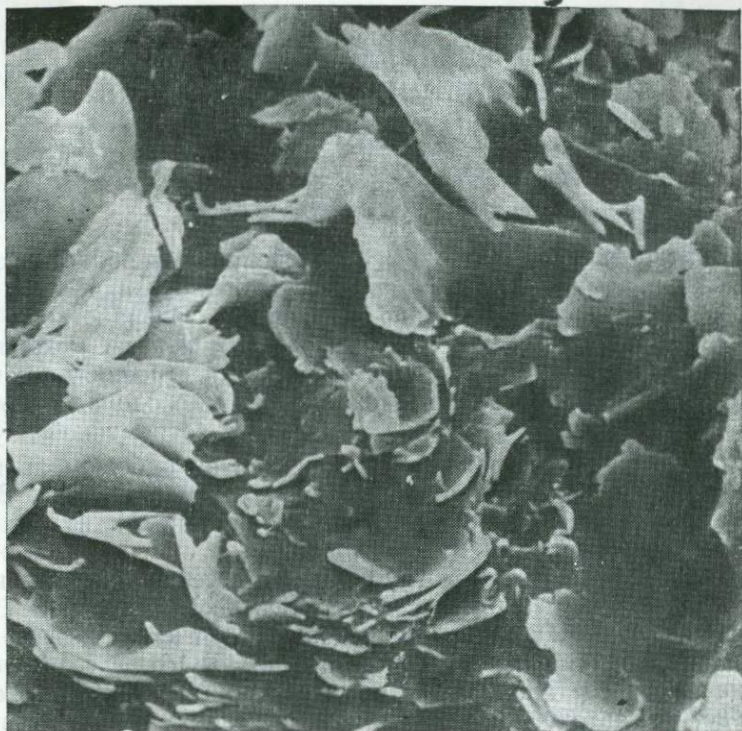


Рис. 22. Электронная микрофотография ди-триоктаэдрического хлорита Северо-западная окраина Канско-Тасеевской впадины, р. Тасеева, напротив о-ва Мошакского, мошакская свита, песчаник темно-красный полимиктовый мелкозернистый,  $\times 5000$

что корреляция с помощью результатов изучения глинистых минералов наиболее успешно может проводиться, как мы уже отмечали ранее [117], в основном при накоплении осадков в близких фациальных условиях, например вдоль краевых частей бассейнов. При этом растровая микроскопия в комплексе с рентгеноспектральным анализом открывают возможность выявления и анализа в разрезах осадочных толщ с целью их расчленения и сопоставления микрофациальных условий накопления осадков и весьма тонких черт постседиментационного преобразования их, в частности на основе изучения микроструктурных и микротекстурных особенностей осадочных образований [65]. Кроме того, важное значение для выделения в разрезах отдельных толщ и их корреляции в пределах определенных территорий должно приобрести более детальное изучение смешаннослойных образований с определением не только типа, числа и количественного содержания переслаивающихся фаз, но и последовательности чередования пакетов в их структуре [21, 30].

БИТУМООБРАЗОВАНИЕ, МИГРАЦИЯ  
И АККУМУЛЯЦИЯ УГЛЕВОДОРОДОВ

Развитие экспериментальных исследований в области изменения глинистых минералов и рассеянного органического вещества (РОВ) непосредственно связано с разработкой георетических представлений о генезисе нефти и газа, механизме их миграции в породах различного состава и строения, а также формировании промышленных скоплений углеводородов (УВ), что представляет одну из актуальных задач современной науки.

Наиболее распространенной в СССР и за рубежом является теория осадочно-миграционного происхождения нефти. В ее основе лежат представления об образовании нефти из органического вещества (ОВ), обоснованные В. И. Вернадским, А. Д. Архангельским, И. М. Губкиным и всесторонне развиваемые в дальнейшем рядом исследователей во главе с Н. Б. Вассоевичем. Эти представления основываются на сходстве ряда признаков, свойственных, с одной стороны, РОВ, а с другой — органическим соединениям, которые содержатся в нефти. Установлено, что автохтонные битуминозные вещества, присутствующие в природе исключительно в дисперсном состоянии, составляют обязательный микрокомпонент РОВ современных и ископаемых осадков, за исключением пород, прошедших гипергенез и метабенез. Одни из указанных признаков наследуются от исходного биовещества, другие рассматриваются как приобретенные на различных этапах литогенеза в результате воздействия на указанное вещество закономерно возрастающих температур и давлений.

Важное значение для развития органической теории происхождения нефти и газа имеют закономерности размещения нефтяных и газовых месторождений в недрах осадочного чехла земной коры. Так, было установлено, что месторождения нефти и газа приурочены к областям прогибания территорий, в пределах которых формируются осадочные (осадочно-породные) бассейны (ОПБ), представление о которых впервые сформулировано И. О. Бродом [6]. В дальнейшем получило развитие учение [17] о стадийности нефтегазообразования и главной фазе нефтеобразования (ГФН).

Большое значение для геолого-геохимического обоснования ГФН и, соответственно, главной зоны нефтеобразования (ГЗН) имеет установленная Д. Уайтом [176] зависимость свойств нефтей от степени метаморфизма вмещающих их пород. Последняя

определялась по так называемому углеродному коэффициенту содержащихся в породах ископаемых углей. Эта зависимость не только подтвердила тесную взаимосвязь между нефтью и вмещающими ее породами, но и, благодаря дальнейшему ее развитию и уточнению правила Д. Уайта, позволила обосновать ограниченность нефтеобразования в пространстве и времени. В частности, было установлено, что на самых ранних этапах литогенеза (рис. 23) нефтеобразования еще не происходит, а на

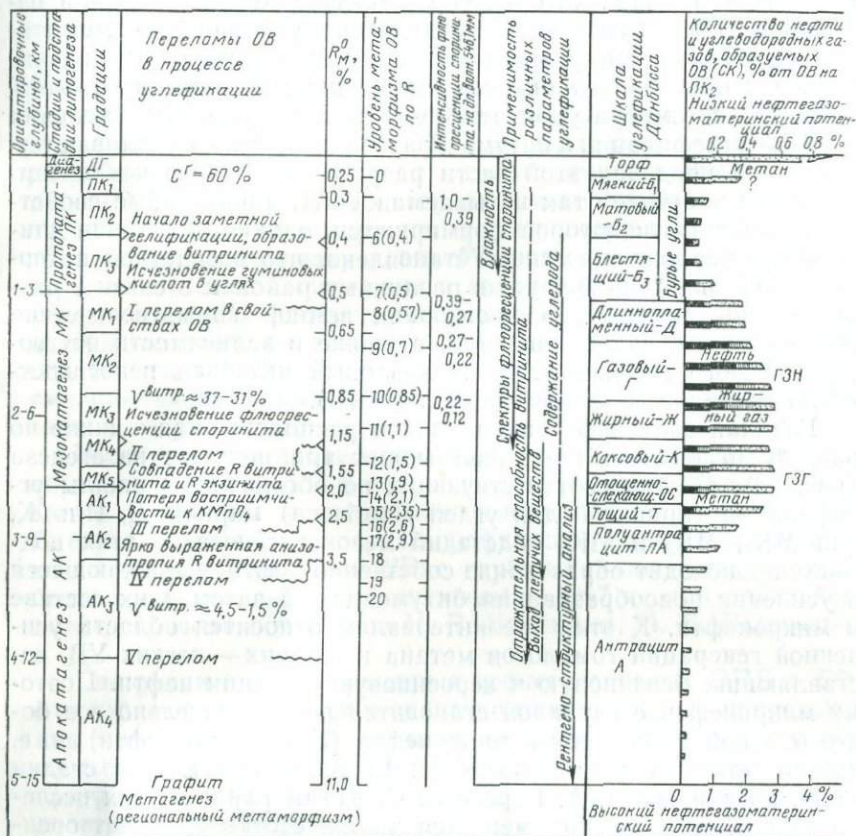


Рис. 23. Шкала градаций катагенеза седиментитов [8]

сравнительно поздних, которые соответствуют поздним стадиям апокатагенеза — АК<sub>2</sub>, АК<sub>3</sub>, АК<sub>4</sub> (близким к антрацитовым этапам карбонизации органического вещества), уже не наблюдается.

Отсюда следует, что процессы образования нефти и газа про-

текают лишь в том диапазоне глубин, где температуры в среднем более  $60^{\circ}\text{C}$  (в интервале  $110 \pm 45^{\circ}\text{C}$ ), т. е. примерно на глубинах, отвечающих 1,5—7,5 км.

Указанное ограничение диапазона температур и глубин нефтеобразования (ГФН) и газообразования (ГФГ) было установлено Н. Б. Вассоевичем с соавторами [17] на основании геолого-геохимических исследований разрезов осадочных пород в СССР и ряде других районов Земного шара. Как показали полученные данные, в верхней зоне катагенеза — в подзоне протокатагенеза — ПК, которая соответствует торфяной стадии изменения ОВ и буроугольному подэтапу углефикации, масштабы преобразования указанного вещества весьма ограничены. Позже, когда породы опускаются в зону мезокатагенеза — МК (рис. 23) с температурой от  $60^{\circ}\text{C}$  и выше, процессы изменения ОВ, его углефикации и битумообразования заметно усиливаются. Именно в пределах этой части разреза осадочного чехла земной коры наступает так называемая ГФН, характерные свойства и особенности которой формируются, однако, в течение длительного периода времени. Установлено, что возрастной интервал ГФН сильно варьирует в различных районах в связи с различной интенсивностью прогибания земной коры, вследствие перерывов в осадконакоплении, а также в зависимости от геотермического градиента, т. е. указанный интервал непосредственно связан с историей развития ОПБ.

Главная зона нефтенакпления и расположенная ниже по разрезу отложений ГФН охватывают три подзоны катагенеза (рис. 23), обычно соответствующих по обозначению шкалы углефикации (принятой для углей Донбасса) маркам Д, Г и Ж, или  $\text{МК}_1$ ,  $\text{МК}_2$  и  $\text{МК}_3$  подстадий мезокатагенеза. В этих подзонах происходит образование собственно нефти, выражающееся в усилении новообразования битумоидов, а затем в их составе и микронепти. К этим же интервалам относится область усиленной генерации гомологов метана и жидких — легких УВ, составляющих бензиновую и керосиновую фракции нефти. Поэтому микронепть с глубиной становится последовательно все более близкой по составу к макронепти (собственно нефти), т. е. «созревает» (по терминологии Н. Б. Вассоевича). На стадии ГФН, по данным Е. А. Барс и С. С. Коган [3] и других исследователей, существенно меняется также состав водорастворенного ОВ: увеличивается содержание его отдельных компонентов, а газы (в том числе и водорастворенные) становятся более жирными. В дальнейшем, при погружении материнских пород на глубины, соответствующие ГФН и созреванию микронепти, содержание ее прерывисто-непрерывно увеличивается и она, наконец, покидает материнские породы, оставляя следы миграции: либо прямые — в виде паравтохтонных битумоидов, либо косвенные и негативные — в виде остаточных битумоидных компонентов.

Для выяснения особенностей и условий развития ГФН большую роль сыграли опыты по термолизу и термокатализу ОВ (керогена горючих сланцев, углей разного типа и более слабо концентрированного органического вещества). Эти опыты показали, что наибольшим нефтематеринским потенциалом обладает сапропелевое, алиновое ОВ и что для преобразования его необходима наименьшая по сравнению с арконовым ОВ температура.

Следует подчеркнуть, что установление понятия о ГФН, наступающей на определенном этапе катагенеза, обусловило необходимость составления соответствующих шкал, характеризующих этот процесс. В СССР получила распространение углемарочная шкала метаморфизма, принятая в Донбассе, т. е. региональная шкала. В настоящее время указанный выше проект универсальной шкалы (рис. 23) классификации изменений СК<sup>1</sup> разработан Н. Б. Вассоевичем с соавторами и приведен в обобщающей работе [8]. В ее основу положена указанная выше шкала для Донбасса, в которую внесены некоторые изменения, направленные на привязку делений между отдельными градациями к естественным «скачкам» в изменении свойств различных компонентов СК, распространенных как в углях, так и в ОВ, которое находится в породах в рассеянном состоянии (в частности, витринита). В шкале учитывается также и относительная «мощность» выделенных подзон, отвечающих во времени указанным выше градациям.

Интенсивность проявления ГФН, в частности скорость новообразования жидких УВ в процессе погружения отложений, заметно снижается и сменяется генерацией газообразным УВ. Следует отметить, что первая графическая схема изменения интенсивности образования УВ с глубиной залегания отложений была предложена В. А. Соколовым в 1967 г., а в дальнейшем детализирована и уточнена И. В. Высоцким, Н. Б. Вассоевичем и др.

Связующим звеном учения о нефтегазоносных ОПБ и ГФН, с одной стороны, и теории осадочно-миграционного происхождения нефти — с другой является установление статистического соответствия между глубинами ГФН и глубинами, к которым приурочены основные запасы нефти. В среднем последние располагаются на 0,4—0,8 км выше очагов генерации нефти (рис. 24), что обусловлено подъемом при латеральной или ступенчатой миграции нефти из зоны ГФН к ловушкам. В настоящее время считается установленным, что условия залегания нефти вполне закономерны и хорошо согласуются с осадочно-миграционной теорией нефтегазообразования и нефтегазонакопления. При этом последняя базируется на данных историко-геолого-геохимического метода, заключающегося в познании исто-

<sup>1</sup> СК (седикахиты) — ископаемое органическое вещество (по терминологии Н. Б. Вассоевича).

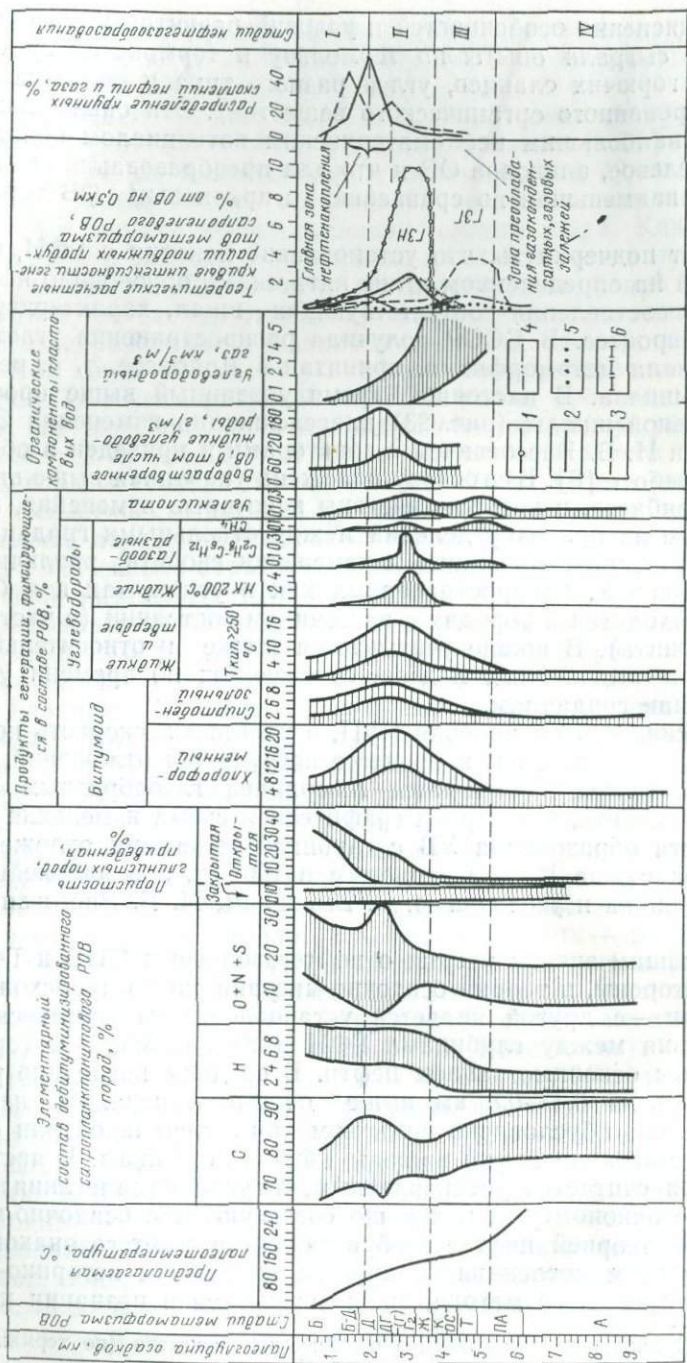


Рис. 24. Стадии преобразования РОВ и генерация углеводородов. По данным С. Г. Неручева [15]

1 — битумоид в целом; 2 — нефтяные углеводороды; 3 — газообразные углеводороды; 4 — двуокись углерода; 5 — сероводород; 6 — эмиграция нефтяных углеводородов

при образования нефти и газа в ОПБ на фоне его геолого-геохимического развития.

В свете новейших данных нефтеобразование представляет весьма длительный, многоступенчатый процесс, характерная черта которого — неразрывная связь с литогенезом в бассейнах, испытавших значительное прогибание с компенсированным накоплением осадков. С генетической точки зрения нефть как субстанция представляет собой подвижный, гидрофобный фазообособленный продукт фоссилизации седикахитов. Поскольку нефть состоит из компонентов, образующихся в различные отрезки времени, ее нельзя считать одновозрастной. Одни инградиенты нефти имеют более древний возраст, так как унаследованы юной микронепфтью от исходного ОВ и сохранились при ее созревании. Другие (они присутствуют в меньшем количестве в микронепфти, но в значительно большем, чем первые) рождаются на стадии диагенеза, в результате микробильной жизни в илах. Третьи (основные, содержащиеся только в собственно нефти) возникают на подстадии мезокатагенеза (в зоне ГФН), где впервые в большом количестве генерируются гомологи метана ( $C_2-C_5$ ) и жидкие легкие УВ, составляющие бензиновые и керосиновые фракции нефти. К концу ГФН темпы новообразования жидких УВ снижаются, а газообразных — возрастают.

Отсюда следует, что масштабы нефтегазообразования взаимосвязаны с условиями осадконакопления (скоростью прогибания бассейна и накопления осадков, количественным содержанием и природой исходного ОВ, литолого-фацциальными особенностями осадконакопления и геохимическим характером бассейна седиментации и т. д.), определяющими условия процессов, протекающих на стадиях диагенеза и мезокатагенеза, и соответственно, нефтематеринский потенциал погружающихся толщ. Как известно, наибольшим нефтематеринским потенциалом обладают глинистые породы [9, 16], поэтому большое значение имеет взаимосвязь между процессами литогенеза и битумообразования (нефтеобразования) на разных стадиях катагенетического преобразования глинистых пород и ОВ.

Глинистые породы составляют около половины осадочного чехла земной коры, причем с ними связано до 75% всего РОВ. Если же учесть, кроме того, ОВ, заключенное в глинистом цементе кластических пород, а также связанное с глинистым материалом карбонатных и хемогенных отложений и т. д., то доля ОВ в осадочных породах возрастет до 80—85%. Именно широкое распространение глинистых отложений в геологическом прошлом обеспечило фоссилизацию РОВ. Поэтому история ОВ в отложениях морского типа на различных стадиях литогенеза связана с глинистыми минералами, поскольку, начиная с этапа накопления осадка, содержащего ОВ, процесс преобразования как неорганической, так и органической составляющих частей пород протекает одновременно. Согласно накопленным наблю-

дениям, фациальный тип глинистых осадков мало влияет на содержание в них РОВ, оно лишь несколько повышено в глинистых и алевритово-глинистых илах закрытых или полуобособленных участков водоемов по сравнению с илами открытых морских бассейнов. При этом масштабы накопления ОВ, по-видимому, зависят от минералогического типа глин.

Накапливающееся в осадке ОВ претерпевает на различных стадиях литогенеза три этапа преобразования.

Первый этап, соответствующий стадиям седиментогенеза и диагенеза, характеризуется окислительным разрушением ОВ под воздействием биосферы. Механизм биохимических процессов этого этапа весьма сложен и многообразен. При этом фациальные обстановки оказывают разнонаправленное влияние на процессы преобразования ОВ. В диагенетическую фазу преобразования ОВ, предшествующую подстадии протокатагенеза — ПК, несмотря на ограничение масштаба изменения, полностью завершается формирование основных специфических черт состава ОВ. Преобразование ОВ на этой стадии имеет резко селективный характер, что приводит к накоплению в первую очередь липидных компонентов как более стойких в условиях преобладающего в указанной зоне аэробного режима, в связи с чем 99% ОВ представлено в ней нерастворимой фракцией. По мнению Н. Б. Вассоевича [112], при повышенной роли анаэробного режима битумоиды составляют несколько процентов от ОВ за счет их унаследованного сохранения, а не вследствие преобразования в восстановительных условиях, как полагали ранее некоторые исследователи [136].

В диагенетическую стадию наблюдается прямое взаимодействие ОВ с вмещающими их глинистыми осадками. Часть исходного ОВ окисляется, так как некоторое количество углерода расходуется на восстановление серы и железа путем биохимического окисления их, в частности от 1—2% до 25—30% — в «восстановительных» и до 30—60% в слабо восстановительных фациях [15]. В результате этих процессов образуются минералы железа: пирит и сидерит. В частности, по распределению аутигенных форм железа в осадочных породах можно оценить потерю углерода в диагенетическую стадию преобразования ОВ [125]. Глинистые разности пород в этом случае не претерпевают существенных изменений, кроме некоторого уменьшения объема, а также пористости и проницаемости за счет отжатия седиментационных вод и удаления к концу этой стадии более чем двух мономолекулярных слоев воды из межслоевых промежутков разбухающих минералов [150]. Для этой стадии характерно наличие исключительно аллотигенных глинистых минералов слоистого типа не только в собственно глинистых, но и в песчано-алевритовых отложениях.

После затухания микробиологических процессов (в уже уплотненном осадке) происходит дальнейшая трансформация

ОВ, но в более замедленном темпе. Наступает продолжительная «пауза» в протекающих процессах, вызванная тем, что физико-химические условия аподиагенеза начала протокатагенеза еще не нарушили равновесия в системе ОВ — глинистый субстрат. Тем не менее ОВ начинает медленно претерпевать углефикацию и, как следствие, генерировать большое количество метана. К концу диагенеза начинается проявление фазы газообразования ранней генерации [127], которая завершается в начале мезокатагенеза. Этот этап играет решающую роль в закономерностях распределения месторождений нефти и газа в осадочном чехле земной коры. В случае присутствия ловушек и надежных покрывок глинистого или эвапоритового типа образующийся газ заполняет их и в дальнейшем (при наступлении ГФН) препятствует поступлению в пористые породы нефти.

Переход от зоны диагенеза к зоне катагенеза связан вторым этапом преобразования ОВ и характеризуется погружением пород за пределы биосферы. В результате уплотнения и обезвоживания осадка на стадии диагенеза в дальнейшем в сформировавшейся породе бактериальная жизнь прекращается. Это означает существенное изменение в характере процессов преобразования ОВ, которое оказывается в этом случае под влиянием в основном прогрессирующего возрастания теплового фактора (термолиза и термокатализа). Постепенное погружение пород на все более значительные глубины сопровождается повышением температуры, которая обуславливает перестройку углеродного скелета ОВ в более устойчивые формы (вплоть до графита). Такая перестройка сопровождается распадом (деструкцией) ОВ с образованием летучих компонентов, в том числе углеводородов (жидких и газообразных).

Как показал А. М. Акрамходжаев [1], из основной нерастворимой массы РОВ при нагревании образцов глинистых пород мелового и палеогенового возраста Ферганской впадины в интервале 30—200°C было выделено от 0,148 до 1,885 см<sup>3</sup> УВ на 5 мг пробы. При этом было отмечено изменение содержания УВ с глубиной. Так, для образцов, взятых с глубины 60—336 м (палеоген) и 784—1520 м (мел), объем выделенных УВ составляет 1,140—1,885 см<sup>3</sup>. Ниже этих глубин наступает резкое уменьшение этого объема (0,778—0,148 см<sup>3</sup>). В другой серии экспериментов также наметились два интервала изменения содержания объема УВ в основной массе РОВ: I—645—1500 м — с содержанием  $92-136 \cdot 10^{-3}$  см<sup>3</sup>/мг и II—1700—2985 м — с содержанием  $41-54 \cdot 10^{-3}$  см<sup>3</sup>/мг.

Это показывает, что по мере погружения пород на глубину и роста температуры наиболее интенсивная эмиграция преобразованных продуктов наблюдается на границе начала мезокатагенеза. Эта граница коррелируется с ГФН, установленной Н. Б. Вассоевичем и др. [17].

Общая направленность катагенетической эволюции различ-

ных типов ОВ имеет сходные черты, однако характер и интенсивность процессов их изменения отличаются в зависимости от особенностей его структуры. Сапропелевое органическое вещество при одинаковой степени катагенетической измененности богаче битумоидами, чем гумусовое.

В зоне погружения осадков на глубину от 1—1,5 до 2—2,5 км наблюдается фрост новообразованного битумоида в РОВ и УВ в битумоиде. Одновременно с этим в рассматриваемой зоне начинается первичная миграция УВ.

Резкий сдвиг равновесия между ОВ и глинистой породой наступает на подстадии мезокатагенеза (на подэтапах углефикации Д, Г и Ж, или МК<sub>1</sub>, МК<sub>2</sub> МК<sub>3</sub>). К этому моменту (рис. 23) приурочена граница, связанная с началом более резкого изменения физико-химических и отчасти минералогических особенностей глинистых пород, в соответствии с которыми происходит также существенная перестройка структуры ОВ, свойственная ГФН. Как мы уже указывали выше, на этой стадии частичная дегидратация разбухающих глинистых минералов (собственно монтмориллонита и монтмориллонит-гидрослюдистых смешаннослойных образований, связанных с аградацией вулканогенного материала или деградацией гидрослюд с содержанием более 40% лабильных пакетов) сопровождается последовательным переходом их в смешаннослойные образования с содержанием разбухающих пакетов менее 40%, т. е. потерей одного из двух мономолекулярных слоев воды [150]. Поскольку этот процесс протекает в интервале температур, соответствующих стадии ГФН, следует считать, что он взаимосвязан с процессом нефтеобразования. Уменьшение на этой стадии содержания лабильных пакетов в структуре разбухающих глинистых минералов, где концентрируется также ОВ, накопленное в процессе седиментогенеза, способствует переходу последнего в свободное состояние и его дальнейшему термокатализу. Соответственно, вследствие вытеснения из пород большого количества воды, освободившейся при дегидратации разбухающих минералов, наблюдается значительное сокращение объема глинистых пород (до 10—15%) Изучение указанных процессов имеет особенно важное значение, так как способствует выяснению механизма эмиграции нефтяных и газовых флюидов из глинистых отложений в проницаемые породы — коллекторы, а также природы агентов и способа переноса УВ из нефтепроизводящих в нефтемещающие толщи. Следует, однако, подчеркнуть, что в зависимости от природы разбухающего минерала содержащие их толщи будут проходить ГФН на разных глубинах (более значительных для монтмориллонита вулканогенного происхождения, чем для деградированных гидрослюд).

На этом этапе преобразования ОВ и глинистых минералов происходит заполнение (или дозаполнение) нефтью незаполненных газом (образовавшимся на предыдущем этапе) лову-

шек (которые, в частности, могут быть незаполнены в силу проницаемости для газа, но непроницаемости для нефти).

В зоне более глубокого погружения терригенных пород (2,5—3—4 км) фиксируется сильное падение содержания битумоида в РОВ и УВ в битумоиде при накоплении в остаточном битумоиде гетероэлементов, так как новообразование их перекрывается эмиграционной потерей в пласты-коллекторы [43].

На глубине 3,6—5,0 км, где температура возрастает от 140—160 до 200—220°C, уплотнение глинистых пород почти не происходит. Этот этап представляет собой ГФГ [15] и соответствует подстадиям катагенеза МК<sub>4</sub>, МК<sub>5</sub> и частично АК<sub>1</sub>. С ним связаны более значительные масштабы газообразования, чем на стадии начального катагенеза. Существует мнение, что ко времени наступления стадий МК<sub>4</sub> и МК<sub>5</sub> все ловушки уже бывают заполнены либо газом более ранней генерации, либо нефтью, образовавшейся на меньших глубинах (на стадии ГФН). Согласно теории дифференциального улавливания [82], газ из пород, находящихся на стадии ГФГ, будет продвигаться дальше вверх по восстанию пластов в зоны меньших давлений, вплоть до области разгрузки (если не встретит ловушку).

Разбухающие минералы за счет завершения к концу предшествующей стадии потери одного из двух мономолекулярных слоев воды, содержащейся в межпакетных промежутках их структуры, на стадии позднего катагенеза присутствуют только в виде монтмориллонит-гидрослюдистых смешаннослойных образований с содержанием разбухающих пакетов менее 40%.

В зонах наиболее глубокого погружения осадков, преимущественно в геосинклинальных районах, глинистые отложения в результате удаления из межслоевых промежутков структуры разбухающих минералов второго мономолекулярного слоя воды [150] теряют свойства, характерные для собственно осадочных пород. На этой стадии ОВ преобразуется в графит, т. е. завершается цикл его преобразования, связанный с постепенным расщеплением ОВ на летучие и остаточные продукты.

Отсюда следует, что наряду с образованием УВ флюидов за счет РОВ, на разных этапах катагенеза происходит также отжатие воды вследствие уплотнения осадков и последовательного преобразования глинистых минералов с лабильными межслоевыми промежутками в менее разбухающие разности. В связи с этим вода является важнейшим фактором эмиграции и миграции нефти и газа. Нефть и газ обычно не смешиваются с водой и, обладая меньшей плотностью, чем вмещающая их вода, всплывают на ее поверхность. Они будут непрерывно двигаться в пласте-коллекторе, пока не встретят ловушку, что приведет к их аккумуляции и образованию залежи.

Основными видами латеральной (по пористым пластам) и

вертикальной (по открытым трещинам) миграций являются: 1) перемещение газа и нефти в воде в виде истинных и коллоидных растворов; 2) перенос нефти сжатым газом; 3) миграция нефти и газа в свободном состоянии [83].

Возможность вертикальной миграции через слабопроницаемые породы вытекает из установленной зависимости высот залежей от мощности покровов [126].

Выяснение общих закономерностей формирования залежей нефти и газа на первом этапе привели к обоснованию антиклинальной теории Д. М. Ханта [78]. Дальнейшим ее развитием является теория дифференциального улавливания, разработанная В. Гассоу [158] и независимо от него С. П. Максимовым [82].

В настоящее время одной из главных проблем геологии нефти и газа является разработка общей теории, учитывающей процессы генерации, миграции и аккумуляции жидких и газообразных углеводородов на основе последних достижений науки и техники. В частности, предложенная В. П. Строгановым [127] теория поэтапного формирования нефти и газа позволяет прогнозировать районы либо с преимущественным нефтенакоплением, либо с преимущественным газонакоплением в тех или иных толщах. Эта теория позволяет учитывать также стадийность генерации нефти и газа, образование коллекторов и ловушек в геолого-историческом аспекте, время их заполнения, сохранность залежей и т. д.

На основании поэтапности указанных процессов указанная теория позволяет оценивать степень преобразованности ОВ и масштабы генерации, миграции и аккумуляции УВ.

Большое значение в познании рассматриваемых процессов имеют экспериментальные исследования, например, изучение кинетики движения удаляемой воды совместно с органическими и другими химически активными соединениями вблизи активных поверхностей слоистых силикатов глин. Так, Э. А. Гойло и др. [19] на основании экспериментов по гидрослюдизации монтмориллонита в присутствии некоторых гуминовых кислот получили данные о параллельном преобразовании также органических соединений. В этом случае глубокая перестройка ОВ происходит при достаточно жестком термобарическом режиме, который не оказывает влияния на скорость трансформации монтмориллонита в гидрослюду. Несмотря на то что опыты были поставлены недостаточно корректно, так как большая часть гуминовых кислот исчезает задолго до появления ГФН, эти данные показали, что глинистые минералы и ОВ на ранних этапах литогенеза образуют весьма консервативную систему, затрудняющую начало перестройки ОВ. Однако равновесие этой системы при погружении отложений на большие глубины постепенно нарушается, и перестройка ОВ начинает осущест-

вляться в дальнейшем в процессе движения водных флюидов близ активных поверхностей глинистого вещества.

Перестройка разбухающих глинистых минералов на стадии катагенеза осуществляется в несколько этапов, однако протекает менее равномерно по сравнению с изменением физических характеристик глинистых пород (уменьшением абсолютной пористости и увеличением плотности). В частности, эта особенность привела В. Р. Влодарскую и Г. И. Носова [14] к выводу об отсутствии зависимости между дегидратацией разбухающих глин и определенными стадиями катагенеза, а следовательно, и к ошибочному мнению об отсутствии существенных изменений глинистых минералов с глубиной залегания отложений вообще.

Как известно, Г. И. Носов и В. Р. Влодарская [89], а также В. М. Лазарева [74] высказали, кроме того, предположение о связи нефтяных залежей с породами, содержащими монтмориллонитовый, а газовых — гидрослюдистый цемент. При этом первые авторы считают, что генезис различных по форме УВ непосредственно связан с указанными разновидностями глинистых минералов. Однако исходя из концепции положения зон генерации нефти (ГФН) и газа (ГФГ) на различных глубинах залегания пород, соответственно, с разной степенью их катагенетического изменения, приуроченность определенных типов глинистых минералов и углеводородных флюидов не имеют между собой генетической связи, а являются в обоих случаях следствием непрерывно изменяющихся с глубиной термобарических условий в разрезе осадочного чехла земной коры, что обуславливает параллельность изменения на определенных стадиях как глинистых минералов, так и ОВ.

Следует заметить, что трудности в познании особенностей изменения глинистых минералов на разных стадиях литогенеза в целом связаны прежде всего с отсутствием прямой зависимости уменьшения лабильных пакетов в структуре разбухающих минералов от температуры. Однако это необходимо рассматривать как вполне закономерное явление, поскольку температурный фактор не является единственной причиной изменения глинистых минералов на стадии катагенеза. Указанная зависимость нарушается присутствием среди преобладающих в осадочных породах разбухающих минералов, связанных с деградацией гидрослюд, прослоев монтмориллонита вулканогенного происхождения [63, 102]. Последний, вследствие относительно более низкого отрицательного заряда межслоевых промежутков, медленнее фиксирует К и позднее переходит в слабо разбухающие разности по сравнению с восстановлением первичных свойств деградированными гидрослюдами. Существуют различия в скорости восстановления и собственно гидрослюд, подвергшихся в гипергенную стадию различной степени выветривания. Так, более выветрелые гидрослюды, в структуре которых изменению

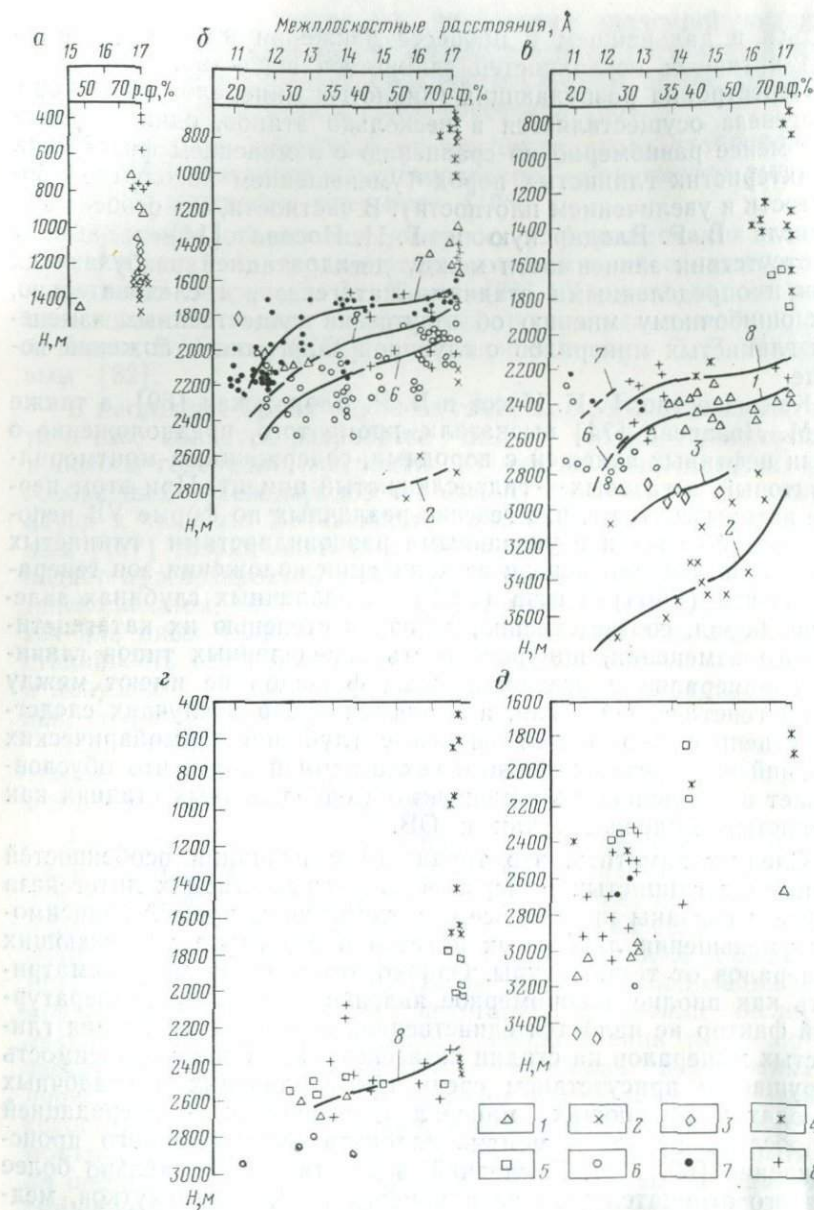


Рис. 25. Зависимость содержания лабильных пакетов и монтмориллонит-гидрослюдистой смешаннослойной фазы в глинистых породах от глубины их максимального погружения. По данным Б. А. Лебедева и др. [13].

Отложения: а — верхнемеловые; б — верхняя часть нижнемеловых (вартовская, киялинская, таяпочинская и другие свиты); в — нижняя часть нижнемеловых (куломзинская, суходудинская и другие свиты); г — верхнеюрские (баженовская свита); д — ниже-среднеюрские (тюменская, васюганская и другие свиты); е — обобщенные зави-

подверглись не только межслоевые промежутки, но и собственно силикатные слои, медленнее восстанавливают первоначальные свойства чем слабо деградированные разности [58, 117]. Интенсивность постседиментационного изменения наряду с особенностями исходного материала зависит также от гидрохимии бассейна осадконакопления, повышаясь при прочих равных условиях в отложениях, накапливавшихся в осолоненных бассейнах [56], включая хлоридный, сульфатный и карбонатный типы содержащихся в них вод.

Как показано В. А. Лебедевым и др. [13] на примере Западно-Сибирской низменности, переход монтмориллонита, а также смешаннослойных образований различного генезиса с содержанием лабильных пакетов более 40% (дополнение С. Г. Саркисяна и Д. Д. Котельникова) в менее разбухающие разности в отложениях определенного возраста, накапливавшихся в отдельных районах, наблюдается на разных глубинах (рис. 25) в весьма узком температурном интервале (рис. 26). Замедляет тенденцию снижения количества указанных пакетов в структуре смешаннослойных образований с глубиной погружения пород также увеличение их мощности.

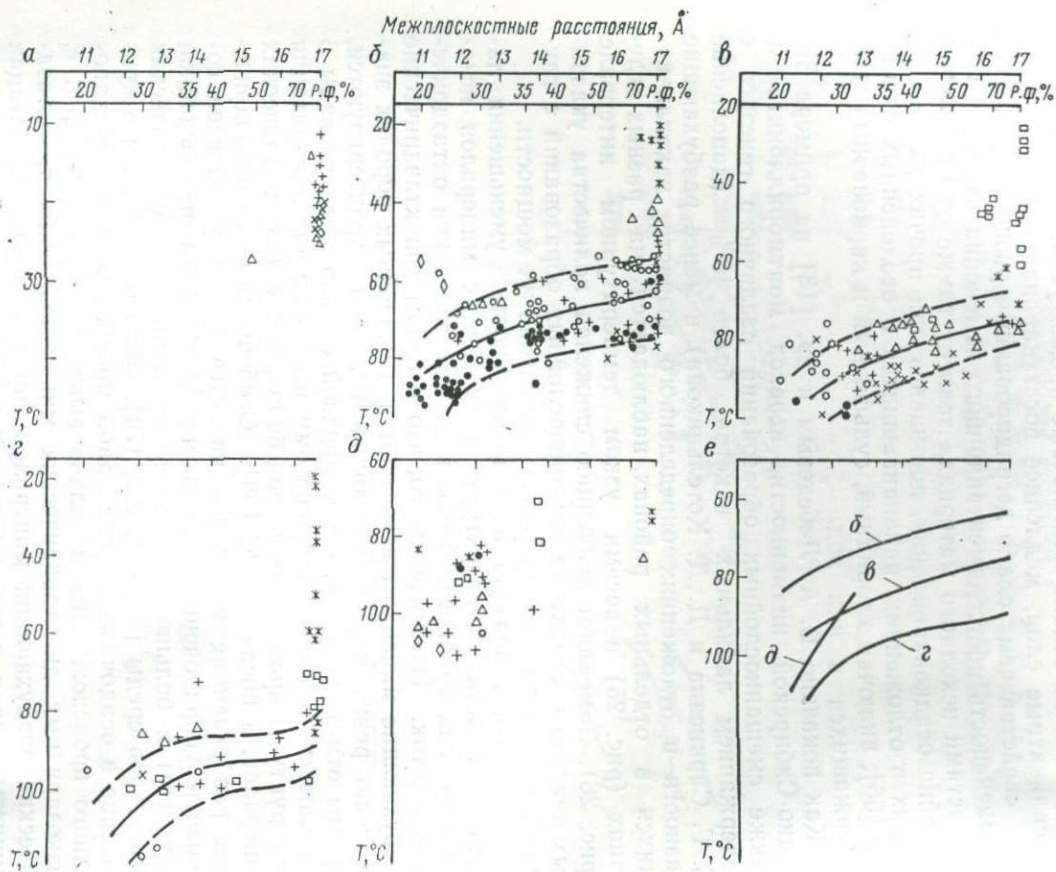
Кроме того, прямую последовательность уменьшения лабильных пакетов в структуре разбухающих минералов искажает ди- или триоктаэдричность мотива заселения октаэдрических сеток. Несмотря на то, что в целом триоктаэдрические разбухающие минералы встречаются в осадочных породах значительно реже, чем диоктаэдрические, они характеризуются, как мы отметили выше, более прочной связью молекул воды в межслоевых промежутках, поэтому необратимая дегидратация их структуры происходит не при 600°C, как у диоктаэдрических минералов, а после 700°C [68]. Особенностью триоктаэдрических разбухающих минералов является также устойчивое сохранение упорядоченной (по закону АВ АВ...) смешаннослойной структуры в большом диапазоне изменения термобарических параметров среды [64, 101, 102, 170]. Отсюда следует, что присутствие в осадочных породах либо монтмориллонита вулканогенного происхождения и сильно выветрелых гидрослюд, т. е. низкозарядных диоктаэдрических минералов, либо триоктаэдрических разбухающих минералов препятствует дегидратации глинистых пород и тем самым отодвигают процесс эмиграции из них микроненфти на более поздние этапы литогенеза глинистых пород. В частности, характерными признаками сохранения пород на подстадии протокатагенеза являются их пониженная плотность и аномально высокое поровое давление.

По данным Н. В. Белова с соавторами [27], в процессе

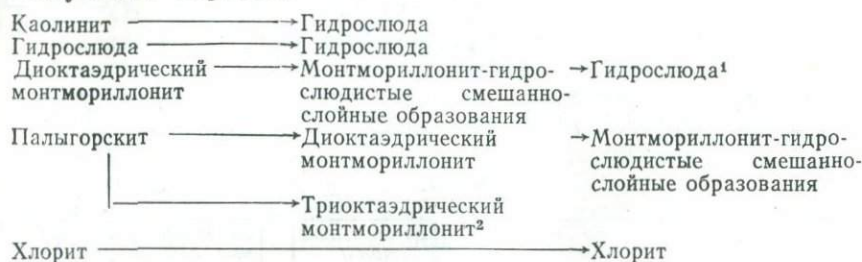
---

симости для отдельных районов. Районы: 1 — Ямальский, 2 — Тазовский, 3 — Пурпейский, 4 — Салехардский и Ляпинский, 5 — Шеркалы-Казымский, 6 — Сургутский, 7 — Нижневартовский, 8 — Томская область

Рис. 26. Зависимость содержания лабильных пакетов и монтмориллонит-гидрослюдистой смешанно-слоистой фазы в глинистых породах от пластовых температур. По Б. А. Лебедеву и др. [13].  
Условные обозначения см. рис. 25



опытов по преобразованию природных смесей глинистых минералов повышенные температуры и давления в среде, содержащей ионы К и Mg, действуют на трех-пятикомпонентные глинистые ассоциации так же, как и на отдельные глинистые минералы. Например, пятикомпонентная ассоциация глинистых минералов из пород туркестанского возраста (палеоген) месторождения Сузак в северо-восточной Фергане после опытов, длившихся не более 4 сут, стала двухкомпонентной (гидрослюдисто-хлоритовой), причем изменения в смеси происходили следующим образом.



<sup>1</sup> В соответствии с изложенными в главах II и III данными продукты глубокого изменения монтмориллонита представляют К-бентониты и их нельзя отождествлять с собственно гидрослюдами, связанными с деградацией слюд.

<sup>2</sup> Триоктаэдрический монтмориллонит на стадии позднего катагенеза переходит сначала в упорядоченную хлорит-монтмориллонитовую смешаннослойную фазу, а затем в хлорит.

Подобный же минеральный состав глинистых компонентов (гидрослюда+хлорит) был установлен в туркестанских отложениях на глубинах свыше 5—5,5 км (до 5800 м). Это свидетельствует о том, что воспроизведенные экспериментально преобразования глинистых минералов, в первую очередь гидрослюдизация монтмориллонита, происходят и в природе, по мере прохождения породами все более поздних стадий литогенеза. В дальнейшем Н. В. Беловым с соавторами [97], а также И. Д. Зхусом и И. И. Шмайсом [40] было установлено, что аналогичные изменения монтмориллонита (его гидрослюдизация) происходят и при наличии в ассоциации с ним органических соединений (были использованы пинен, стеариновая кислота, олеиновая кислота и др.). На основе этого И. Д. Зхус и И. И. Шмайс [40] обосновали предельные глубины размещения залежей нефти и газа в осадочном чехле земной коры. Это показывает, что если раньше генерация и эмиграция нефтяных УВ в глинах представлялись изолированными друг от друга процессами, протекающими вне связи с преобразованием вмещающих пород, то приведенные выше данные свидетельствуют о связи этих процессов в историческом ходе литогенетической эволюции ОПБ.

Достигнутые успехи во многом обусловлены широким использованием современных методов исследования ОБ (рис. 27), включая научно-обоснованную интерпретацию результатов его

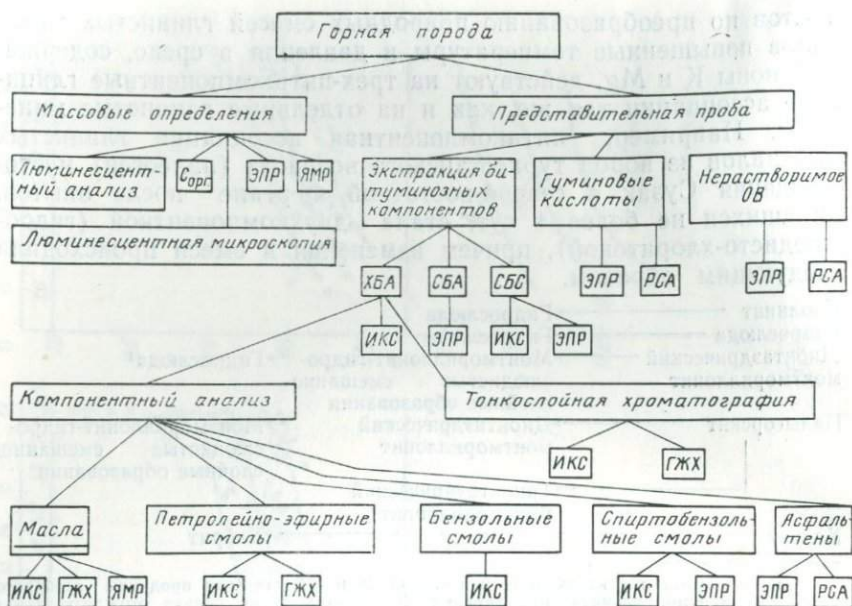


Рис. 27. Схема рационального комплекса физико-химических исследований ОВ горных пород. По О. В. Барташевич [4] с дополнениями В. И. Дубовика  
 ЭПР — электронный парамагнитный резонанс; ЯМР — ядерный магнитный резонанс низкого разрешения; ГЖХ — газо-жидкостная хроматография; ИКС — инфракрасная спектроскопия; ХБА — хлороформный битумоид «свободный»; СБА — спиртобензолный битумоид «связанный»; СБС — спиртобензолный битумоид «связанный»; РСА — рентгеноструктурный анализ

изучения, что способствует объективному решению общих проблем нефтегазообразования. Не менее актуальны также вопросы, связанные с выбором наиболее перспективных направлений в проведении дальнейших детальных исследований РОВ и УВ.

До последнего времени изучение ОВ непосредственно в образцах исследуемых отложений ограничивалось возможностями люминесцентно-битуминологического анализа и определений  $S_{орг}$ , которые характеризуют в основном количественное распределение органических компонентов в горных породах. Однако в настоящее время комплекс массовых определений был дополнен вначале за счет ЯМР низкого [26], а позднее высокого разрешения, а также ЭПР [4], что значительно расширило возможности геохимической битуминологии.

По параметрам сигнала ЯМР (амплитуде и ширине) устанавливаются степень обогащенности ОВ водородом и характер взаимосвязи его с вмещающей породой. Спектры ЭПР дают сведения о количестве парамагнитных центров в анализируемом образце породы, которое зависит от общего содержания ОВ, его состава и степени преобразованности. На основании массо-

вых определений с помощью этих методов может быть проведено расчленение разрезов на геохимические зоны. Для решения поисковых задач детальные исследования сосредоточиваются в основном на свободном битумоиде, в хлороформенном экстракте которого концентрируются углеводороды.

Метод ИКС используется при изучении хлороформенного битумоида А (ХБА) и трех его компонентов (масел, петролейно-эфирных и бензольных смол). Применение ЯМР высокого разрешения, как и газожидкостной хроматографии, ограничивается исследованием масел ХБА. Высокомолекулярные компоненты ХБА (спиртобензольные смолы, асфальтены), СБА, небитуминозные компоненты ОВ, практически не поддающиеся химическому анализу, исследуются методом ЭПР. Следует, тем не менее, заметить, что разработанные принципы интерпретации предназначены в основном для сравнительного анализа битуминозного вещества, свойственного осадочным породам, не подвергавшимся глубокому метаморфизму.

Метод ЯМР высокого разрешения с успехом используется для изучения битуминозного вещества [4], причем применяется он обычно в сочетании с комплексом других, коррелирующихся между собой и дополняющих друг друга методов. Следует заметить, что наиболее плодотворные результаты для изучения структуры битуминозного вещества дает сочетание методов ЯМР с ИКС.

В последнее время нерастворимые в органических соединениях компоненты РОВ стали изучаться также с помощью рентгеновского анализа. Его применение долгое время не давало надежных результатов из-за низкого качества дифрактограмм указанных компонентов по сравнению с углями, характеризующимися в целом более высокой кристалличностью. Однако внедрение разработанного В. И. Дубовиком и О. П. Четвериковой [31] усовершенствования к прибору ДРОН-1 (повысившего разрешающую способность его более чем в 3 раза) позволило впервые получить удовлетворительные дифрактограммы основной массы РОВ.

На дифрактограммах концентратов основной массы РОВ было установлено, что для гумусового РОВ характерен дифракционный максимум с межплоскостным расстоянием ( $d/n$ ), равным 3,5—3,7 Å (рис. 28, I a), а для сапропелевого 4,4—5,3 Å (рис. 28, II, a). Указанное значение максимума гумусового РОВ подтверждает предположение о его «ароматическом» строении, так как на дифракционной картине от гексагональных сеток углерода также фиксируется максимум, соответствующий межплоскостному расстоянию 3,5—3,7 Å. Максимум сапропелевого РОВ, связанный с дифракцией от цепочечных углеводородных структур, характеризуется значением 4,6—5,0 Å.

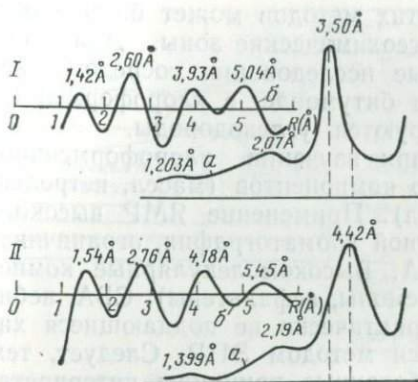


Рис. 28. Рентгеноструктурная характеристика концентратов основной массы РОВ гумусового — СК<sub>ар</sub> (I) и сапропелевого — СК<sub>ал</sub> (II) типов

*a* — дифрактометрические кривые, *б* — функции радиального распределения атомной плотности, СК<sub>ал</sub> — седикахит алиновый — сапропелевый тип РОВ, СК<sub>ар</sub> — седикахит арконовый — гумусовый тип РОВ

По дифрактограммам гумусового и сапропелевого типов РОВ В. И. Дубовиком и О. П. Четвериковой [31] были рассчитаны кривые радиального распределения функции атомной плотности методом преобразования Фурье. Кривая гумусового РОВ имеет большое сходство с кривой радиального распределения графитового слоя. Первый максимум, равный 1,42 Å (рис. 28, I б), соответствует кратчайшему расстоянию как между атомами углерода графитовых сеток ( $R=1,42 \text{ \AA}$ ), так и С—с-расстоянию в ароматических соединениях. Кривая радиального распределения сапропелевого РОВ имеет большое сходство с аналогичными кривыми жидких парафинов нормального строения и расплавов полиэтилена. Кратчайшее расстояние между атомами углерода, равное 1,54 Å (рис. 28, II б) характерно в этом случае для наименьшего С—С-расстояния в алифатических структурах. Одновременно было показано также, что кратчайшие межатомные расстояния, характеризующие преобладающую в данном соединении гибридную связь между атомами углерода, непосредственно влияют и на молекулярную структуру ОВ. С помощью теоретических расчетов указанный автор показал, что присутствие на дифрактограммах РОВ максимума с  $d=3,5\text{—}3,7 \text{ \AA}$  свидетельствует о наличии в его структуре плоских графитовых сеток, что свойственно гумусовому типу указанного вещества. Характерный минимум с  $d=4,4\text{—}4,7 \text{ \AA}$  указывает на присутствие в материале соединений с фрагментами линейных структур углерода (алифатического и алициклического типа) и свойствен сапропелевому РОВ.

Эти исследования позволили подойти к разработке метода количественной оценки доли «ароматических» и «неароматических» структур в концентратах основной массы РОВ. Известно, что при характеристике строения каустобиолитов широко используются коэффициентом ароматичности  $f_a$ , введенным еще

Д. В. Кревеленом [160]. Коэффициент показывает долю слоев, подобных графитовым, имеющих в основе строения 2—3 и более ароматических колец. Существует несколько методов определения  $f_a$ , в том числе по данным элементного состава, плотности, количеству летучих, а также по результатам дифрактометрических исследований. Последний способ определения [31] заключается в измерении относительной интенсивности дифракции при  $3,5 \text{ \AA}$  ( $J_2$ ) и при  $4,7 \text{ \AA}$  ( $J_1$ ) и вычислении по отношению  $J_2/J_1$  вклада «ароматической» составляющей в суммарный дифракционный эффект. Зависимость  $f_a$  от  $J_2/J_1$ , установленная по соотношению массы эталонов, в качестве которых были взяты богхед, но содержащий графитовых гексагонов, и стеклоуглерод-двумерная структура из графитовых сеток, описывается уравнением:

$$f_a = A + B \ln (J_2/J_1),$$

где  $A$  и  $B$  — постоянные коэффициенты для фиксированных условий съемки.

Эта зависимость была проверена В. И. Дубовиком и О. П. Четвериковой [31] методом добавок, где в качестве разбавляющих компонентов в смеси эталонов были взяты концентраты РОВ различного фашиально-генетического типа. Примененный методический прием позволил не только показать, что внесение добавок не изменяет значений коэффициентов уравнения, но и установить, что особенности строения концентрата основной массы РОВ различного типа не влияют на точность определяемых величин  $f_a$ .

Дифрактометрический метод определения «коэффициента ароматичности» был использован, кроме того, В. И. Дубовиком и О. П. Четвериковой [31] для изучения преобразования ОВ осадочных пород при экспериментальном термобарическом воздействии на них повышенных температур ( $200^\circ\text{C}$ ) и давлений ( $100,0 \text{ МПа}$ ), которые моделировали погружение их на глубины 5—6 км. Установлено, что влияние этого воздействия приводит к заметному преобразованию РОВ при сохранении стабильности состава минеральной части породы. Результат этих исследований заключается в том, что при расчете на неизменяемую породу доля «ароматической» составляющей практически не изменяется, а относительное обогащение конденсированными ароматическими соединениями происходит исключительно за счет деструкции «неароматической» составляющей (в том числе полимерлипидной части РОВ). При этом был показан существенно различный механизм превращения РОВ под влиянием повышенной температуры ( $200^\circ\text{C}$ ) и давления ( $100 \text{ МПа}$ ), а также в зависимости от степени катагенетической превращенности исходной породы. Так, в породах, не прошедших стадию начального катагенеза, при термобарическом воздействии происходит переход гуминовых кислот в их нерастворимые фор-

мы — гумины. В результате этого не только количество основной массы РОВ, но и доля ароматической составляющей в них заметно увеличивается. В породах, прошедших стадию начального катагенеза, происходит уменьшение доли неароматической составляющей и относительный рост ароматической, вследствие деструкции первой и образования за счет нее летучих продуктов углефикации. В первом случае все процессы сопровождаются генерацией углеводородов, но в значительно меньшем масштабе, чем во втором. Происходит как бы «созревание» ОВ для последующей отдачи УВ.

Согласно рентгеновским характеристикам концентратов основной массы РОВ из хорошо сопоставимых осадочных толщ, испытавших различное погружение,  $f_a$  увеличивается от 0,3 до 0,6, а в отдельных случаях и до 0,8 — для гумусового вещества при условии погружения вмещающих пород до 3 км и более [141]. Аналогичные результаты были получены на материале альбских аргиллитов Центрального Предкавказья, юрских аргиллитов Туранской плиты и аргиллитов среднего карбона Донбасса, что позволило интерпретировать увеличение  $f_a$  как относительный рост ароматичности в РОВ.

Концентраты основной массы сапропелевого РОВ характеризуются более низкими величинами  $f_a$ , которые растут при погружении вмещающих пород, но остаются достаточно низкими. При значительном погружении отложений значения  $f_a$  сапропелевого РОВ перекрывают значения  $f_a$  РОВ гумусового типа, свойственных низким стадиям катагенеза. Для сапропелевого, как и для гумусового РОВ, трудно установить конкретные значения глубин и температур, которые четко коррелировались бы с определенными величинами  $f_a$ , однако направленность самого процесса выявляется достаточно четко.

Это позволило В. И. Дубовику разработать способ оценки выхода летучих и подвижных компонентов (в том числе и новообразованных битумоидов) из основной массы РОВ в процессе катагенеза. Предложенная им формула:

$$\Delta X_k = \frac{f_{a_k} - f_{a_0}}{f_{a_k}},$$

где  $\Delta X_k$  — доля распавшейся основной массы РОВ от его исходного содержания,  $f_{a_0}$ ,  $f_{a_k}$  — «коэффициенты ароматичности», соответственно, на исходном и конечном уровнях катагенеза (рис. 29), дает возможность получать необходимые для балансовых расчетов данные о генерирующей способности РОВ нефтегазоматеринских толщ. Так, кривые на графике позволяют оценить изменение доли распавшегося  $OB_{исх}$ , ( $\Delta X_k$ ) в процессе катагенеза в зависимости от начальных ( $f_{a_0}$ ) и конечных ( $f_{a_k}$ ) значений «коэффициента ароматичности». Приведенный расчет доли распада ( $\Delta X_k^c$ ) сапропелевого РОВ с минимальным начальным значением  $f_{a_0}^c = 0,1$  показал, что на позднем этапе

катагенеза величина ее  $f_{aK}^c = 0,5$ . Тогда распавшаяся доля ОВ ( $\Delta X_K^c$ ) составит 80% от исходного. Гумусовое РОВ со значением  $f_{a_0}^r = 0,5$  можно встретить только на начальном этапе катагенеза ( $\Delta X_K^r = 0$ ). Смешанное РОВ при изменении  $f_a$  от 0,3 до 0,5 распадается на 40% от исходного, что указывает на меньшую скорость его деструкции по сравнению с сапропелевым.

Приведенные примеры экспериментальных исследований показывают их значительный вклад в познание процессов и создание теории преобразования РОВ и вмещающих его глинистых пород, что является надежной основой для дальнейшего развития теории образования скоплений нефти и газа в земной коре, а также открывают возможность внедрения полученных результатов в практику нефтепоисковых работ по оценке перспектив нефтегазоносности различных территорий.

За последние годы в области изучения РОВ (в том числе битумоидов и нефтей) широкое применение получила, кроме того, ультрафиолетовая (УФ) микроскопия, позволяющая наблюдать состав и распределение различных органических соединений в их естественном (природном) состоянии в горных породах. Методические приемы УФ-микроскопии направлены на выявление закономерностей микрохроматографического разделения подвижной части битумоидов, особенности которых зависят от микрокомпонентного состава и физико-химического состояния остаточного ОВ, специфики и развития минералов-индикаторов окислительно-восстановительных условий, а также от минералогического состава, пористости и проницаемости горных пород. В основу генетической интерпретации получаемых данных положены отличия форм сингенетичной битуминозности, коррелирующиеся с литолого-фациальными особенностями пород, со степенью их катагенетической измененности и, соответственно, углефикации, содержащегося в них ОВ, развития процессов аутигенного минералообразования и изменения проницаемости отложений [76, 115].

В настоящее время для УФ-микроскопии открылись совер-

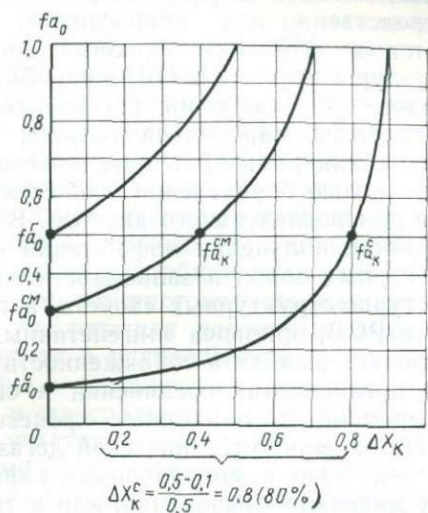


Рис. 29. Количественное определение доли распавшегося ОВ относительно исходного. По В. И. Дубовику, 1978 г.

шенно новые перспективы, в частности в области определения генезиса газовой фазы (ГФ) ОВ, благодаря использованию разработанных И. С. Саркисян в 1975 и 1978 гг. для битуминозного вещества приемов интерпретации, а также внедрению новых методов дифференцированной микродегазации пород непосредственно под микроскопом. Сущность способов заключается в дегазации (микромеханической — путем разрушения структуры породы и ОВ, микробитумной — растворения битумоидов органическими растворителями и микрохимической — растворения карбонатов соляной кислотой) отдельных фрагментов минеральной и органической составляющих горных пород с целью определения особенностей распределения и отбора газа для последующего анализа. В связи с этим открылась возможность получения информации о локальной газонасыщенности горных пород в зависимости от их минерального состава и текстурно-структурных свойств, а также степени преобразованности РОВ, привноса эпигенетических битумоидов и т. д. Все это позволяет выявлять сопряженность миграции газовой и жидкой фаз органических соединений и оценивать последовательность во времени миграционных процессов.

Путем микромеханической дегазации удается выявлять присутствие газа в микропоровых каналах, т. е. в составе вторичных минералообразований, или в твердой фазе битумов по трещинам, порам и кавернам. В ряде случаев они обнаруживаются в ультрапорах углистых включений, либо в своеобразных глобулах, изолированных от внешней среды «корочкой» битуминозных компонентов смолисто-маслянистого состава и располагающихся в промежутках между зернами песчано-алевритовой размерности. Обычно таким способом можно наблюдать особенности распределения и фазовое состояние УВ, находящихся в «свободном» (химически несвязанном с органическими и минеральными элементами пород) состоянии. Они диагностируются по возникновению пузырьков газа ( $C_1—C_5$ ), быстро увеличивающихся в объеме, и по выделению слабо люминесцирующего «тумана» ( $C_6—C_{16}$ ), исчезающего по мере испарения хлороформа. Сложные ассоциации газообразных и жидких УВ, представленных разнообразными газопленочными модификациями, регистрируются по люминесцирующей в УФ-лучах пленке метано-нафтеновых или ароматических УВ на поверхности пузырьков газа.

С помощью микробитумной дегазации можно выявлять присутствие газовой и газопленочной фаз органических соединений, находящихся в «связанном» с битумоидами состоянии. Их десорбция полностью зависит от кинетики процессов растворения битуминозного вещества под воздействием органических растворителей.

Проведение обоих видов микродегазации УВ под УФ-микроскопом способствует оптимальному отбору образцов горных по-

род для проведения детальных химико-битуминологических и газоаналитических исследований, включая изучение РОВ с генетической точки зрения. Результаты таких исследований дают информацию о возможном механизме миграции УВ. Как показал опыт указанных исследований в этом аспекте, газопленочные модификации, широко распространенные в отложениях, которые находятся на завершающих этапах ГФН, могут служить отражением совместного перемещения жидких и газообразных УВ из наиболее глубоких горизонтов и способны проявляться (в виде следов) на самых разнообразных уровнях вертикального разреза (вплоть до дневной поверхности).

При относительно повышенной газонасыщенности отдельных фрагментов горных пород применение различных способов микродегазации требует особой подготовки образцов к анализу, так как из-за быстропотекающей десорбции газа узко-локальные зоны газовыделения трудно зарегистрировать как визуально, так и фотографически. Аналогичная картина наблюдается при значительной контрастности в распределении газов, вследствие существенного различия в сорбционных свойствах микрокомпонентов органического и минерального вещества. Поэтому при подготовке локального участка породы к анализу под УФ-микроскопом его необходимо предварительно покрывать тонким слоем химически чистого глицерина, который препятствует свободной десорбции газа при микромеханической и микробитумной дегазации.

При значительном уплотнении исследуемых пород, а также исследовании тонкопористых и микротрещиноватых разностей, например терригенных (аргиллиты, алевролиты, песчаники), карбонатных, кремнистых и особенно магматических (базальтоиды и т. п.), доступ растворителя к органическому веществу вмещающей пород при микробитумной дегазации затруднен из-за низкой проницаемости последних. Эффективность этого вида дегазации несколько снижается, поскольку десорбция газовой фазы при воздействии растворителей на исследуемые образцы происходит лишь в поверхностном слое, на контактах зерен, из «открытых» пор и микротрещин и не затрагивает основную массу ОВ, «запечатанного» минеральными компонентами и недоступного для проникновения растворителей.

В этих случаях используется ультразвуковая обработка пород в диапазоне частот электрического сигнала 10 кгц—1 мгц, регулируемых в соответствии с их плотностными и текстурно-структурными свойствами, в результате обеспечивается проникновение органических растворителей на максимально «глубокие уровни».

Использование указанного метода может быть рекомендовано для изучения влияния на постседиментационные преобразования осадочных пород, мигрирующих из глубинных частей осадочного чехла Земной коры газов и флюидов нефтяного

типа. Однако эти исследования пока еще не систематизированы на геологической основе. Недостатком является также то, что изучение ОВ и глинистых минералов проводится в большинстве случаев раздельно. Комплексное изучение этих вопросов позволит установить закономерные связи между этими факторами и откроет новые перспективы в понимании процессов преобразования ОВ, миграции УВ и особенностей трансформации осадочных отложений в ОПБ. Кроме того, результаты этих исследований будут способствовать развитию прикладного направления геохимии ОВ, в частности позволят более успешно использовать на практике достижения органической теории происхождения нефти и, возможно, обусловят формирование нового направления в литологических исследованиях — поисковой литологии.

В настоящее время в литературе опубликовано большое количество работ, посвященных изучению органических веществ в осадочных породах. Однако, несмотря на то, что в последние годы наблюдается значительный рост интереса к этой проблеме, до сих пор не существует единого подхода к изучению органических веществ в осадочных породах. В настоящее время в литературе опубликовано большое количество работ, посвященных изучению органических веществ в осадочных породах. Однако, несмотря на то, что в последние годы наблюдается значительный рост интереса к этой проблеме, до сих пор не существует единого подхода к изучению органических веществ в осадочных породах.

## КОЛЛЕКТОРЫ НЕФТИ И ГАЗА

Коллекторы нефти и газа характеризуются специфическими особенностями, главными из которых являются емкостные и фильтрационные свойства — пористость и проницаемость [140]. При характеристике коллекторских свойств пород обычно выделяют следующие виды пористости: общую (полную), открытую и эффективную [138].

Пористость измеряется в процентах или долях единицы. В природных условиях пористость горных пород изменяется в широких пределах от десятых и даже сотых долей до 40—50% и более. Наибольшей пористостью обладают, как правило, рыхлые обломочные, а наименьшей — плотные осадочные, магматические и метаморфические горные породы.

По генезису поры разделяют на первичные, возникшие в процессе формирования породы, и вторичные, образованные в период ее существования. Первичной пористостью в осадочных породах обладают терригенные коллекторы гранулярного типа, в то время как вторичная пористость связана с трещинами и кавернами, возникающими в основном в карбонатных породах (известняках и доломитах), в результате проявления тектонических сил и вследствие растворения или разложения отдельных компонентов хемогенных и биогенных пород. Межгранулярная вторичная пористость возникает также при растворении и удалении цемента обломочных пород.

Наличие в породах сообщающихся пор и возможность движения через них флюидов определяют проницаемость пород (в Дарси, или в системе СИ в единицах фемтоквадратного метра:  $\text{фм}^2 = 0,981 \text{ мД}$ ). Проницаемость пород по напластованию обычно выше, чем в перпендикулярном к напластованию направлении.

Различают следующие виды проницаемости пород: абсолютную, эффективную и относительную.

В настоящее время предложено несколько классификаций коллекторов, в основу которых положены значения коэффициента проницаемости. Наиболее полной является классификация песчано-алевритово-глинистых коллекторов нефти и газа А. А. Ханина [138], которая учитывает, кроме проницаемости, также гранулометрический состав и эффективную пористость пород.

Коллекторские свойства терригенных пород в значительной степени зависят от гранулометрии, отсортированности и формы зерен обломочного материала. Высокая степень отсортирован-

ности и окатанности зерен указанного материала благоприятно сказывается на емкостных и фильтрационных свойствах осадочных пород. Отрицательно влияет на указанные свойства коллекторов высокое содержание фракций мельче 0,05 мм и хемогенный главным образом карбонатный цемент. Положительным признаком является преобладание в их гранулометрическом составе фракций 0,25—0,1 и 0,1—0,05 мм.

Присутствие в поровом пространстве песчано-алевритовых пород глинистых минералов также резко снижает их проницаемость. При этом песчаники и алевриты обладают коллекторскими свойствами при содержании в них не более 20% глинистого материала [138].

Необходимо иметь в виду, что отдельные минералы при одинаковом содержании их в песчано-алевритовых породах снижают проницаемость последних в различной степени, что в первую очередь зависит от адсорбционной способности (емкости обмена) глинистых минералов (табл. 5) и стабильности их

Таблица 5

**Величины сорбционной емкости глинистых минералов и некоторых близких к ним слоистых силикатов относительно красителя метиленового голубого (МГ)**

Минерал, месторождение, фракция (порода)	Емкость поглощения, мг-экв на 100 г вещества
Каолинит, Просяновское месторождение, УССР, Фракция < 0,001 мм	8,3
Каолинит, Кыштымское месторождение, Урал, Фракция < 0,001 мм	9,0
Каолинит, Глуховецкое месторождение, УССР, Фракция < 0,001 мм	9,1
Файрклей, Латненское месторождение, Воронежская область, порода	23,0
Гидрослюды, фракция < 0,001 мм	18,0—50,0
Вермикулит, Кыштым, Урал, порода	30,0
Монтмориллонит (Огланлит). Огланлы, Туркменская ССР, фракция < 0,001 мм	80,0
Монтмориллонит, Аскангель, Аскана, ГрузССР, порода Монтмориллонит, Гумбрин, Гумбрин, ГрузССР, фракция < 0,001 мм	116,0
Монтмориллонит (Кил), Курцы, Крым, фракция < 0,001 мм	84,0
Хлорит, Кемпирсай, КазССР, порода	107,0
Сепиолит, Новая Акермановка, Урал, порода	33,0
Мусковит, Мамское месторождение, порода	31,0
Пирофиллит, Бахговский завод, Урал, порода	4,8
Тальк, р. Оют, Восточная Сибирь, порода	14,0
	13,0

кристаллической решетки по отношению к флюидам. Наиболее резко снижают проницаемость пород минералы монтмориллонитовой группы, адсорбционная способность которых достигает 150 мг-экв/100 г монтмориллонита. В меньшей степени пони-

цаемость пород уменьшают различного типа смешаннослойные образования. Еще меньше снижают проницаемость пород практически неразбухающие разности гидрослюд и каолинит. Например, согласно экспериментальным данным, добавка 2%-ного гидробиотита к кварцевому песку фракции 0,35—0,50 мм, первичная проницаемость которого составляла 60,3056 Д, уменьшает проницаемость его до 27,512 Д. Аналогичная примесь каолинита снижает проницаемость песка уже до 17,3616 Д и монтмориллонита до 5,8007 Д. Соответственно 20%-ная примесь этих минералов уменьшает проницаемость в случае гидробиотита до 0,5397 Д, каолинита до 0,1238 Д и монтмориллонита до 0,0193 Д [139]. Следует заметить, что если монтмориллонит содержит в поглощенном комплексе Na, то примесь только 5% этого минерала к мелкозернистому кварцевому песку снижает проницаемость его в 33 раза. Кроме собственно глинистых минералов, в поровом пространстве песчано-алевритовых пород может присутствовать глинистый материал, образовавшийся за счет пелитизации обломочных частиц (полевых шпатов и других минералов). Это также необходимо учитывать при исследовании коллекторов, так как указанный процесс способствует увеличению содержания связанной воды в коллекторах.

Глинистые минералы, содержащиеся в поровом пространстве песчано-алевритовых пород, как известно [50, 53, 55, 57, 85], по своему происхождению могут иметь либо аллотигенную (первичную), либо аутигенную (вторичную) природу.

По соотношению обломочной и цементирующей частей, а также по способу заполнения порового пространства выделяется несколько типов цемента: базальный, поровый, пленочный, сгустковый, контактный и цемент регенерации, а также смешанные цементы.

Аллотигенный глинистый цемент имеет тот же источник накопления, что и глинистые минералы, содержащиеся в глинах, вмещающих песчано-алевритовые породы.

По минералогическому составу аллотигенный глинистый цемент (базальный, поровый, сгустковый, контактный и смешанный) в неизменных песчано-алевритовых отложениях представлен в основном диоктаэдрическими минералами: каолинитом, гидрослюдой, монтмориллонитом или их смесями.

**Каолинитовый цемент.** Микроблоки разного размера из сросшихся параллельно базисной плоскости псевдогексагональных кристаллов, в ряде случаев изометричного или близко к нему габитуса, что обеспечивает высокие емкостные и фильтрационные свойства пород.

Физически связанная вода в породе заполняет углы пор (остаточная вода) и находится на поверхности минералов в виде тонких пленок (адсорбированная вода).

**Гидрослюдистый цемент.** Слабо деградированная

разновидность имеет псевдоизометричный габитус микроблоков при резком различии размеров в базисной плоскости частиц, особенно при полидисперсности материала, что приводит к существенному снижению пористости и проницаемости пород.

Кроме физически связанной воды в структуре содержится также межслоевая вода.

Содержание указанных форм воды увеличивается по мере повышения дисперсности и деградации гидрослюд.

**Монтмориллонитовый цемент.** Очень мелкие тонкие псевдоизометричные ультрамикроблоки, в том числе кристаллы, приближающиеся к индивидуальным монослоям минерала и образующие микроагрегаты, которые резко снижают размеры пор и связь между ними. Свойства этого цемента определяются типом обменных катионов (Na и Ca). Na-катион характеризуется высокой степенью поверхностной диссоциации, что способствует удержанию Na-монтмориллонитом более значительного количества воды и равномерному распределению водных прослоев как между монослоями ультрамикроблоков — кристаллов (межслоевая вода), так и микроагрегатами (адсорбированная вода), что обуславливает в этом случае практически полную непроницаемость коллектора. Ca-катион обладает более слабой степенью поверхностной диссоциации, что определяет удержание Ca-монтмориллонитом меньшего количества воды и менее равномерное распределение в его массе водных прослоев, в связи с чем микроагрегаты минерала разделяются более значительными промежутками, по сравнению с монослоями минерала в ультрамикроблоках — кристаллах, в которых они не превышают 19,2 Å, что определяет сравнительно более высокую проницаемость водонасыщенного Ca-монтмориллонита, чем Na-разности.

**Полиминеральный (смешанный) цемент.** Различная морфология и дисперсность микроблоков и микроагрегатов глинистых минералов обуславливает в ряде случаев наиболее резкое снижение коллекторских свойств пород.

Аутигенный цемент отличается, как правило, более разнообразным составом за счет как перекристаллизации первичного глинистого материала и раскристаллизации коллоидных растворов в виде новых разновидностей глинистых минералов, так и образования вторичных неглинистых компонентов: вторичного кремнезема, карбонатов, окислов и гидроокислов Fe, сульфатов, цеолитов, полевых шпатов, сульфидов, фосфатов, титанистых минералов и т. д.

По минералогическому составу аутигенный глинистый цемент (поровый, пленочный, регенерационный и смешанный) в измененных песчано-алевритовых отложениях представлен как диоктаэдрическими минералами (каолинит, гидрослюда, монтмориллонит, хлорит, обогащенный Al, и их смеси), так и

триоктаэдрическими минералами. (Fe-шамозит, Fe- и Fe—Mg-хлорит, хлорит — монтмориллонит и их смесями).

Цементы, содержащие диоктаэдрические минералы, характеризуются следующими особенностями.

**Каолинитовый цемент.** Микроблоки, состоящие из псевдогексагональных кристаллов, близких по размерам в базисной плоскости. Вода, связанная со вторичным цементом этого минерального типа, относится к адсорбированной.

**Гидрослюдистый цемент.** Относительно крупные удлиненные частицы (пластинчатого типа), а также сростки из расположенных параллельно базисной плоскости рядов удлиненных пластинок, лежащих друг на друге под углом  $60^\circ$  ( $120^\circ$ ).

Вода, связанная со вторичным цементом этого минерального типа, характеризуется по сравнению с каолинитовым цементом увеличением роли адсорбированной и наличием в структуре минерала небольшого количества  $H_2O$ , находящейся в межслоевых промежутках.

**Монтмориллонитовый цемент.** Очень мелкие удлиненные частицы (пластинчатого типа), а также сростки из расположенных параллельно базисной плоскости рядов удлиненных пластинок, лежащих друг на друге под углом  $60^\circ$  ( $120^\circ$ ).

Вода, связанная со вторичным цементом этого минерального типа, отличается дальнейшим увеличением адсорбированной и особенно межслоевой воды, количество которой зависит от типа обменного катиона.

**Хлоритовый цемент.** Крупные тонкие (эластичные) широкие ленты. В чистом виде встречается редко. Вода, связанная со вторичным цементом этого минерального типа, относится к адсорбированной и островковой (в гиббсито- и бруситоподобных слоях соответственно Al- и Mg—Al-хлорита).

**Полиминеральный (смешанный) цемент.** Различная морфология и дисперсность отдельных микроблоков глинистых минералов способствует более полному заполнению пор.

Цементы, содержащие триоктаэдрические минералы, отличаются от диоктаэдрических иным характером локализации в поровом пространстве.

**Fe-шамозитовый цемент.** Крупные розетковидные кристаллы, создающие сложную конфигурацию порового пространства и соединяющих их каналов. Вода, связанная со вторичным цементом этого минерального типа, относится к адсорбированной.

**Fe-хлоритовый цемент.** Относительно крупные, тонкие (эластичные) частицы, растущие перпендикулярно поверхности минералов, слагающих поровое пространство. Вода, свя-

занная со вторичным цементом этого минерального типа, относится к адсорбированной.

**Fe-Mg Mg-хлоритовый цемент.** Относительно крупные, тонкие (эластичные) частицы, на наиболее поздних стадиях образования иногда псевдогексагонального габитуса, растущие перпендикулярно поверхности минералов, слагающих поровое пространство. Вода, связанная со вторичным цементом этого минерального типа, относится к адсорбированной.

**Хлорит-монтмориллонитовый цемент.** Псевдоизометричные и псевдогексагональные частицы. Вода, связанная со вторичным цементом этого минерального типа, относится к адсорбированной и межслоевой.

**Полиминеральный (смешанный) цемент.** Различная морфология и дисперсность микроблоков глинистых минералов способствуют более полному заполнению пор.

Проницаемость пород с аллотигенным глинистым цементом зависит от его количества, а также в значительной степени от характера расположения частиц глинистых минералов в поровом пространстве. Наибольшее влияние в этом случае оказывает глинистая примесь при накоплении терригенного материала в условиях спокойного гидродинамического режима, когда отдельные микроблоки в агрегатах, в виде которых накапливаются глинистые минералы в водной среде, особенно морского типа [152], располагаются в поровом пространстве песчано-алевритовых пород относительно ориентированно. Полиминеральность глинистого вещества также влияет на ухудшение коллекторских свойств, что связано в этом случае с более плотной укладкой как микроблоков отдельных глинистых минералов в агрегатах, так и собственно различных по размеру агрегатов в осадке. В зависимости от количества глинистого цемента наибольшая проницаемость наблюдается у песчано-алевритовых пород с пленочным и контактном типом цемента, тогда как базальный и поровый типы цемента делают породу практически непроницаемой [107].

Аутигенный глинистый цемент оказывает иное влияние на коллекторские свойства песчано-алевритовых пород. Значительное развитие в песчано-алевритовых породах новообразованных глинистых минералов чаще всего резко снижает проницаемость пород. Это обусловлено тем, что аутигенные глинистые минералы раскристаллизовываются на свободных участках пор, заполняя иногда не только почти все пустоты между зернами, но и частично пространство между микроблоками отдельных глинистых минералов. Наиболее распространенными типами аутигенного глинистого цемента являются пленочный и поровый. К разновидности пленочного следует относить также цемент в виде сильно развитых «щеток». Последний тип цемента, по сравнению с некоторыми другими, в частности

обычным пленочным цементом, сильно усложняет конфигурацию порового пространства и резко снижает коллекторские свойства пород. В связи с этим вопрос о формировании и природе порового пространства, от чего практически зависит не только оценка емкостных свойств коллекторов и прогнозный запас нефти и газа, но и фильтрационная способность пород и их нефтегазоотдача, т. е. возможный объем извлечения флюида, имеет большое значение.

С целью выяснения влияния глинистых минералов на коллекторские свойства пород в настоящее время в практику их изучения последовательно включаются все более широкий комплекс методов: рентген, электронная микроскопия, электронография, рентгеноспектральный анализ, ДТА, ИКС и т. д.

Поскольку в каждой из выделяемых нами в осадочном чехле земной коры трех зон глинистые минералы имеют специфические особенности, влияние их на коллекторские свойства пород необходимо рассматривать в зависимости от степени постседиментационного изменения последних, т. е. на стадии диагенеза — протокатагенеза, раннего и позднего катагенеза или соответственно в верхней, средней и нижней зонах.

Относительно молодые платформенные отложения верхней зоны (кайнозойского возраста), например, в пределах Предкавказья, Азербайджана и Средней Азии при их погружении на сравнительно небольшие глубины, что обуславливает их слабое изменение, определяемое лишь различной величиной геотермического градиента, характеризуются рыхлым сложением и глинистым цементом аллотигенного происхождения [85, 117]. Об этом свидетельствует, в частности, близкий состав глинистых минералов в глинистых и песчано-алевритовых осадках или в сформировавшихся из них породах, а также присутствие этих минералов в последних в виде аллотигенных разновидностей без признаков идиоморфизма. Глинистые минералы в песчано-алевритовых отложениях в этом случае, как правило, отличаются полидисперсностью, и частицы их между обломками песчано-алевритового материала располагаются в общем случае без определенной ориентировки. Это определяет довольно высокую проницаемость таких отложений даже при довольно значительном количестве цемента и наличии в нем разбухающих минералов [56]. Так, результаты исследования девонских отложений Волгоградского Правобережья с помощью растрового электронного микроскопа [116, 117] показали, что на участках сравнительно небольшого погружения и слабого изменения их проницаемость коллекторов с аллотигенным цементом обуславливается наличием фильтрующих пор между беспорядочно расположенными глинистыми частицами.

Согласно имеющимся данным [117, 163, 164] наибольшей проницаемостью характеризуются при прочих равных условиях породы, содержащие аллотигенный глинистый цемент каоли-



нитового типа. Это связано с тем, что, как мы уже отмечали выше, первичный каолинит в корях выветривания образуется (рис. 30, а, б) в виде вермикулитоподобных микроблоков, состоящих из сочлененных параллельно плоскости ( $ab$ ) псевдогексагональных кристаллов. При этом указанные микроблоки каолинита характеризуются наиболее крупными по сравнению с другими типами глинистых минералов размерами [57, 65, 108]. Отдельные микроблоки каолинита, несмотря на тенденцию к расщеплению по оси  $c$ , при переносе и накоплении минерала в пресной воде или перпендикулярно плоскости ( $ab$ ) в морской воде [165—167] могут сохранять в цементе достаточную толщину, соизмеримую иногда, как было показано нами ранее [57, 65, 116], с поперечным размером кристаллов в плоскости ( $ab$ ). Близкая к изометричной угловатая форма и довольно крупные размеры таких микроблоков минерала способствуют сохранению крупных сообщающихся между собой пор в цементе. Такое свойство микроблоков каолинита, а также практически отсутствие у него способности к внутрикристаллическому разбуханию благоприятствуют сохранению содержащими этот минерал песчано-алевритовыми отложениями высоких емкостных и фильтрационных свойств, особенно при оптимальном гранулометрическом составе (0,25—0,05 мм) и высокой отсортированности обломочного материала.

В отличие от каолинита, микроблоки изометрично-пластинчатой гидрослюды, имеющие аллотигенное происхождение, обладают более высокой способностью к расщеплению параллельно базисной плоскости. Это является одной из главных причин, обуславливающих их более высокую дисперсность. Согласно данным растровой электронной микроскопии, частицы минералов со слюдистой структурой образуют относительно тонкие плоскопараллельные микроблоки (рис. 31), практически не обладающие эластичностью [57, 65, 108]. Особенностью аллотигенных гидрослюд является также их очень высокая полидисперсность и возможность выноса  $K$  из межслоевого пространства трехэтажной кристаллической решетки минерала. Как показывают наблюдения [55, 117], по мере увеличения дисперсности гидрослюд в их структуре уменьшается количество  $K$  и повышается количество разбухающих пакетов. Несмотря на беспорядочное расположение агрегированных микроблоков аллотигенной гидрослюды в порах песчано-алевритовых отложений, весьма высокая дисперсность и малая толщина ее частиц обуславливают меньшую пористость и более низкую, чем для каолинита, проницаемость коллекторов с гидрослюдистым цементом.

Рис. 30. Электронные микрофотографии каолинита

Западная Якутия, скв. Ан-49, глубина 52,1 м. туфогенная выветрелая грязно-зеленая порода.

а —  $\times 250$ , б —  $\times 5000$

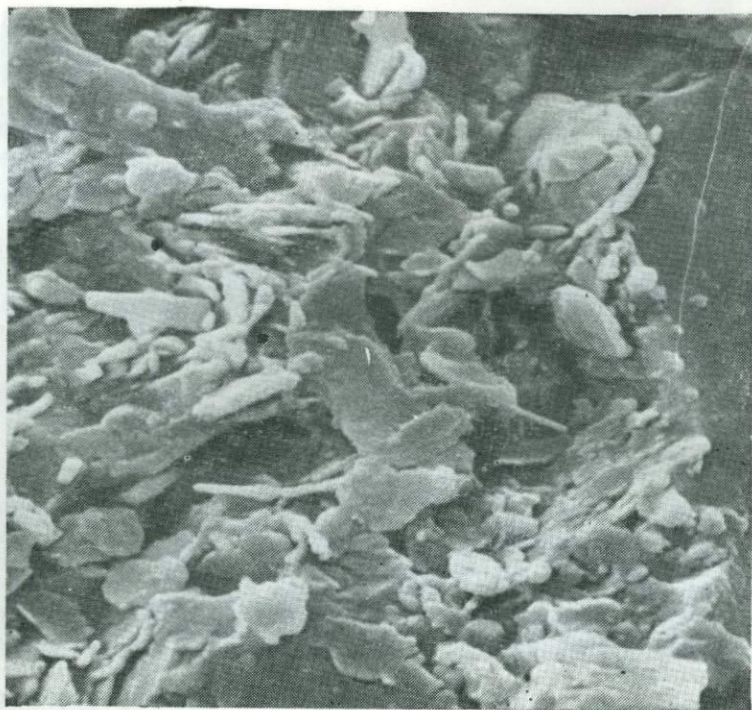


Рис. 31. Электронная микрофотография псевдоизометрично-пластинчатой гидрослюды,  $\times 3000$

Енисейский край, р. Чапа, чивидинская свита, основная масса «тиллитов»

В связи с тенденцией в зоне гипергенеза, т. е. в условиях низких термобарических параметров среды и при свойственной ей гидрохимической обстановке, характеризующейся выносом катионов, в слабо измененных отложениях в ассоциации с гидрослюдой, как правило, присутствуют не только генетически связанные с ними смешаннослойные образования с наиболее характерным для этой зоны содержанием более 40% (иногда вплоть до 100%) разбухающих пакетов в их структуре, но и монтмориллонит вулканогенного происхождения. Исключительно высокая дисперсность монтмориллонита и тонколистная или пластинчатая псевдоизометричная форма его частиц в рассматриваемой зоне [53] при определенных условиях способствует более плотной, чем у гидрослюд, укладке микроагрегатов его в поровом пространстве песчано-алевритовых отложений, что резко снижает их проницаемость. Степень уплотнения или агрегации монтмориллонита зависит от кристаллохимических особенностей и удельной поверхности частиц минерала типа находящихся в межслоевых промежутках его структуры

обменных катионов, а также от природы и концентрации насыщающей породу пластовой воды (электролита). В частности, содержащийся в межслоевых промежутках структуры монтмориллонита тип обменного катиона в межслоевых промежутках определяет особенности процесса коагуляционного структурообразования в системе минерал — вода, в том числе механизма ближней и дальней коагуляции частиц. В свою очередь, от этих особенностей структурообразования непосредственно зависит соотношение меж- и внутриагрегатной пористости. Так, Na-монтмориллонит, обладающий наиболее высокой емкостью обмена и степенью поверхностной диссоциации, характеризуется максимальным набуханием в водной среде, не содержащей электролита, с равномерным распределением водных мономолекулярных прослоек между частицами. Поскольку эффективная удельная поверхность Na-монтмориллонитовых глин чрезвычайно велика и достигает  $800 \text{ м}^2/\text{г}$  [156], толщина водных прослоек между отдельными частицами не превышает  $10\text{--}50 \text{ \AA}$ . В связи с этим указанные глины характеризуются наименее выраженной агрегатной структурой. В свою очередь Са-монтмориллонит обладает значительно более низкой степенью поверхностной диссоциации. Это обуславливает, с одной стороны, значительно более слабое набухание Са-монтмориллонитовых глин, а с другой — формирование микроагрегатной структуры, которая определяет весьма плотную укладку частиц, с расстояниями между ними, не превышающими  $19,2 \text{ \AA}$ , т. е. значения максимального внутрикристаллического набухания монтмориллонитовых глин в водонасыщенном состоянии. В отличие от этого, диаметр пор между указанными микроагрегатами может быть значительно больше. В связи с указанным выше различием в характере микроструктур указанных минералов Na-монтмориллонитовые глины обладают более высокой общей пористостью, но исключительно низкой проницаемостью. В то же время Са-монтмориллонитовым глинам свойственна меньшая величина пористости, однако более значительная (межагрегатная) проницаемость. Это определяет возможность фильтрации поровых растворов и других флюидов в межагрегатном пространстве Са-монтмориллонитовых цементов. Отсюда следует, что в наибольшей степени снижает коллекторские свойства песчано-алевритовых отложений Na-разновидность монтмориллонита. Кроме того, значительное влияние на коллекторские свойства отложений, содержащих глинистые минералы, особенно наиболее дисперсного типа, оказывают состояние и структуры воды в тонких ультракапиллярах. Как известно, в капиллярах диаметром до  $100 \text{ \AA}$  вода находится в состоянии так называемой граничной фазы, структура которой определяется действием поверхностных сил на границе раздела с твердой фазой. Эта вода обладает повышенной вязкостью

и резко повышенной сдвиговой прочностью, что затрудняет ее передвижение в капиллярах под действием низких градиентов напора. Однако при определенных концентрациях электролита и под действием повышенной температуры происходит разрушение структуры этих, находящихся на поверхности капилляров, измененных слоев воды, что сопровождается резким увеличением коэффициента фильтрации глинистых цементов.

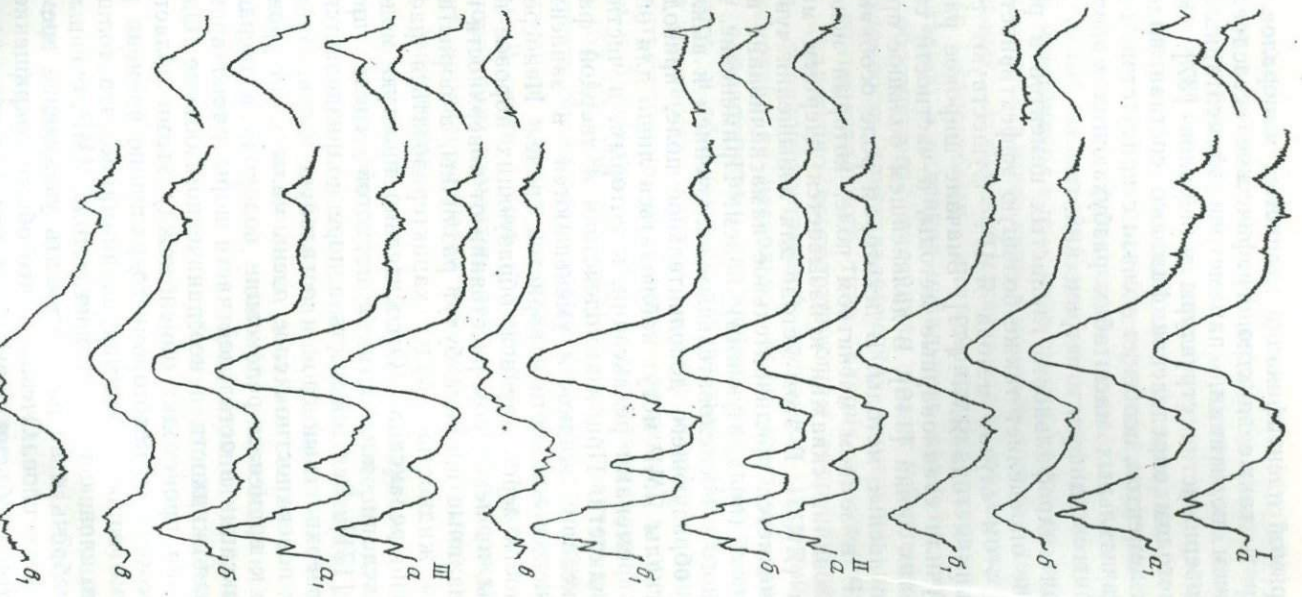
Аллотигенный хлоритовый цемент в верхней зоне осадочного чехла в мономинеральном виде практически не встречается. Исключение составляют лишь мощные толщи делювиально-пролювиальных отложений, связанные с размывом метаморфизованных хлоритовых или серицит-хлоритовых сланцев, преимущественно в условиях нивального климата. Быстрое захоронение обломочного материала может обеспечить в этом случае сохранность триоктаэдрических минералов даже в отложениях континентального типа. Хлорит обломочного происхождения, аналогично соответствующим гидрослюдам, характеризуется псевдоизометричной угловатой формой частиц, однако, несмотря на несколько более крупные размеры по сравнению с пластинками гидрослюд, они имеют весьма малую толщину и обладают эластичностью. На это указывают небольшая плотность частиц хлорита и закручивание их на концах, соответственно, на снимках суспензий в просвечивающем и при наблюдении сколов в растровом электронном микроскопах [57, 65, 108, 116, 117]. Такой характер морфологии частиц хлорита определяет весьма сложное строение микропор в цементирующей массе и соединяющих их каналов (спутанные структуры). В связи с этим гранулярные отложения с аллотигенным хлоритовым цементом, так же как и содержащие монтмориллонит, характеризуются низкими емкостными и фильтрационными свойствами.

Как видно из приведенных данных, гранулометрия и отсортированность обломочного материала, минералогический состав, количественное содержание аллотигенного глинистого материала, включая особенности его распределения в поровом пространстве, т. е. тип цемента, а также состав и степень минерализации пластовых вод, являются важнейшими характеристиками коллекторских свойств пород верхней зоны осадочного чехла земной коры. Поэтому наиболее важными методами изучения пород-коллекторов этой зоны являются оптические. В частности, исследование гранулярной части каркаса пород проводится в основном с помощью световой и частично электронной оптики, в последнем случае как просвечивающего (метод реплик), так и особенно сканирующего типа. Соответственно исследованию формы, размеров, относительной толщины и других морфологических особенностей глинистых минералов, находящихся за пределами разрешения световой оптики, проводится только с помощью электронной микроскопии.

Для прямой идентификации глинистых минералов необходимо применять также электронографическое исследование их с определением политипии, параметров элементарных ячеек и степени совершенства структуры минералов [37]. Однако основным методом определения фазового состава аллотигенных глинистых цементах, особенно в связи с присутствием в верхней зоне в значительных масштабах разбухающих минералов, является рентгено-дифрактометрический.

Высокая гидрофильность глинистых цементах в рассматриваемой зоне определяет также большую эффективность использования в этом случае метода ЯМР. Существуют различные модификации метода ЯМР [79]. Вначале широкое распространение получили стационарные методы, в частности спектрометрия широких линий [146]. В дальнейшем большое применение нашли импульсные методы. В некотором роде особняком стоит метод ЯМР в земном магнитном поле, который используется при исследовании скважин и называется ядерным магнитным каротажем (ЯКМ). В этом методе для повышения чувствительности применяется предварительное намагничивание пород дополнительным (поляризующим) полем. Применение этого поля, связанного с последовательным включением и выключением источника, образующего дополнительное поле, приводит к тому, что сигналы ЯМР могут наблюдаться лишь для объектов с длинными временами релаксации, к которым, в частности, относятся жидкости. При взаимодействии с твердой фазой времени релаксации жидкости уменьшаются в зависимости от местоположения жидкости в пористой среде. Непосредственно на поверхности зерен каркаса, образующих поровое пространство породы, на некотором расстоянии от поверхности и в центре пор, указанные времена будут различны, а пористая среда, насыщенная жидкостью, будет характеризоваться распределением времен релаксации. Относительно простую модель процесса релаксации жидкости в пористой среде предложил Д. Сиверс [171]. Вся жидкость в поре подразделяется на две области: поверхностный слой и остальную часть. Времена релаксации в поверхностном слое очень малы и по уровню приближаются к временам релаксации водорода в твердой фазе. Время релаксации в остальной части поры равно времени релаксации для жидкости в неограниченном объеме. Однако за счет диффузии происходит обмен между этими областями поры, что способствует некоторому сокращению времени релаксации в объеме поры. Принимая во внимание, что толщина поверхностного слоя, с точки зрения метода ЯМР, очень мала, ей можно пренебречь и не рассматривать увеличение времени релаксации в этом слое. Очевидно, что общее сокращение времени релаксации в объеме поры будет тем больше, чем больше толщина поверхностного слоя, т. е. значительнее удельная поверхность порового пространства и выше адсорбционная ак-

3800  
3400  
3000  
1800  
1600  
1400  
1200  
1000  
800  
600  
400  
 $\nu, \text{cm}^{-1}$



тивность этой поверхности. Учитывая, что указанные свойства зависят в первую очередь от находящегося в поровом пространстве цемента, по степени сокращения времени релаксации может быть оценено содержание в нем глинистого материала и его видового состава.

Изменение коллекторских свойств в средней зоне связано с погружением сформировавшихся в верхней зоне пород на более значительные глубины, что ведет к постепенному уплотнению последних. Одновременно с этим повышается и температура среды, что приводит, прежде всего к дегидратации разбухающих глинистых минералов. Следует иметь в виду, что этот процесс в породах, содержащих разбухающие минералы либо диоктаэдрического типа различной природы, либо ди- или триоктаэдрического типа, происходит с неодинаковой скоростью. Как известно [67, 101, 102, 117, 170], в структуре разбухающих диоктаэдрических глинистых минералов трехэтажного типа (монтмориллонит и монтмориллонит-гидрослюдистые смешаннослойные образования, связанные как с деградацией гидрослюды, так и с аградацией монтмориллонита вулканогенного происхождения) межслоевая вода, ассоциирующаяся с Na-, а чаще всего с Ca-катионами, характеризуется относительно слабой прочностью связи (рис. 32, I, a — б<sub>1</sub>).

При повышенном содержании Fe<sup>3+</sup> в структуре минерала полоса поглощения Si—O—Al<sup>VI</sup> с частотой 525—530 см<sup>-1</sup>, за счет замещения части Al→Fe<sup>3+</sup> исчезает после прокаливания образца при 600°C, что позволяет судить о характере заполнения октаэдрических позиций в кристаллической решетке диоктаэдрических минералов. В структуре триоктаэдрических глинистых минералов разбухающего типа (монтмориллониты типа сапонита, соконита и гекторита, а также вермикулит, хлорит-монтмориллонит и хлорит-вермикулит). межслоевая вода, образующая октаэдрические группировки с Mg, обладает значительно более прочной связью (рис. 32, II, a—в, III, a—в<sub>1</sub>). Поэтому разбухающие минералы диоктаэдрического типа дегидратируются быстрее, чем соответствующие триоктаэдрические структуры. В соответствии со схемой Дж. Берста [150], вначале независимо от природы глинистых минералов, при литификации осадков отжимается свободная адсорбированная вода, а также вода, содержащаяся в количестве более двух мономолекулярных слоев с обменным Ca в межслоевых промежутках (диагенез — протокатагенез). В результате этого наиболее широко распространенные в осадочных породах разбухающие

Рис. 32. Кривые ИК-спектров Na-(I) и Mg-(II) монтмориллонитов и хлорит-монтмориллонита (III), изображенного на рис. 9, г и 16. a — a<sub>1</sub> — исходный образец; прокаленный в течение 2 ч; б — б<sub>1</sub> — при 600°C, в — в<sub>1</sub> — при 900°C

минералы указанного типа содержат в зоне начального катагенеза два мономолекулярных слоя воды.

В частности, изучение влияния катагенетических преобразований на физические параметры коллекторов в мезозойских отложениях Западной Сибири [13] показало, что наиболее важным процессом, влияющим на коллекторские свойства глинистых пород, является аградация монтмориллонита вулканогенного происхождения с образованием смешаннослойных минералов или частичное восстановление первичных свойств сильно деградированными гидрослюдами. Интенсивность этого процесса зависит от геотермического градиента и в одних и тех же толщах разных районов происходит на различных глубинах.

В средней зоне интенсивное развитие получают шамозитовый и хлоритовый цементы триоктаэдрического типа. При изучении нижнемеловых продуктивных пластов в пределах Широкого Приобья Б. А. Лебедевым с соавторами [13] установлено, что в коллекторах пласта Б<sub>VIH</sub> Мегионского, Соснинско-Советского и Самотлорского месторождений шетковидная пленка обогащенного Fe хлорита значительно уменьшает фильтрационную способность пор. При этом, как было показано Д. Д. Котельниковым и Г. Ф. Колобовой [59], образование хлорита происходит за счет изменения биотита.

На этой стадии в порых песчано-алевритовых пород из аутигенных минералов диоктаэдрического типа получают развитие каолинит, ранний — изометричнопластинчатый, глауконит и удлиненнощупчатый монтмориллонит [53, 85], характеризующийся высокой дисперсностью и низким (до 2%) содержанием K<sub>2</sub>O [55, 117].

Для песчаных пород указанного возраста важным процессом, определяющим ухудшение их коллекторских свойств, является также замещение обломочных зерен глинистыми минералами и переход последних в состав цемента.

Наряду с образованием глинистых минералов, которые отрицательно влияют на коллекторские свойства пород, одним из основных факторов, обуславливающих улучшение коллекторских свойств песчаных пород мезозоя Западной Сибири с глубиной и создание в них вторичной емкости, является процесс каолинизации. При этом общий процесс, ведущий к образованию вторичной емкости, идет по схеме: биотит — железисто-магnezиальный хлорит — существенно Al-хлорит — каолинит. В меньшей степени возникновение вторичной емкости связано с обогащенными Al хлоритами, образование которых обусловлено частичным выносом фемических элементов из продуктов изменения первичного цемента пород.

В свою очередь, изучение преобразования полимиктовых песчано-алевритовых отложений горизонта XVII (верхняя юра) месторождений Узень и Жетыбай [140] показало, что одним из определяющих факторов, влияющих на емкостные и фильтра-

ционные свойства, является интенсивность вторичных преобразований пород, которая в зависимости от геохимических условий среды относится к коррозии кварцевых зерен, наблюдаемой на участках пород со значительным содержанием глинистого цемента, каолинизации полевых шпатов, изменению биотита (от слабой деформации его до образования вермикулита), интенсивной хлоритизации глинистого материала и пелитизации зерен полевых шпатов.

Преобразование минералогического состава цемента, тесно связанное с химизмом пластовых вод, значительно влияет на физические свойства пород. В частности, изменение химизма пластовых вод отражается на последовательности выделения аутигенных минералов.

7 На основании приведенных выше данных коллекторские свойства ганулярных пород в средней зоне, кроме указанных для верхней части осадочного чехла земной коры факторов, зависят также от интенсивности процесса аутигенного образования глинистых минералов. Последнее определяется характером пластовых вод, которые при унаследованном составе их от бассейна седиментации отражают условия осадконакопления. При этом, в отличие от верхней зоны, характер насыщающих таких приборов, как «Квантимет-720» (Великобритания) или аналогичные модели американских, японских и других фирм. Они позволяют измерять площадь пор различной конфигурации, различных условиях среды) тип новообразований.

Для изучения структуры порового пространства сцементированных пород весьма перспективным является использование таких приборов, как «Квантимет-720» (Великобритания) или аналогичные модели американских, японских и других фирм. Они позволяют измерять площадь пор различной конфигурации, размер их средней хорды, удельную поверхность, распределение хорд отдельных пор по размерам и т. д. Указанные определения можно проводить на шлифах, аншлифах, негативных и позитивных фотоснимках шлифов.

Действие этого прибора основано на сканировании изображения стандартными телевизионными методами с помощью специальных сканнеров. При этом изображение «разделяется» на большое количество частей, которые группируются в виде растровых линий и преобразуются в серию электрических сигналов, причем амплитуда сигналов пропорциональна отражающей способности объекта наблюдения. Затем электросигнал поступает в блок дискриминатора, где импульсы, соответствующие исследуемому объекту, выделяются из общей информации.

При изучении глинистых минералов, находящихся во второй зоне осадочного чехла, в связи с началом развития в них аутигенного минералообразования, следует особенно широко применять растровую электронную микроскопию. С помощью растрового электронного микроскопа на основе анализа объемного

изучения структуры порового пространства и характера заполнения пор глинистыми минералами можно выяснять особенности выделения глинистых минералов аутигенного типа, степень их морфологического развития, т. е. стадию, на которой находится процесс их образования, а также механизм замещения первичных минералов вторичными. Наблюдение в растровом микроскопе должно обязательно сопровождаться прямой идентификацией фаз с помощью рентгеноспектрального анализа, особенно с помощью комбинированных приборов типа растровых микроскопов — микроанализаторов (Сатебах,  $JXA=50$  А и др.).

Кроме наблюдения непосредственно на образцах породы, для полного представления о конфигурации пор и характере межпоровых каналов изучение их особенностей можно проводить также после заполнения порового пространства породы эпоксидной смолой с последующим растворением скелета породы и изучением указанной модели в растровом электронном микроскопе.

Использование растрового электронного микроскопа для изучения коллекторских свойств пород открывает возможность, помимо определения размеров пор и количественного подсчета их, также быстрого получения большого числа анализов, позволяющего применять различные статистические методы обработки материала, включая использование электронно-вычислительных машин (ЭВМ). В частности, для получения количественной характеристики порового пространства растровый электронный микроскоп используется совместно с анализатором изображения. Так, например, с помощью анализатора МА (Япония), предназначенного для выполнения количественного анализа изображений, полученных с помощью растрового электронного микроскопа, подсчитываются такие их геометрические параметры, как число и размер частиц, занимаемая ими площадь и их распределение. Получение указанных характеристик в этом приборе проводится непосредственно с образца, находящегося в вакууме. Компьютер, входящий в измерительную систему, непосредственно связан с растровым микроскопом, что позволяет осуществлять исследования с выводом данных на ЭВМ для обработки их по специальной программе.

При погружении пород в нижнюю зону осадочного чехла земной коры (зона позднего катагенеза), согласно указанной выше схеме Дж. Берста [150], из межслоевых промежутков структуры разбухающих минералов происходит удаление одного из двух мономолекулярных слоев воды, в связи с чем они содержат в этом случае лишь менее 40% лабильных пакетов. Вода, отжимаемая из осадков на ранних стадиях уплотнения и превращения их в породу (поровая и рыхло связанная), имеет высокую концентрацию растворимых солей. В свою очередь химические элементы, которые остаются в жидкой фазе, заполняющей замкнутые микропоры, по мере изменения термобарических условий среды (в сторону повышения давления и особен-

но температуры) адсорбируются аллотигенными глинистыми минералами, главным образом трехэтажного типа, обуславливая повышение степени их кристалличности. Соответственно, минерализация ориентированных слоев прочно связанной воды является весьма слабой. Об этом свидетельствуют, в частности, как очень низкая концентрация химических элементов в отжимных водах, выделяемых из пород указанного типа, так и данные электронной микроскопии, не показывающие вторичной кристаллизации растворимых солей при исследовании глинистых минералов из водных суспензий [52].

В связи с интенсивной потерей воды в наиболее глубокопогруженных породах, особенно древнего возраста, например в девонских отложениях Припятской впадины на глубинах 3000 м и более [101], разбухающие глинистые минералы диоктаэдрического типа встречаются в виде фаз с содержанием не более 25% лабильных пакетов. Как мы отмечали выше, в зависимости от первичной природы разбухающих слоев адсорбция ими К происходит с разной интенсивностью. Быстрее всего К фиксируется высокозарядными слюдястыми слоями, поэтому разбухающие слои, связанные с деградацией гидрослюд, восстанавливают свою первичную неразбухающую природу без изменения состава силикатных слоев. В то же время возникновение слюдоподобных слоев по монтмориллону вулканогенного происхождения, характеризующемуся более низким зарядом слоев, протекает медленнее, так как для фиксации К межслоевыми промежутками в этом случае должна быть прежде всего осуществлена трансформация [161] структуры монтмориллонита, которая заключается в частичном замещении Si на Al в тетраэдрах, что обеспечивает повышение необходимого для фиксации К отрицательного заряда слоев. Это определяет более высокое количество разбухающих пакетов в залегающих на больших глубинах измененных монтмориллонитовых прослоях (в К- или метабенитонитах), чем во вмещающих их породах, содержащих разбухающие минералы, генетически связанные с деградацией гидрослюд [63].

В отличие от трехэтажных диоктаэдрических минералов разбухающего типа, аналогичные триоктаэдрические структуры способны длительно сохранять до 50% разбухающих слоев. Поэтому упорядоченные хлорит-монтмориллониты и хлорит-вермикулиты триоктаэдрического типа встречаются на весьма больших глубинах (до 3600 м), например в среднем девоне Припятской впадины [101] или в таких древних породах, как вендские отложения ряда районов Русской [102] и Сибирской платформ [60, 68, 117, 170].

Указанные специфические особенности рассмотренных минералов существенным образом влияют на формирование структуры порового пространства коллекторов, их емкостные и фильтрационные свойства. В связи с этим при оценке коллектор-

ских свойств пород при погружении их на большие глубины, когда возрастает роль катагенетических процессов, необходимо учитывать не только минеральный состав обломочной части пород и глинистого цемента, но и такие структурные особенности последнего, как ди- и триоктаэдричность разбухающих минералов, что определяет, в частности, их различную термодинамическую устойчивость.

Рассмотренные выше последовательные изменения глинистых минералов в осадочном чехле Земной коры особенно четко проявляются в пределах крупных ископаемых бассейнов, характеризующихся длительным компенсированным прогибанием территорий, обуславливающим накопление мощных толщ осадочных отложений.

Так, например, в пределах Прикаспийской впадины по всему разрезу гидрослюда в глинистых породах представлена аллотигенной, а в катагенетически измененных песчано-алевритовых породах нижней части разреза — аутигенной разновидностью [107]. С увеличением глубины (1700 м), т. е. переходом пород во вторую зону, наблюдается постепенное исчезновение монтмориллонита, а на глубине свыше 3000 м — и каолинита. Диоктаэдрические смешаннослойные образования с последовательно уменьшающимся количеством разбухающих пакетов в их структуре (за исключением прослоев, содержащих вулканогенный материал) в песчано-алевритовых породах прослеживаются примерно до глубины 3500 м, а в аргиллитах — до 5000 м. Ниже породы содержат лишь гидрослуду и хлорит, что соответствует нижней границе третьей зоны существования глинистых минералов. Изменение ассоциаций глинистых минералов связано в этом случае со стадийным превращением последних по мере увеличения глубины их залегания. Анализ зависимостей коллекторских свойств от литологических особенностей и вторичных преобразований указанных отложений показал, что на пористость и проницаемость песчано-алевритовых пород существенно влияет цементирующая часть. Так, изучение влияния глинистого и карбонатного цемента на величину пористости пород показало, что на глубинах до 1000 м при равных количествах в породах глинистого вещества и кальцита пористость интенсивнее снижается за счет последнего, а на глубине свыше 2500—3000 м влияние этих цементов становится примерно равноценным. В свою очередь, изменение проницаемости пород связано с глубиной залегания пород и изменением состава глинистых минералов.

В нижней зоне в связи с переходом монтмориллонита, в том числе удлиненночешуйчатой разновидности, в смешаннослойные образования с содержанием разбухающих пакетов менее 40%, из аутигенных минералов диоктаэдрического типа максимальное развитие получают близкие по форме частиц удлиненно-пластинчатые разновидности глауконита и гидрослуды. При

этом по мере повышения давления и особенно температуры, а также при наличии в среде К размеры удлиненных пластинок последовательно увеличиваются, особенно в направлении, перпендикулярном удлинению, т. е. вдоль оси *b*.

На заключительной стадии катагенеза при достаточном количестве в среде А1 и особенно К удлиненные пластинки приобретают максимальную ширину (до  $\frac{1}{5}$  длины) и, самое главное, пирамидальные окончания с гранями, расположенными под углом  $120^\circ$  [55, 117, 148]'. Это показывает, что минералы, характеризующиеся удлиненной формой частиц со структурой трехэтажного типа, представляют непрерывный ряд монтмориллонит-гидрослюдистых смешаннослойных образований диоктаэдрического типа, включая крайние индивидуальные члены указанной последовательности (монтмориллонит и гидрослюда типа серицита).

Исследование аутигенного гидрослюдистого цемента с помощью растрового микроскопа показало, что он образует в порах сетчатую структуру из взаимно пересекающихся индивидов и их сростков [57]'. Указанные сростки представляют закономерно расположенные друг на друге под углом  $120^\circ$  или  $60^\circ$  пакеты из ряда параллельно сочлененных удлиненных пластинок [55, 117]', что, отражая общий гексагональный мотив строения слоистых силикатов, обеспечивает максимальную прочность связи между отдельными пакетами, состоящими из нескольких элементарных слоев. Цементы, представленные аутигенной гидрослюдой, характеризуются более значительной плотностью укладки индивидуальных частиц по сравнению с хлоритом, но последние не образуют таких крупных блоков, как каолинит. Следует заметить, что в целом удлиненные частицы со слюдиистой структурой, особенно содержащие значительное количество разбухающих пакетов, отличаются более высокой дисперсностью по сравнению с каолинитом и хлоритом. Однако жесткость частиц слюдистых минералов не создает такой сложной структуры порового пространства, как хлорит. В то же время в связи с тем, что слюдистые структуры содержат иногда значительное количество разбухающих пакетов, в их структурах, кроме адсорбированной и конституционной, имеется также межслоевая вода. Повышенная гидрофильность минералов со слюдистым типом структуры оказывает, как известно, значительное влияние на пористость и проницаемость пород.

Рассмотренные процессы, которые происходят на стадии позднего катагенеза, обуславливают снижение поверхностной активности и уменьшение обменной емкости породы, что приводит, в свою очередь, к понижению водоудерживающих свойств породы и, следовательно, к увеличению доли эффективного объема пор.

Приведенные данные показывают, что в нижней зоне, где наиболее интенсивно протекают процессы аутигенного минера-

лообразования, коллекторские свойства во многом зависят от последовательности их генерации. При выпадении на ранних стадиях минералов, неустойчивых при высоких термобарических условиях, как, например, карбонатов, гипса и т. д., и отсутствия в пластовых водах Mg и особенно K за счет последующего растворения карбонатов и сульфатов и полиморфных превращений (сульфатов) могут сохраниться емкостные и фильтрационные свойства пород.

Поэтому при изучении аутигенного глинистого цемента в древних, глубоко погруженных песчано-алевритовых породах, которые претерпели значительные постседиментационные преобразования, особый эффект получается при использовании электронной микроскопии, особенно растровой, и электронографии в сочетании с микрорентгеноспектральным анализом.

Фазовый состав мономинеральных разностей аутигенных глинистых цементов определяется обычно оптическим методом, а полиминеральных, как мы отметили выше, — преимущественно рентгеновским анализом.

Однако при исследовании глинистых цементов недостаточно получать данные только об их фазовом составе. Так, по данным О. А. Черникова и А. И. Куренкова [140]', песчано-алевритовые породы среднедевонского и нижнекаменноугольного возраста, соответственно Туймазинского и Мухановского месторождений (Волго-Уральская нефтегазоносная провинция), имеющие почти одинаковую пористость, резко различаются проницаемостью (соответственно 400 и 1000 мД). Авторы объясняют это более высокой дисперсностью пород девона по сравнению с коллекторами карбона, а также повышенным содержанием цемента и регенерацией зерен кварца.

Кроме того, это может быть связано, согласно установленным Д. Д. Котельниковым [50, 53, 55]' закономерностям, со специфическими морфологическими особенностями преобладающего в цементе каолинита: более тонкой (с крупными размерами кристаллов) в девонских и более плотной, хотя и мелкой разновидностью в каменноугольных отложениях. Это свидетельствует, что указанные типоморфные признаки имеют весьма важное значение, и без их учета, как, например, в рассмотренном выше случае, объективные данные о природе емкостных и фильтрационных свойств пород получены быть не могут. Отсюда следует, что при изучении глинистых цементов необходимы детальные сведения о форме и размерах слагающих его частиц с помощью просвечивающей электронной микроскопии, включая микрофракционные исследования.

Важное значение при анализе коллекторских свойств имеет также выяснение особенностей локализации отдельных минеральных фаз и, самое главное, последовательности их генерации в поровом пространстве с использованием растровой электронной микроскопии в сочетании с рентгеноспектральными исследова-

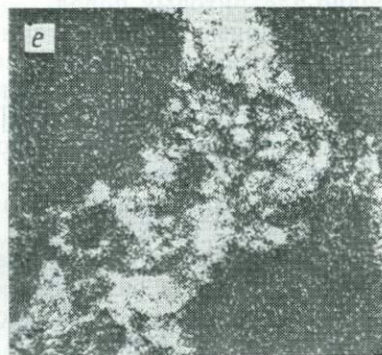
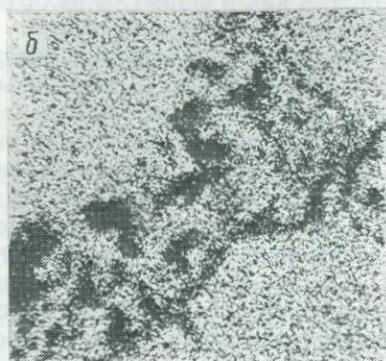
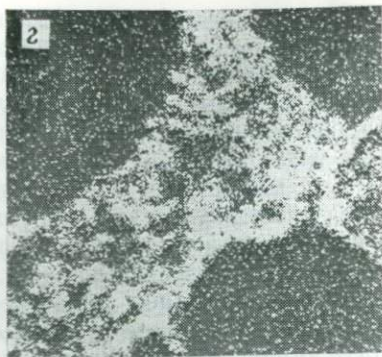
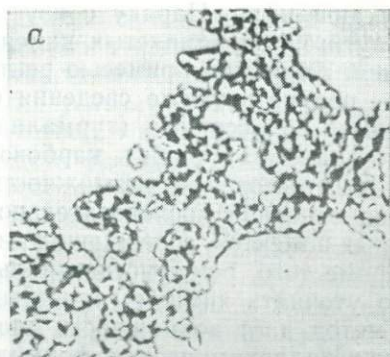
дованиями открытых шлифов или аншлифов. Наряду с изучением закономерностей развития аутигенных глинистых цементов и их соотношения с аллотигенной глинистой примесью рентгеноспектральный метод позволяет получать также сведения о распределении первичных, в частности акцессорных (турмалин, рутил, лейкоксен), и вторичных неглинистых (альбит, карбонаты и др.) минералов. Рассматриваемый метод дает возможность также установить этапы нарушения основной последовательности кристаллизации полиминеральных цементов, содержащих ди- и триоктаэдрические минералы. Кроме того, рентгеноспектральный метод позволяет существенно уточнять химизм глинистых минералов. В частности, данный метод дает возможность проводить более точный расчет их кристаллохимических формул, чем по данным химического анализа, так как в формулы включаются только те элементы, которые на картинах сканирования в характеристических рентгеновских лучах непосредственно связаны между собой. Учитывая высокую дисперсность глинистых минералов и в целом неоднородность осадочных пород, а также наличие в них микротрещин и пор, количественное уточнение химического состава отдельных фаз может быть проведено только на наиболее однородных (мономинеральных) участках образца.

Использование приведенного комплекса методов в процессе исследования позднерифейско-вендских отложений Енисейского края и северо-западной окраины Канско-Тасеевской впадины показало, что аутигенные глинистые цементы в зависимости от минеральной природы характеризуются специфическим распределением и закономерным выделением отдельных фаз в порых песчано-алевритовых пород.

Так, например, цемент темно-зеленых средне- и мелкозернистых туфопесчаников чивидинской свиты нижнего венда Енисейского края, по данным рентгеновской дифрактометрии [58, 123] и электронографии [128], представлен магнезиально-железистым хлоритом с небольшой примесью диоктаэдрической гидрослюда, полевого шпата и кальцита.

Хлорит по значениям параметров элементарной ячейки и содержанию FeO и MgO (табл. 1, обр. 95), соответствует разновидности с несколько более значительным количеством Fe<sup>2+</sup> (по сравнению с Mg) в октаэдрических сетках структуры минерала, теоретическая формула которого имеет следующий вид: (Mg Fe<sup>2+</sup>)<sub>3</sub> OH<sub>2</sub> [AlSi<sub>3</sub>O<sub>10</sub>] {Mg, Fe}<sub>3</sub> (OH)<sub>6</sub>. На снимках суспензии в просвечивающем электронном микроскопе хлорит представлен относительно крупными, но тонкими псевдоизометричными угловатыми частицами, иногда закручивающимися на концах (рис. 3, г). По наблюдениям в растворе микроскопе частицы хлорита, как правило, растут в виде друз на зернах терригенных минералов каркаса породы, перпендикулярно их поверхности [57, 65].

Как показывают картины сканирования в поглощенных



электронах  $-e^+$  (рис. 33, *a*) и в характеристических рентгеновских лучах  $SiK_{\alpha}$ ,  $FeK_{\alpha}$ ,  $MgK_{\alpha}$ ,  $AlK_{\alpha}$ ,  $KK_{\alpha}$ ,  $TiK_{\alpha}$ ,  $NaK_{\alpha}$  (рис. 33 *б—з*), максимальное содержание Fe, Mg и Al наблюдается по периферии порового пространства, образуя крустификационные каемки на поверхности зерен обломочного материала. Это показывает, что хлорит относится к наиболее ранней генерации глинистого цемента. Следует, однако, подчеркнуть, что каемки

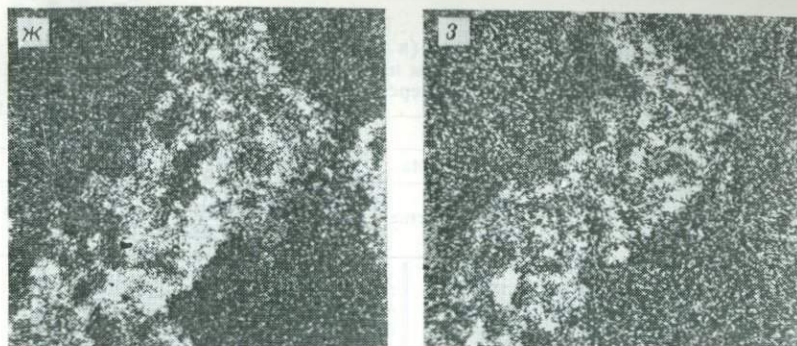


Рис. 33. Картины сканирования в поглощенных электронах (а) и в характеристических рентгеновских лучах (б—е) по площади порового пространства туфопесчаника, содержащего аутигенный Mg—Fe—хлоритовый цемент с примесью аллотигенной изометричнопластинчатой гидрослюдь. Северо-восточная часть Енисейского кряжа, р. Вороговка, ниже устья Лиственной, чивидинская свита:

а — е+, б —  $\text{SiK}_\alpha$ , в —  $\text{FeK}_\alpha$ , г —  $\text{MgK}_\alpha$ , д —  $\text{AlK}_\alpha$ , е — КК, ж —  $\text{TiK}_\alpha$

хлорита имеют в рассматриваемом случае развитие только на одной стороне порового пространства, причем объективность этого явления подтверждается, в частности, идентичностью снимков сканирования при повороте препарата на  $180^\circ$ . Такой характер выделения хлорита определяется, по-видимому, влиянием гравитационного фактора.

В свою очередь, участки повышенной концентрации Al, K и частично Ti (рис. 33, д—ж) связаны с наличием примеси гидрослюдь, представляющей смесь в основном гидратированных и в разной степени измененных форм мусковита —  $(\text{K}, \text{H}_2\text{O}) \cdot \text{Al}_2 \times [\text{H}_2\text{O} (\text{OH})_2 | \text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$ , биотита —  $(\text{K}, \text{H}_2\text{O}) \cdot \text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mn}_3 [\text{OH}, \text{H}_2\text{O}]_2 | \text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$  и флогопита —  $(\text{K}, \text{H}_2\text{O}) \text{Mg}_3 [(F, \text{OH})_2 | \text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$ . По данным электронографии гидрослюдя характеризуется политипной модификацией  $2M_1$  и имеет изометричнопластинчатую форму частиц, т. е. относится к аллотигенной разновидности [55]. В связи с этим указанный минерал в виде отдельных сравнительно небольших включений распределен без какой-либо закономерности по площади всего порового пространства.

Локальные зоны повышенной концентрации Al и Na (рис. 33, д, з) соответствуют включению турмалина —  $\text{NaR}_3\text{Al} [(\text{OH})_{1-3} | (\text{BO}_3)_3\text{Si}_6\text{O}_{18}]$ , где R— $\text{Fe}^{2+}, \text{Mg} (\text{Li}, \text{Al})$  и Mn, а NaAl могут быть заменены на CaMg. В частности, содержание турмалина в электромагнитной части тяжелой подфракции (плотность > 2,9 г/см<sup>3</sup>) фракции 0,001—0,25 мм пород достигает 7% (табл. 6, обр. 95). В свою очередь, более мелкие зоны относительно высокого содержания Na, связанного с Si и Al, относятся к дисперсному вторичному альбиту —  $\text{Na} [\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ , на что указывает так-

Минералогический состав (в %) фракции 0,01—0,25 мм туфопесчаника чивидинской свиты нижнего венда Енисейского края (по данным иммерсионного метода)

Минерал	Обр. 95				
	Масса тяжелой подфракции, г				
	электромагнитная 0,140		неэлектромагнитная 0,001		
Жидкость плотностью >2,9 г/см <sup>3</sup>			Хлорит дисперсный аутигенный	85	—
Амфиболы	—	—	Молибденит	—	—
Пироксены	Ед.	—	Гидроокислы железа	—	—
Роговая обманка	—	—	Обломки песчаники	—	—
Гематит	—	—	Единичные зерна	—	Ед.
Окисленный пирит	3	—			
Пирит	—	Ед.	Жидкость плотностью <2,9 г/см <sup>3</sup>		
Халькопирит	—	—	Масса легкой подфракции 74,209 г		
Сидерит	—	—	Кварц	20	—
Ильменит	—	—	Калиевый полевой шпат	Ед.	—
Лейкоксен	Ед.	—	Альбит	30	—
Анастаз	—	—	Тонкозернистый кварцевый агрегат	—	—
Турмалин	7	—	Обломки породы	50	—
Рутил	—	Ед.	Обломки песчаника, состоящего из зерен кварца, редко калиевого полевого шпата	—	—
Циркон	Ед.	100			
Гранаты	Ед.	—			
Барит	—	Ед.			
Флюорит	—	»			
Эпидот — поизит	—	»			
Бiotит	Ед.	—			
Мусковит	—	—			
Хромит	Ед.	—			
Хлорит крупночешуйчатый	5	—			

же присутствие его рефлекса на дифрактограмме фракции мельче 0,001 мм цемента. В то же время приуроченность Са и Мп (рис. 34, а, б) к одним и тем же участкам соответствует выделениям карбоната типа (Са, Мп)СО<sub>3</sub>. Весьма близкое совпадение областей выделения Са и Мп, с одной стороны, и Р (рис. 34, в), с другой, свидетельствует, что последний входит в состав указанного минерала. Кроме того, в отдельных случаях мелкие участки наиболее высокой концентрации Р совпадают только с Са, что связано с наличием в цементе апатита.

На концентрационных кривых, полученных с одного из относительно узких участков порового пространства, наблюдается

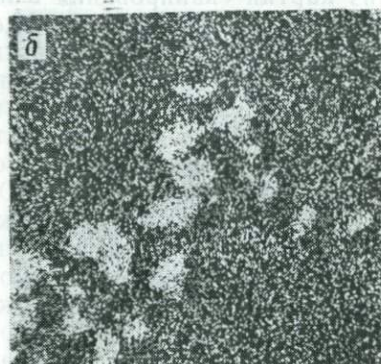
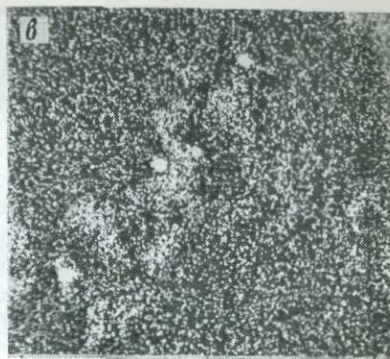
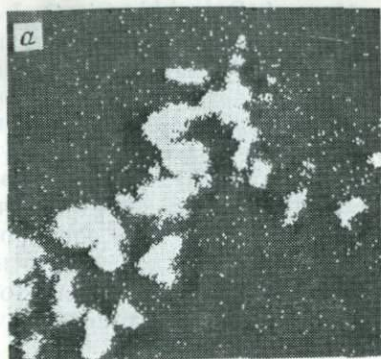


Рис. 34. Картины сканирования в характеристических рентгеновских лучах по площади порового пространства туфопесчаника, содержащего аутигенный Mg—Fe-хлоритовый цемент с примесью аллотигенной изометрично-пластинчатой гидрослюда, северо-восточная часть Ениустья Лиственной, чивдинская свита: сейского края, р. Вороговка, ниже  
 $a - CaK_{\alpha}$ ,  $б - MnK_{\alpha}$ ,  $в - PK_{\alpha}$

зона повышенной интенсивности излучения  $FeK_{\alpha}$ ,  $MgK_{\alpha}$ ,  $AlK_{\alpha}$  (рис. 35,  $a - в$ ) и соответственно пониженной —  $SiK_{\alpha}$  (рис. 35,  $г$ ). Непосредственный контакт этой зоны с областями высокого содержания — Si, т. е. с минералами, образующими каркас туфопесчаника, также подчеркивает раннюю генерацию хлорита. В отличие от этого, наиболее узкие зоны в средней части рассматриваемого участка, характеризующиеся повышенной концентрацией K и Ti (рис. 35  $д$ ,  $е$ ), более высоким содержанием Si и Al, несколько пониженным — Fe и Mg, относятся к примеси аллотигенной гидрослюда. В ряде случаев в пределах обломков, слагающих каркас породы, встречаются участки, содержащие в значительном количестве K, Si и Al что, в соответствии с наличием в легкой подфракции породы (табл. 6, обр. 95) калиевого полевого шпата — K  $[AlSi_3O_8]$ , позволяет отнести их к включениям этого минерала.

Несколько иным распределением отличаются бертьерин (Fe = шамозит) и гидрослюда (с небольшой примесью Mg = Fe = хлорита и каолинита) в цементе голубовато-серых кварцевых разномерных песчаников вацадынской свиты из верхнего рифея той же территории (рис. 36, II,  $a - г$ ). Бертьерин —  $Fe^{2+}$ ,

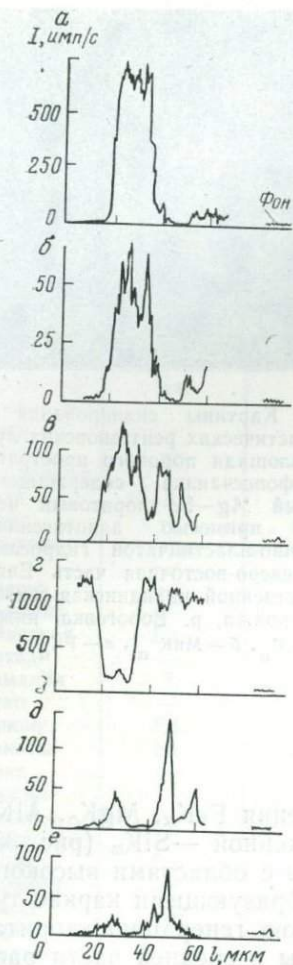


Рис. 35. Концентрационные кривые через поровое пространство туфопесчаника, содержащего аутигенный Mg—Fe-хлоритовый цемент с примесью аллотигенной изометрично - пластинчатой гидрослюда, северо-восточная часть Енисейского кряжа, р. Вороговка, ниже устья Лиственной, чивдинская свита:

*a* — Mg, *б* — Fe, *в* — Al, *г* — Si, *д* — K, *е* — Ti

$\text{Fe}^{3+}, \text{Al}, \text{Mg})_6 [(\text{OH})_8 | \text{Al}_{1,5}\text{Si}_{2,5}\text{O}_{10}]$  — характеризуется повышенными по сравнению с рассмотренным выше хлоритом значениями параметров элементарной ячейки, что обусловлено высоким содержанием  $\text{Fe}^{2+}$  в его структуре (табл. 1, обр. 98). На электронных микрофотографиях как просвечивающего, так и растрового электронного микроскопа он представлен относительно крупными, но довольно тонкими лапчатой формы кристаллами (рис. 3,в; 37).

Анализ картин сканирования в поглощенных электронах —  $e^+$  (рис. 36,а) и в характеристических рентгеновских лучах  $\text{SiK}\alpha$  и  $\text{FeK}\alpha$  (рис. 36,б, в) показывает, что поровое пространство рассматриваемого песчаника характеризуется пониженным содержанием Si по отношению к кварцевой ( $\text{SiO}_2$ ) матрице и довольно значительным количеством Fe, что соответствует цементации его в основном бертьерином. При этом максимальное развитие указанного минерала приурочено к периферийным частям порового пространства. На отдельных участках Fe накладывается на зоны повышенной концентрации Mg (рис. 36,г) и Al (рис. 36,д), что обусловлено примесью триоктаэдрического хлорита.

В отличие от туфопесчаников, гидрослюда в рассматриваемых кварцевых песчаниках под электронным микроскопом представлена тонкими узкими удлиненными пластинками с четко выраженным идиоморфизмом, что свидетельствует [55, 85, 117] об ее аутигенном происхождении. Это подтверждается также результатами электронографических исследований, согласно которым этой разновидности гидрослюд присуща политипная модификация 1M, что указывает на низкотемпературные, тогда как политип 2M<sub>1</sub> — на высокотемпературные условия ее образования.

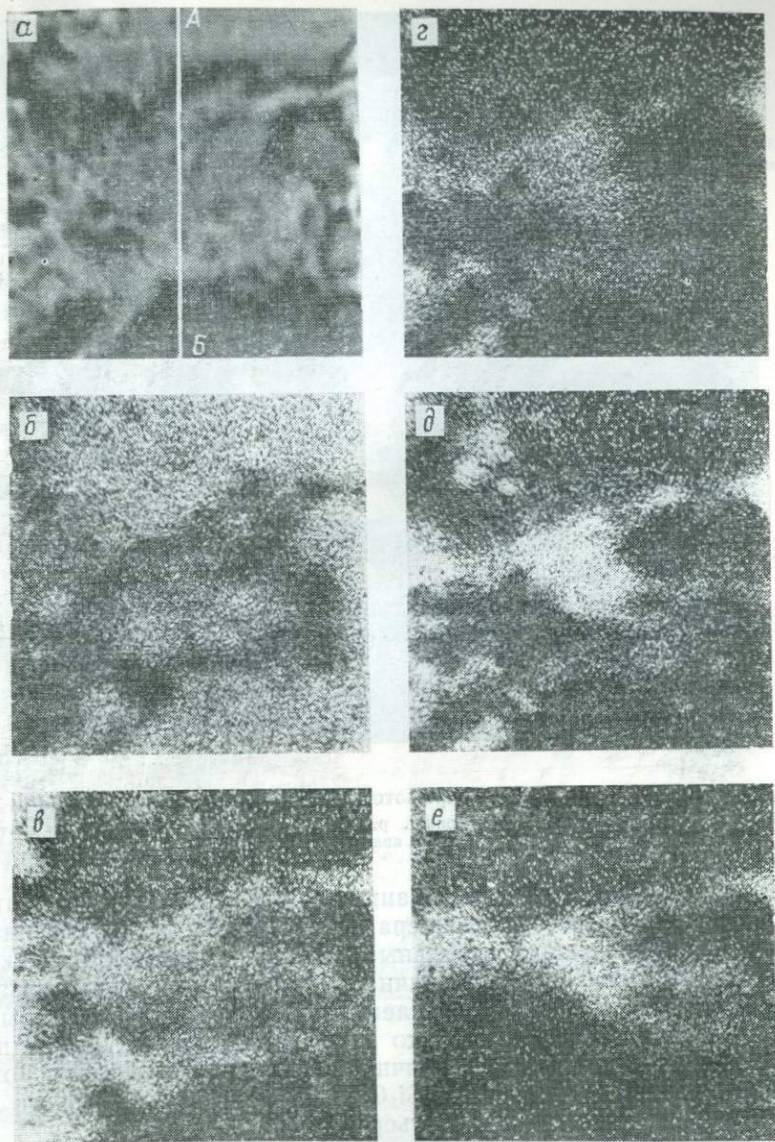


Рис. 36. Картины сканирования в поглощенных электронах (а) и в характеристических рентгеновских лучах (б—е) по площади порового пространства кварцевого песчаника, содержащего аутигенный Fe-шамозитовый (бертьериновый) цемент с примесью аутигенной удлиненно-пластинчатой гидрослюда и Mg—Fe-хлорита, северо-восточная часть Енисейского кряжа, р. Тея, у пос. Тея, вандадынская свита:

а — е+, б —  $\text{SiK}_\alpha$ , в —  $\text{FeK}_\alpha$ , г —  $\text{MgK}_\alpha$ , д —  $\text{AlK}_\alpha$ , е —  $\text{KK}_\alpha$



Рис. 37. Электронная микрофотография Fe-шамозита,  $\times 3000$   
Северо-восточная часть Енисейского края, р. Тея, у пос. Тея, вандадынская свита,  
песчаник голубовато-серый кварцевый разнозернистый

По данным картин сканирования Al и K (рис. 36, *д*, *е*), относящиеся к слюдистому минералу, тяготеют к внутренним частям пор, перекрывая отдельные области распространения Fe и Mg, что связано с частичным присутствием указанного элемента в составе рассматриваемого минерала. В некоторых случаях Al накладывается только на Si, что отражает, по-видимому, наличие реликтов, первично содержащегося в поровом пространстве каолинита —  $2[\text{AlSi}_2\text{O}_5(\text{OH})_4]$ , за счет которого в данном случае образовался бертьерин [91].

Концентрационные кривые (рис. 38, *а—д*), полученные при сканировании по линии AB (снизу вверх) через поровое пространство, изображенное на рис. 36, *а*, позволяют более детально изучить распределение в нем отдельных фаз цемента. Так, нижняя часть периферийной зоны порового пространства по высокому содержанию Fe, наличию незначительного количества Si, Mg и Al и практически полному отсутствию K, соответствует выделению в основном бертьерина. В центральной части порово-

го пространства концентрационные кривые Al и K почти в точности повторяют, друг друга, что связано с развитием в этом случае главным образом аутигенной гидрослюды. В рассматриваемой зоне отмечается также в целом высокое количество Fe и Mg, однако колебания их не соответствуют изменению Al и K, что указывает на гетерогенность цемента данного участка. По направлению к внешней зоне поры (верхняя часть рис. 36,а) содержание K несколько снижается, а Fe возрастает, что вновь свидетельствует о повышении на этом участке роли бертьерина. Зона относительно высокого содержания Si внутри порового пространства отражает наличие обломков кварца.

Отсюда следует, что закономерностью распределения полиминеральных цементов аутигенного происхождения является выделение по периферии порового пространства три-, а в центральной части — диоктаэдрических глинистых минералов, что отражает генерацию первых на наиболее ранней стадии возникновения цемента, тогда как вторые образуются позднее. В связи с этим по периферии порового пространства выделяются такие минералы, как бертьерин (Fe-шамозит), Mg—Fe или (Fe—Mg)-хлорит, а также ди-триоктаэдрический хлорит [69]. В то же время на свободных участках в центре пор возникает удлиненнопластинчатая гидрослюда, которая, как показывают многочисленные наблюдения [55, 117], получает максимальное развитие в породах на стадии позднего катагенеза.

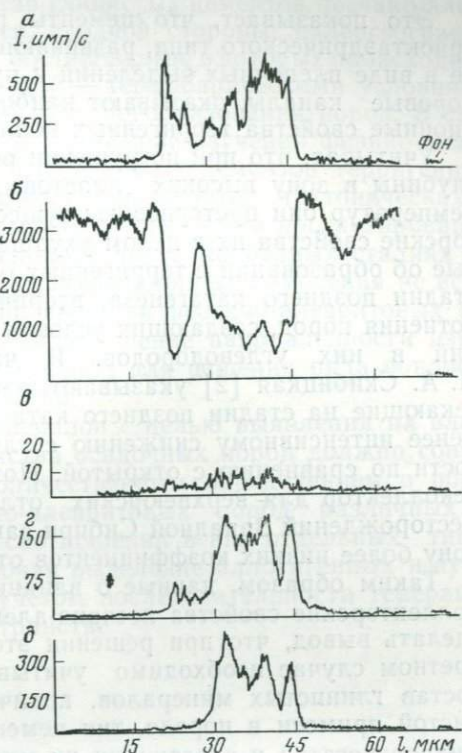


Рис. 38. Концентрационные кривые по линии AB площади сканирования порового пространства кварцевого песчаника, содержащего аутигенный Fe-шамозитовый (бертьериновый) цемент с примесью аутигенной удлиненнопластинчатой гидрослюды и Mg—Fe-хлорита, северо-восточная часть Енисейского кряжа, р. Тея, у пос. Тея, вандадынская свита:

a — Mg, б — Al, в — Fe, г — K, д — Si

Линия AB показана на рис. 36

Это показывает, что цементы ранней генерации, особенно триоктаэдрического типа, развивающиеся в поровом пространстве в виде пленочных выделений и практически запечатывающие поровые каналы, оказывают наибольшее влияние на фильтрационные свойства терригенных коллекторов.

Учитывая, что при погружении осадочных пород на большие глубины в зону высоких пластовых давлений и повышенных температур они претерпевают существенные изменения, коллекторские свойства их в целом ухудшаются. Однако имеются данные об образовании в терригенных отложениях, находящихся на стадии позднего катагенеза, вторичной пористости или разуплотнения пород, создающих условия для промышленных скоплений в них углеводородов. В частности, Э. А. Бакиров и Н. А. Скибицкая [2] указывают, что отдельные процессы, протекающие на стадии позднего катагенеза, приводят иногда к менее интенсивному снижению с глубиной эффективной пористости по сравнению с открытой. Поэтому граница коллектор — неколлектор для верхнеюрских отложений Шаймской группы месторождений Западной Сибири закономерно сдвигается в сторону более низких коэффициентов открытой пористости.

Таким образом, данные о влиянии глинистых минералов на коллекторские свойства песчано-алевритовых пород позволяют сделать вывод, что при решении этого вопроса в каждом конкретном случае необходимо учитывать следующие факторы: состав глинистых минералов, количественное содержание глинистой примеси в породе, тип цементации и характер укладки микроагрегатов и слагающих их микроблоков (или ультрамикроблоков) аллотигенных глинистых минералов или локализации их аутигенных аналогов в поровом пространстве, условия образования осадков и генетический тип глинистых минералов в зависимости от степени постседиментационного изменения пород, с учетом последовательности выделения в поровом пространстве отдельных типов указанных минералов. Кроме того, при оценке влияния глинистых минералов на емкостные и фильтрационные свойства пород необходимо учитывать всю совокупность признаков, определяющих их физико-химические особенности, в том числе структурную упорядоченность, генетическую природу и, соответственно, морфологическую характеристику указанных минералов, емкость их поглощения, состав и тип преобладающего обменного катиона и т. д.

Закономерности распределения аутигенных глинистых минералов в песчано-алевритовых породах показывают, что на всех стадиях постседиментационного изменения пород основное значение для развития того или иного типа новообразований имеют состав и минерализация пластовых вод, отражающие в случае их унаследованности от седиментационного бассейна, палеогеографическую обстановку накопления осадков, а также термобарические параметры среды минералообразования.

Отсюда следует, что состав глинистых цементав песчано-алевритовых пород определяется, с одной стороны, палеогеографической и гидрохимической обстановками, в которых происходило накопление осадков, а с другой — термобарическими условиями на стадии постседиментационного преобразования пород. В связи с этим данные, полученные на основе изучения физико-химических свойств и генезиса определенных цементав терригенных отложений, сформировавшихся в различных тектонических и фациальных условиях, открывают возможности прогнозирования коллекторских свойств указанных пород на разных стадиях их изменения. Поскольку постседиментационные изменения не всегда ухудшают коллекторские свойства песчано-алевритовых пород, весьма важным является выяснение направленности изменения цементав терригенных пород для решения ряда вопросов нефтегазопромысловой геологии.

Изучение глинистых минералов с целью выявления их влияния на коллекторские свойства осадочных пород должно сопровождаться, кроме того, количественным определением в поровом пространстве песчано-алевритовых пород различных по дисперсности фракций, и соотношения в них отдельных типов глинистых минералов, включая выделение аллотигенных и аутигенных разновидностей с учетом последовательности генерации последних в поровом пространстве.

ПОКРЫШКИ НЕФТЯНЫХ  
И ГАЗОВЫХ ЗАЛЕЖЕЙ (МЕСТОРОЖДЕНИЙ)

Покрышками могут быть в основном глинистые породы (глины, аргиллиты), эвапоритовые образования (сульфаты, галоиды), а также алевриты и даже песчаники, подвергшиеся интенсивным катагенетическим преобразованиям, что обычно наблюдается на глубинах более 6 км [18, 106]'. Наибольшим распространением в природе пользуются глинистые покрышки.

Отсюда следует, что глинистые породы играют важную роль не только в генезисе УВ, но и в способности последних концентрироваться в залежах, так как они являются надежным экраном на пути миграции нефтяных и газовых флюидов. В условиях широкого развития межрезервуарной миграции УВ глинистые экраны (флюидоупоры) представляют один из главных факторов, контролирующих распределение нефтяных и газовых скоплений в нефтегазоносных бассейнах (НГБ). Поэтому во многих случаях прогнозирование новых месторождений нефти и газа невозможно без исследования свойств изолирующих их горизонтов. Так, Ч. Уивер [174]' показал приуроченность нефтепродуктивных комплексов в главных НГБ США к осадочным формациям преимущественно монтмориллонитового состава. Этот факт подчеркивает значение минералогического состава глин в формировании пород-покрышек. Глинистые экраны контролируют до 60%' запасов газа в крупных месторождениях [103] и, видимо, еще в большей степени — запасы нефти, так как нефтяные залежи способны удерживаться даже относительно малопластичными глинами.

Обобщение результатов исследования глинистых покрышек в пределах главнейших нефтегазоносных районов Союза и экспериментальные работы по моделированию природных процессов в лабораторных условиях позволили оценить роль основных параметров, от которых зависят их свойства. К ним относятся мощность, однородность или неоднородность покрышки (присутствие песчано-алевритовых и других прослоев), гранулометрический и минералогический состав пород, сорбционные свойства глинистых минералов, роль органического вещества, структурно-текстурные особенности глинистых пород, структура их порового пространства, пластичность пород или наличие в них разрывных нарушений. Немаловажную роль играют, кроме того, условия образования осадков и степень постседиментационного преобразования сформировавшихся из них осадочных пород.

Мощность покрышек, по мнению многих исследователей [18, 74], играет весьма значительную роль для сохранения залежей как нефти, так и газа, причем практически необходимая мощность покрышки в первом случае должна быть сравнительно меньше, чем во втором. Существует также определенная связь между высотой залежи, а следовательно между максимальным избыточным давлением, с одной стороны, и мощностью покрышки,— с другой [126]. Обычно максимальные мощности слабо проницаемых пород в основном глинистого типа приурочены к областям интенсивного прогибания дна древних седиментационных бассейнов.

В то же время некоторые исследователи [33] не придают значительной роли мощности глинистых покрышек. По мнению этих авторов, если породы имеют поры или промежутки между микроблоками глинистых минералов с размером, близким или превышающим размеры молекул углеводородов, то через такие породы обязательно должна осуществляться диффузия углеводородов, в результате чего будет происходить разрушение залежи. Однако необходимо иметь в виду, что при больших мощностях покрышек этот процесс может протекать довольно медленно и продолжаться в течение весьма длительного геологического времени [18].

Согласно данным В. М. Лазаревой [74], в пределах Западного Предкавказья при прочих равных условиях мощности покрышек над нефтяными залежами значительно меньше, чем над газовыми (рис. 39). Например, глинистая толща, залегающая в основании черкесской свиты и покрывающая залежь нефти свиты Горючего Ключа (площадь Убежинско-Николаевская) имеет мощность 20 м. В отличие от этого, глинистая толща в кровле черкесской свиты, которая экранирует залежь газа той же свиты, имеет мощность 50—80 м.

Наряду с мощностью большое влияние на экранирующие свойства пород оказывает строение глинистых толщ. Неоднородность строения покрышек обусловлена чередующимися разнородными породами в разрезе или в случае однотипных пород, например глиин, их непостоянным гранулометрическим составом, т. е. наличием в них песчаной и алевроитовой примесей. Как показывают наблюдения, залежи нефти и особенно газа тяготеют в основном к наиболее выдержанным по простиранию и однородным глинистым породам.

Гранулометрический состав глинистых пород-покрышек может характеризоваться значительным диапазоном дисперсности слагающих их частиц. Как известно [57, 65], по мере увеличения дисперсности частиц глинистых минералов уменьшается их толщина за счет расщепления и механического измельчения в процессе переноса и накопления микроблоков, в виде которых глинистые минералы возникают в первичных источниках их образования (коры выветривания, почвы и гидротермы). В этом случае

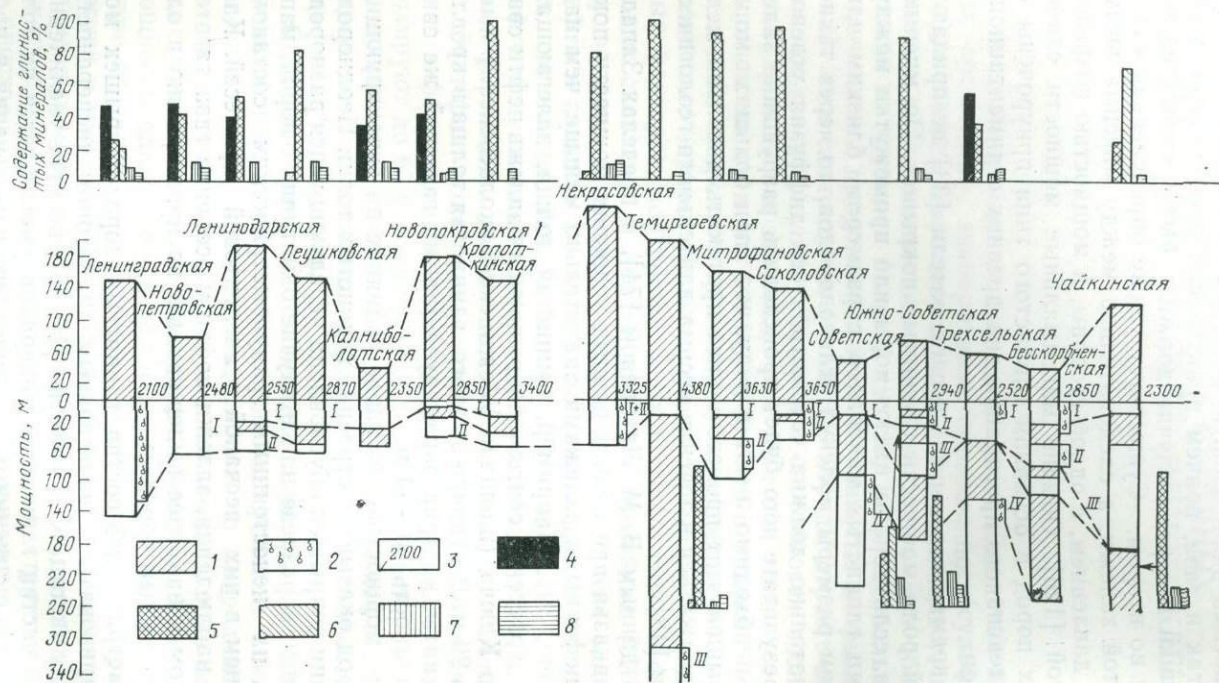


Рис. 39. Схема соотношения мощностей и минералогического состава пород-покрышек и высот залежей на площадях Западного Предкавказья. По В. М. Лазаревой [74]

I — породы-покрышки; 2 — высота залежи газа; 3 — глубина залегания верхнеальбской покрышки (м); глинистые минералы: 4 — монтмориллонит; 5 — смешаннослойные образования; 6 — гидрослюда; 7 — каолинит; 8 — хлорит  
 Продуктивные горизонты: I — альб, II — апт, III — келдowej, IV — нижняя юра

благодаря уменьшению размеров частиц как по оси  $c$ , так и в плоскости  $ab$  резко снижается проницаемость глинистых пород.

Наличие песчаной и алевроитовой примеси значительно ухудшает экранирующую способность глинистых покрышек. Так, например, присутствие крупных изометричных зерен неглинистых минералов (кварца, полевых шпатов и карбонатов) искажает ориентированный характер укладки частиц глинистых минералов, в частности изометричнопластинчатых микроблоков аллотигенных гидрослюд и они в этом случае располагаются вблизи указанных зерен беспорядочно (рис. 31). Это обуславливает увеличение пористости и особенно проницаемости глинистых пород, т. е. образование ослабленных зон в покрышках и, как следствие этого, резкое снижение их флюидоупорности.

Роль примеси неглинистых минералов в формировании порового пространства пород-покрышек, кроме размеров частиц, определяется также количеством, составом и степенью их изменения

Покрышки, характеризующиеся высокими экранирующими свойствами, содержат в основном монтмориллонит или монтмориллонит-гидрослюдистые смешаннослойные образования, особенно если последние представляют продукты, связанные с аградацией монтмориллонита. Менее высокими флюидоупорными свойствами характеризуются покрышки, представленные смешаннослойными образованиями с одержанием разбухающих пакетов более 40%, однако связанными с деградацией гидрослюда и содержащими поэтому реликтовую примесь исходной слюдоподобной фазы, а также, как правило, примесь хлорита и (или) каолинита. Такие покрышки характерны для верхней части осадочного чехла земной коры (зона диагенеза — протокатагенеза). В покрышках средней (подзоны  $МК_1$  —  $МК_3$  мезокатагенеза) и нижней частей осадочного чехла (подзоны  $МК_4$ ,  $МК_5$  мезокатагенеза — зона апокатагенеза) важное значение приобретают аутигенные разности глинистых минералов, которые раскристаллизовываются в порах первоначально проницаемых песчано-алевровитовых прослоев, в том числе между микроблоками аллотигенных глинистых минералов, что в целом может улучшить экранирующие свойства содержащих их глинистых толщ.

Сорбционные свойства глинистых минералов, их способность удерживать на поверхности частиц (катионный обмен I типа) или в межслоевых промежутках (катионный обмен II типа) в том или ином количестве обменные катионы также имеют важное значение для оценки качества покрышек. Указанные свойства (табл. 7) зависят от состава глинистых минералов, их дисперсности, обуславливающей величину удельной поверхности частиц и особенностей кристаллической структуры минеральных фаз. С учетом влияния этих факторов наименьшей сорбционной способностью характеризуется каолинит. У других, наиболее

Таблица 7

Состав поглощенного комплекса и емкость поглощения глинистых покрывок  
Усть-Балыкского месторождения (усредненные данные по И. Н. Ушатинскому и др. [92])

Возраст и литологический состав покрывки	Содержание катионов, мг-экв на 100 г вещества							
	Na	Ca	Mg	K	Емкость поглощения		Mg-100 Mg+Ca	Na Ca
					в породе	в пересчете на фракцию <0,001 мм		
Покрывка пласта АхII* (преимущественно глины алевритовые)	4,20	4,931	3,018	1,10	13,249	79,494	38	0,85
Пимская пачка (покрывка пласта БI**) В том числе:	4,928	2,853	1,944	1,027	10,752	64,512	41,51	1,74
глина тонкоотмученная	5,80	2,005	2,64	1,74	12,185	73,11	56,80	2,90
то же	5,16	0,084	2,829	1,58	9,653	57,918	97,10	61,40
глина алевритовая	4,20	3,354	1,886	1,58	11,02	66,12	36,0	1,25
то же	4,84	3,55	0,99	0,718	10,09	60,558	21,8	1,37
алеврит глинистый	2,34	3,564	0,94	0,596	7,46	44,76	20,8	0,66
Покрывки пластов БII-III** (глины алевритовые и тонкоотмученные)	4,062	2,575	3,206	1,33	11,174	67,066	54,03	1,622
Покрывки пластов БIV—BVI** (преимущественно глины алевритовые и алевриты глинистые)	2,665	2,812	4,904	1,554	11,935	71,61	63,50	0,947

\* Баррем.

\*\* Готерив.

распространенных в осадочных породах минералов, в частности в ряду хлорит — гидрослюда — монтмориллонит, емкость поглощения и удельная поверхность частиц последовательно возрастают. При этом существенную роль играет не только общая емкость обмена, но и состав поглощенных катионов. Как известно [156], глины, насыщенные Na, обладают по сравнению с Са-разностями большей разбухаемостью, пластичностью, капиллярным подъемом воды и меньшей фильтрационной способностью. Так, например, в среднем емкость поглощения покрышек продуктивных пластов неокомского возраста Усть-Балыкского месторождения (Западная Сибирь) изменяется от 8 до 13 мг-экв на 100 г породы или 50—80 мг-экв в пересчете на фракцию мельче 0,001 мм. Почти повсеместно в покрышках наблюдается (табл. 7) преобладание Na над Са, Mg и особенно К. Высокое количество Na свойственно в рассматриваемых покрышках тонкоотмученным глинам, содержащим в основном монтмориллонит-гидрослюдистые смешаннослойные образования. Указанные глины наиболее распространены в глинистой пачке готеривского возраста (покрышка пласта B<sub>1</sub>) в пределах Среднего Приобья, где они слагают отдельные выдержанные прослои. Наблюдающиеся колебания величины емкости поглощения указанных пород обусловлены главным образом различным в целом количественным содержанием в них как глинистых минералов, так и разбухающих пакетов в структуре монтмориллонит-гидрослюдистых смешаннослойных образований. При этом высокое содержание обменного Na связано с присутствием в структуре разбухающих минералов пакетов с катионом этого типа.

Как известно [92], в глинистых породах-покрышках ряда зарубежных месторождений нефти обменный Na также в общем преобладает над Са. На основе этих данных вначале было высказано предположение, что обязательным условием надежности глинистых покрышек является преобладание Na над Са в составе поглощенного комплекса глинистых минералов. Между тем, как показывают наблюдения, даже в тех условиях, когда обменный Na в глинистых покрышках не преобладает над Са, надежность экранирующих свойств пород особенно резко не ухудшается. Например, в поглощенном комплексе глинистых покрышек газовых месторождений Бухаро-Хивинской области (Средняя Азия) отношение Na к Са не превышает 1,5, а нередко составляет величину менее единицы. Аналогично этому, для Усть-Балыкского месторождения это отношение равно лишь 1,74 (табл. 7) и, тем не менее месторождения Западной Сибири имеют надежную региональную покрышку (апт). Отсюда следует, что при наличии даже небольшого количества Na, последний значительно снижает фильтрационные свойства пород. Это может быть объяснено способностью катиона Na интенсивно диспергировать глинистые частицы. В отличие от Na действие обменного Са приводит к агрегированию глинистых

частиц, т. е. повышению фильтрационных свойств пород. Поэтому преобладание Na в породах-покрышках не является обязательным, однако необходимым условием их высокого качества.

Органическое вещество влияет на тип пород-покрышек в зависимости от количественного содержания и характера распределения его в породе. Оно может быть представлено растительными остатками и тонкодисперсным органическим материалом, сорбированным глинистыми минералами. Как показывают наблюдения, роль органического вещества в формировании порового пространства глинистых пород-покрышек имеет весьма существенное значение. Прежде всего растительные микроостатки, располагаясь в породах макро-, мезо- и микрослойками, а также частично или полностью обволакивая отдельные участки глинистой массы, образуют характерные слоистые или петельчатые текстуры (в сечении шлифа). Они образуются органическим веществом, представленным спорами, спорowymi оболочками, смоляными тельцами и другими фрагментами растений, а также аморфными углефицированными продуктами разложения растительных остатков. Вокруг органического вещества обычно образуются участки повышенной прочности и пониженной проницаемости. Степень этого воздействия определяется сорбционной способностью глинистых минералов, косвенным показателем которой является величина их обменной емкости, являющейся функцией особенностей структуры и тесно связанных с ней свойств поверхности глинистых минералов, включая как внешние грани их кристаллов, так и межслоевые промежутки.

Составными элементами текстур глинистых и глинисто-алевритовых пород являются в основном микроблоки или ультрамикроблоки глинистых минералов [57, 65, 149], образующие нередко микроагрегаты, особенно характерные для наиболее дисперсных индивидов, а также частицы неглинистых минералов и органического вещества, расположенные беспорядочно или в виде прослоев и линз [45]. Тектурные особенности глинистых пород обычно рассматриваются на макро-, мезо- и микроуровнях. Макротекстуры изучаются визуально или при небольших увеличениях (в несколько раз), мезотекстуры — в шлифах, а микротекстуры — с помощью специальной рентгеновской съемки [5] и под сканирующим электронным микроскопом.

Так, согласно данным растровой микроскопии [57, 65], каолинит, учитывая, что при возникновении на континенте по полевым шпатам (плагноклазам) он образует вермикулитоподобные сростки, при накоплении в осадочных породах (в случае наибольшей длительности переноса) локализуется в виде крупных, близких к изометричной форме микроблоков из плоскопараллельно сочлененных сростков псевдогексагональных кристаллов.

В частности, отдельные микроблоки аллотигенного каолинита в цементе неглубоко залегающих и слабо измененных пес-

чанных образований девона Волгоградского Правобережья достигают по оси  $c$  весьма значительной толщины [116]. В связи с указанной морфологией микроблоки каолинита при накоплении осадков, независимо от гранулометрии последних, располагаются произвольно, т. е. без определенной ориентировки, образуя беспорядочные микротекстуры.

В процессе постседиментационного изменения глинистых пород, несмотря на непосредственно передающееся на глинистые минералы геостатическое давление и частичное разрушение при этом микроблоков каолинита, некоторая часть их сохраняет близкий к изометричному габитус, что аналогично примеси песчано-алевритовых частиц значительно затрудняет ориентировку основной массы глинистых частиц, слагающих собственно микроблоки и частично заполняющих пространство между ними. Слабая ориентировка частиц в породах, содержащих относительно крупные микроблоки каолинита и особенно песчано-алевритовую примесь, обуславливает, кроме того, неполное отжатие из них поровых вод, поэтому в таких породах на стадии их постседиментационного изменения может происходить, хотя и в значительно более ограниченных масштабах, чем в песчано-алевритовых разностях, аутигенное образование глинистых минералов. Текстурированность глинистых пород, содержащих каолинит, начинает проявляться в основном лишь при значительной дезинтеграции микроблоков, что происходит при увеличении дальности переноса первичного материала. Следует заметить, что в зависимости от характера среды осадконакопления, микроблоки каолинита диспергируются по двум взаимно-перпендикулярным направлениям. Так, под влиянием пресной воды микроблоки каолинита, согласно данным А. Оберлин и К. Чубаря, [165, 167], расщепляются параллельно плоскости ( $ab$ ), в результате чего образуются весьма тонкие, но крупные кристаллы, которые в соответствии с терминологией Р. А. Бочко [149] могут быть отнесены к ультрамикроблокам, состоящим из нескольких элементарных слоев. Следует в связи с этим заметить, что наблюдаемые в просвечивающем электронном микроскопе частицы (кристаллы) каолинита фракции мельче 0,001 мм обычно представлены ультрамикроблоками. В свою очередь, в среде, содержащей Mg и K, происходит дробление микроблоков каолинита перпендикулярно указанной выше плоскости, что обуславливает возникновение довольно плотных микроблоков меньшего размера в плоскости ( $ab$ ). В связи с этим каолинит в природе встречается в виде двух основных разновидностей: мелко- и крупнокристаллический [50, 154].

В отличие от каолинита, характеризующегося при любых условиях образования псевдогексагональной или близкой к ней формой кристаллов, гидрослюда в зависимости от генезиса имеет резко различный габитус микроблоков или ультрамикроблоков [53, 55, 85].

В глинах и аргиллитах, а также в неглубоко залегающих и слабоизмененных песчано-алевритовых породах гидрослюда имеет псевдоизометричную форму частиц и принадлежит к высокотемпературной аллотигенной двухслойной модификации (в основном  $2M_1$ ). Частицы указанной разновидности гидрослуд, так же как и каолинит, имеют блоковое строение, но с резко выраженной пластинчатой формой, т. е. характеризуются близкими размерами в базисной плоскости ( $ab$ ) и относительно небольшой толщиной по направлению  $c$ . Кроме того, наиболее распространенным в осадочных породах диоктаэдрическим гидрослюдам аллотигенного происхождения свойственна жесткая форма не только микроблоков, но и ультрамикроблоков. Такие особенности морфологии указанной генетической разновидности гидрослуд обеспечивают в процессе постседиментационного изменения глинистых пород способность их ориентироваться перпендикулярно геостатическому давлению, и, как следствие этого, не подвергаться сильному разрушению под действием нагрузки вышележащих толщ. В связи с этим сильно измененные гидрослюдистые глинистые породы характеризуются однородными микроструктурами и ярко выраженными ориентированными микротекстурами, что облегчает переход их в аргиллиты. Весьма совершенная текстурированность гидрослуд особенно наглядно проявляется в наиболее древних сильно измененных глинистых породах [57, 65]. Указанные микроблоки располагаются в породе в основном параллельно плоскости развития базальных граней. Поэтому, в отличие от пород каолинитового типа, гидрослюдистые породы характеризуются микрослонистостью и образуют микротекстуры, обладающие одинаковой ориентировкой микроблоков. При этом, как показывают данные просвечивающей, а также растровой электронной микроскопии, в процессе постседиментационного изменения сложенных гидрослюдой глинистых пород на стадиях диагенеза и катагенеза не происходит существенного изменения формы их кристаллов [55]. Размеры псевдоизометричных кристаллов гидрослуд по мере изменения пород могут лишь несколько увеличиваться за счет частичной регенерации. Отсутствие изменения формы кристаллов рассматриваемой разновидности гидрослуд обусловлено практически полным выжиманием высокоминерализованных растворов из глинистых пород при их уплотнении, в результате чего в породах этого типа остается весьма незначительное количество реакционно-способной жидкой фазы, локализующейся преимущественно в замкнутых микропорах. Регенерация псевдоизометрично-пластинчатых гидрослуд в процессе постседиментационного изменения пород в кристаллохимическом аспекте сопровождается удалением из разбухающих межслоевых промежутков структуры минерала воды и фиксации в них  $K$ , а также заполнением катионных вакансий в силикатных слоях.

Монтмориллонит вулканогенного происхождения и разбухающие минералы, связанные с деградацией гидрослюд, как известно [85, 117, 151] устойчивы только в зоне диагенеза — протокатагенеза. При более интенсивном изменении пород, связанном с погружением их на значительные глубины и, как следствие этого, воздействием на них повышенных давлений и температур [150], значительно снижается или полностью утрачивается способность указанных минералов к разбуханию. Следует заметить, что механизм такого преобразования разбухающих структур различен в зависимости от генезиса содержащих разбухающие слои минералов (см. главу III).

В сильно измененных породах первично разбухающие структуры в связи с последовательным изменением содержат относительно небольшое количество разбухающих слоев. При этом частицы монтмориллонит-гидрослюдистых смешаннослойных образований, возникшие по монтмориллониту вулканогенного происхождения, даже при содержании разбухающих пакетов менее 40% характеризуются более высокой дисперсностью по сравнению с аналогичными образованиями, которые генетически связаны с восстановлением первичных свойств разбухающими минералами, возникшими первоначально за счет слюдистых структур.

Высокая дисперсность монтмориллонита вулканогенного происхождения показывает, что отдельные его частицы представляют ультрамикроблоки, которые, как показали исследования их с помощью просвечивающего электронного микроскопа методом реплик и растрового электронного микроскопа [149], образуют характерные для этого минерала агрегаты глобулярного строения. В связи с этим микротекстура исходных монтмориллонитовых глин относится к агрегатному типу, причем строение агрегатов рассматриваемого минерала зависит от типа обменного катиона (Na или Ca). Так, высокая степень гидратации обменного катиона у Na-разновидности монтмориллонита обуславливает разъединение трехэтажных пакетов в ультрамикроблоках минерала на наибольшее расстояние. При этом в структуре воздушно-сухого Na-монтмориллонита ( $d_{001} = 12,4 \text{ \AA}$ ) на первом этапе взаимодействия с водой при равновесном относительном давлении водяных паров  $p/p_s = 0,9$  значение  $d_{001}$  за счет кристаллического набухания возрастает до  $15,4 \text{ \AA}$ . Дальнейшая гидратация этого монтмориллонита связана с осмотическим набуханием, обуславливающим разъединение отдельных пакетов на весьма значительное расстояние, вплоть до нескольких сотен ангстрем. В связи с этим оно оказывается соизмеримым с расстояниями между ультрамикроблоками минерала. Указанная особенность взаимодействия Na-монтмориллонита с водой определяет равномерное распределение элементарных слоев минерала и связанных с ними водных прослоев,

что обеспечивает весьма слабую проницаемость монтморилло-нитовых глин этого типа. В отличие от этого, меньшая степень гидратации Са-катиона обуславливают более плотное расположение пакетов в пределах ультрамикроблоков соответствующей разновидности монтмориллонита. Поэтому промежутки между ними оказываются более значительными, чем наибольшее расстояние между элементарными слоями в структуре рассматриваемой разновидности монтмориллонита. Наличие в Са-монтмориллоните относительно крупных межблоковых промежутков определяет свойственную ему высокую проницаемость по сравнению с Na-монтмориллонитом.

В процессе погружения пород монтмориллонитового типа на значительные глубины, кроме рассмотренных выше процессов аградации минерала, происходит разрушение глобулярных агрегатов его под действием нагрузок вышележащих толщ, в связи с чем степень ориентировки ультрамикроблоков минерала в породах возрастает. На наиболее поздних стадиях преобразования осадочных пород минералы с разбухающими слоями переходят в конечном итоге в серицит, т. е. характеризуются всеми присущими слюдястым минералам свойствами, в результате чего содержащие эти минералы породы приобретают высокую степень текстурованности.

Осадочные породы, находящиеся на стадии катагенеза, обычно не затронуты процессами глубокой хлоритизации, свойственной стадии метагенеза, поэтому хлорит в них присутствует либо как реликтовая аллотигенная примесь, сохраняющаяся в основном в глинистых породах, либо развивается в виде новообразований в поровом пространстве проницаемых пород. Относительно небольшая, как правило, примесь аллотигенного хлорита в собственно глинистых породах значительно затрудняет оценку характера соотношения его частиц с аналогичными по генезису разновидностями других глинистых минералов, так как аллотигенные глинистые минералы слоистого типа [50, 55, 85, 117] независимо от их структурных особенностей характеризуются частицами, близкими по морфологии к псевдоизометричным. Способность частиц глинистых минералов слоистого типа к легкому диспергированию параллельно плоскости ( $ab$ ) в процессе переноса и накопления глинистых осадков еще более усложняет выяснение особенностей микростроения частиц хлорита в полиминеральных глинистых породах. Однако, как показало изучение с помощью растрового микроскопа хлоритового цемента песчано-алевритовых пород разного возраста из ряда районов СССР [58, 117] и других стран [159], частицы этого минерала отличаются еще меньшей, чем у гидрослюд, толщиной, а в ряде случаев четко выраженной способностью к закручиванию на концах. Строение кристаллической решетки хлорита, состоящего из трехэтажного талько- (для триоктаэдрической разновидности) или пирофиллитоподобного (для

ди- или ди-триоктаэдрической разновидности) и одноэтажного брусито- или гидраргиллито-(гиббситоподобного) пакетов, а также широкого изоморфного замещения катионов в слоях этого минерала показывает, что указанное искажение формы частиц может быть связано с несоответствием базисных параметров элементарных ячеек трех- и одноэтажных слоев. Очень малая толщина и в то же время, как показывают данные изучения хлорита с помощью просвечивающего электронного микроскопа [117], относительно крупные размеры частиц этого минерала в базисной плоскости обуславливают развитие в глинистых породах хлоритового типа специфических микроструктур и микротекстур. Так, отмеченная при этих исследованиях способность частиц хлорита осаждаться в водной среде параллельно плоскости подложки, практически без следов закручивания частиц на концах, способствует образованию в процессе постседиментационного изменения обогащенных хлоритом глинистых осадков наиболее однородных микроструктур и исключительно высоко ориентированных микротекстур. Вследствие указанных свойств хлоритовые породы на стадии метазенеза легко переходят в сланцы.

Отсюда следует, что степень однородности микроструктур и ориентировка микротекстур глинистых пород в процессе их постседиментационного преобразования закономерно повышаются по мере уменьшения в них примеси каолинита и неглинистых минералов, снижения полиминеральности, а также увеличения однородности частиц глинистых минералов по размеру. Так, снижение в породах содержания микроблоков каолинита и главным образом неглинистых минералов (в основном кварца, полевых шпатов и карбонатов), часто имеющих изометричную форму (соответственно, микроблоков или зерен указанных минералов), уменьшает степень искажений в ориентировке тонких пластинчатых (псевдоизометричных) частиц, свойственных большинству других групп глинистых минералов слоистого типа. Мономинеральность глинистого материала также благоприятствует образованию более однородных микроструктур и совершенных микротекстур, так как при прочих равных условиях, согласно приведенным выше данным, каждый тип глинистых минералов характеризуется в среднем различной толщиной микроблоков (или ультрамикроблоков). В свою очередь слабая дифференциация частиц по дисперсности способствует повышению однородности микроструктур и возникновению ориентированных микротекстур, так как близкий размер частиц обуславливает более упорядоченную их укладку. Вследствие этого первичные текстуры, которые отражают условия накопления осадков, перестраиваются в соответствии с интенсивностью их дальнейшего преобразования и характером микроблоков, свойственных отдельным разновидностям глинистых минералов [57, 65]. Установленные особенности образования отдель-

ными разновидностями глинистых минералов микроблоков (или ультрамикроблоков) различного размера по оси *c* непосредственно определяют строение более крупных элементов осадочных пород, т. е. их мезо- и макроструктур и мезо- и макротекстур.

Природные наблюдения полностью соответствуют экспериментальным исследованиям [5], в результате которых было выявлено два типа изменений мезо- и микротекстурных особенностей пород, отмеченных Т. Т. Клубовой [45]

Первый тип текстурных изменений вызывается действием главных (сжимающих) напряжений, которые сводятся к улучшению упорядоченности пространственной ориентации частиц относительно действия этих напряжений. Это сопровождается улучшением аксиальной текстуры, причем оно происходит равномерно по всей площади образца. Максимальное улучшение ориентации частиц наблюдается в центральной части образца с постепенным ухудшением к торцам.

Второй тип текстурных изменений связан с действием касательных напряжений. В местах максимальной деформации, где глинистые частицы зажимаются между зернами кварца и полевых шпатов, отмечается концентрация напряжений. В глинистых алевролитах под действием нагрузки вышележащих отложений наблюдается перемещение алевритовых частиц, вплоть до их соприкосновения, в результате чего образуются дорожки из сблизившихся друг с другом зерен кварца. Перераспределение глинистого вещества происходит при наличии любых зерен, создающих концентрацию напряжений, в частности стяжений диагенетического сидерита и гелефицированного органического вещества.

В образцах, подвергнутых трехосному сжатию, зоны разрушения не наблюдается. При этом улучшение пространственной ориентации частиц происходит сравнительно равномерно по всему объему образца.

Сочетание в породе частиц различного размера приводит к образованию сложных текстур. В результате взаимного сочетания в породах глинистого и неглинистого вещества возникают следующие типы текстур: параллельно-слоистые (полосчатые), неправильно слоистые, ориентированные (линзовидные) и беспорядочные. В частности, глинистые породы-покрышки при ориентированном расположении в глинистой массе либо неглинистых терригенных и аутигенных минералов, либо органического вещества нередко приобретают слоистое строение. Следует заметить, что при одинаковом содержании алевритовых частиц в глинистой породе и равной пористости проницаемость пород с линзовидно-слоистой текстурой в 2—5 раз превышает проницаемость пород с беспорядочным расположением алевритовых частиц в породе. Это происходит вследствие того, что зоны текстурного сочленения микроблоков глинистых ми-

нералов (действующих как один монокристалл), микролинз и тонких прослоев алевритовой размерности образуют в таком случае не поры, а зоны повышенной проницаемости.

Как известно, глинистые осадки на стадии седиментогенеза отличаются высокой влажностью (до 80—90%). Наличие в их гранулометрическом составе частиц песчано-алевритовой размерности снижает влажность осадков. При литификации осадка содержащаяся в них свободная, а также межслоевая вода в количестве более двух мономолекулярных слоев [150] отжимается, причем тем интенсивней, чем меньше в осадке песчано-алевритовых зерен. Уплотнение и потеря воды в процессе диагенеза осадка и последующего преобразования на стадии катагенеза сформировавшейся из него породы приводят к существенному изменению физических свойств их, в первую очередь пористости глинистых отложений.

Форма и размеры пор в породах-покрышках различаются в зависимости от их текстурных особенностей. Как правило, в глинистых породах форма пор обусловлена преобладающим в них изометричнопластинчатым габитусом микроблоков глинистых минералов, в результате чего образуются щелевидные поры и соединяющие их межблоковые каналы. Величина отдельных пор в глинистых породах и структура порового пространства зависят от минералогического состава глинистых пород, тесно связанного с особенностями слагающих их глинистых минералов и взаимной ориентацией составных частей глинистых пород, включая органическое вещество, на уровнях мезо- и микро-текстуры.

По данным Г. Э. Прозоровича [105], величина пор в глинистых породах-покрышках колеблется от 0,016 до 0,12 мкм. В частности, для глинистой покрышки верхнемелового возраста Уренгойского газового месторождения (Западная Сибирь) средний размер пор составляет 0,05 мкм. Поры такого размера четко различимы на электронно-микроскопических снимках, полученных с помощью сканирующего микроскопа (рис. 31). По мере увеличения глубин погружения и возраста пород отмечается уменьшение их размера.

На пористость и проницаемость существенное влияние оказывают не их абсолютные величины, а размеры и структура порового пространства [75]. Так, с помощью метода вдавливания ртути при давлении до 100 МПа может быть замерен объем ртути, заполняющей каналы сечением до 0,01 мкм. В частности, при изучении мезозойских отложений Западного Предкавказья с близкими составом глинистых минералов и плотностью, но различных по структуре и текстуре, было установлено, что структура порового пространства зависит от дисперсности и степени отсортированности обломочного материала пород. Более чистые разности глин характеризуются преимущественно тонкими сечениями поровых каналов, глины слабо алевритистые —

однородной структурой, где диаметры каналов изменяются в незначительных пределах (0,01—0,1 мкм). В глинистых алевролитах структура порового пространства менее однородна, и размеры сечений каналов варьируют от 0,008 до 6,4 мкм. При этом чем больше в поровом объеме содержится крупных пор, тем выше проницаемость пород. Обычно в глинистых породах мелкие (0,01—0,05 мкм) поровые каналы преобладают, а крупные (0,5—2 мкм и больше) составляют в общем объеме порового пространства всего несколько процентов, но именно они и влияют в основном на величину проницаемости. С увеличением размера и количественного содержания крупных пор растет проницаемость и, следовательно, ухудшаются экранирующие свойства пород-покрышек.

Пластичность глинистых пород непосредственно зависит от типа и структурных особенностей глинистых минералов. Наибольшей пластичностью обладают глинистые породы, содержащие монтмориллонит или генетически связанные с ним монтмориллонит-гидрослюдистые смешаннослойные образования. Меньшая пластичность свойственна глинистым породам, в которых присутствуют монтмориллонит-гидрослюдистые смешаннослойные образования иной природы, т. е. связанные с деградацией гидрослюды, а тем более содержатся гидрослюда, хлорит и особенно, каолинит. При этом образование кристаллов последнего в корках выветривания может происходить по одной или нескольким винтовым дислокациям, из которых вторая разновидность минерала отличается более значительной твердостью.

Разрывные нарушения в глинистых покрышках, сопровождающиеся иногда смещениями отдельных толщ экранирующих пород, являются важными параметрами их оценки. Морфология и геометрия промежутков, образующихся в этом случае между микроблоками глинистых минералов и другими компонентами пород связаны, как отмечает Е. И. Зубковская, с минералогическими особенностями пород, а распределение по площади и относительная интенсивность указанных дислокаций определяются тектонической зональностью территории. По разуплотненным глинистым породам происходит миграция углеводородов из нижележащих нефтегазоносных горизонтов, причем иногда в таких глинистых породах происходит даже аккумуляция последних в промышленных объемах, т. е. такие породы приобретают свойства коллекторов. В частности, в верхнеюрских глинах баженовской свиты в результате указанных процессов произошло образование скоплений нефти (Салымское месторождение Западной Сибири).

Условия осадконакопления играют большую роль в формировании отложений с высокими экранирующими свойствами, обуславливая как состав накапливающегося материала, так и распространение по площади отдельных литолого-фаціаль-

ных типов отложений. Как известно, наиболее тонкодисперсные глины накапливаются, как правило, в гидродинамически спокойной среде, свойственной чаще всего относительно глубоководным частям бассейнов седиментации. Постепенно к прибортовым частям водоема наблюдается увеличение песчано-алевритовых частиц, поступающих с прилегающих горных сооружений. Следует заметить, что эта закономерность нарушается при развитии островов в центральных частях бассейна, откуда также может поступать дополнительный грубообломочный материал. Существует, кроме того, определенная зависимость распределения глинистых минералов в пределах акватории бассейна седиментации. Каолинит в связи с быстрой способностью к агрегированию отлагается в прибрежных частях водоема, главным образом у устьев рек, а монтмориллонит и особенно гидрослюда накапливаются соответственно в более удаленных от берега и глубоководных участках бассейна [152].

Наконец, сильное воздействие на свойства глинистых покрышек оказывают постседиментационные изменения пород, протекающих на различных стадиях литогенеза. Геостатическое давление, повышение температуры и обусловленные ими процессы дегидратации трехэтажных глинистых минералов и частичного обмена межслоевых катионов приводят к изменению глин и образованию аргиллитов и даже глинистых сланцев. В результате этого уменьшается диаметр поровых каналов и снижается пористость, что приводит к уплотнению пород. Содержание разбухающих минералов, особенно монтмориллонита, которые в большей степени определяют экранирующие свойства покрышек, в основном уменьшается вниз по разрезу, с учетом изложенных выше отклонений (см. главу IV), в результате чего монтмориллонит последовательно через стадию смешаннослойных образований переходит в гидрослуду. В связи с этим на наиболее поздних стадиях происходит уменьшение сорбционной емкости глинистых минералов и упрощение их фазового состава до двухкомпонентной ассоциации, состоящей из хлорита и гидрослуды.

Перечисляя основные факторы, характеризующие свойства покрышек, следует подчеркнуть, что ни один из них отдельно не имеет решающего значения, так как только рассмотренный выше комплекс параметров определяет их свойства. В частности, благоприятное сочетание всех указанных факторов, а именно: наличие выдержанного горизонта тонкоотмученных глин, однородных по гранулометрическому и минералогическому составу (содержащих, преимущественно монтмориллонит-гидрослюдистые смешаннослойные образования) на Усть-Балыкской площади имеется лишь в пимской пачке, которая служит надежной покрышкой для залежи. Ее эффективная (экранирующая) мощность (с учетом глубины залегания) составляет 5—10 м.

Как известно, уровнем изучения объектов исследования определенного типа, в частности флюидоупорных пород, служит их классификация. По нашему мнению, наиболее полной является схема систематизации покрышек, разработанная Г. Э. Прозоровичем [105], в основу которой положен литологический фактор. На основании этого автор выделяет среди глинистых покрышек однородные глинистые, неоднородные глинистые и песчано-алевритово-глинистые разности. По характеру распространения покрышки могут быть региональными, зональными и локальными. Такое подразделение покрышек имеет весьма важное значение, так как на многопластовых месторождениях, имеющих мощную региональную покрышку, качество разделов (локальные покрышки) между продуктивными горизонтами не играет решающей роли, ибо рассеиванию углеводородов будет препятствовать в основном региональная покрышка, экранярующая не только верхнюю, но и расположенные ниже залежи.

Так, для подстилающих нефтесодержащих отложений Среднего Приобья (Западная Сибирь) наиболее надежной [111] является региональная покрышка нижнеаптского возраста (рис. 40). Максимальные мощности ее отмечаются на западном склоне Среднеобской антеклизы (140—150 м) и в Ханты-Мансийской впадине (240 м). К окраинным частям низменности мощность покрышки постепенно сокращается. На большей части территории аптские отложения сложены аргиллитоподобными глинами тонко- и горизонтально-слоистого типа. Примесь алевритового материала содержится в них в количестве не более 10%. Минералогический состав постоянен во всех районах развития покрышки и представлен монтмориллонитом, монтмориллонит-гидрослюдистыми смешаннослойными образованиями, гидрослюдой, хлоритом и реже каолинитом. Такой состав глинистых минералов во многом благоприятствует высокому качеству покрышки.

В качестве примера зональных покрышек может быть рассмотрена глинистая толща над продуктивными горизонтами воробьевского и пашийского возраста Кудиновского нефтегазового месторождения Волго-Уральской области. Характерной особенностью этой покрышки является увеличение ее мощности на крыльях поднятий (20—35 м) и сокращение в присводовых участках (12—18 м). Покрышка сложена аргиллитами, местами слабо алевритистыми с параллельно-ориентированной текстурой основной массы. Глинистые минералы в указанных породах представлены гидрослюдами (60%) с высоким содержанием монтмориллонит-гидрослюдистой смешаннослойной фазы (20%), характеризующейся значительным количеством в ее структуре разбухающих пакетов, вплоть до присутствия в некоторых случаях собственно монтмориллонита. Однако на отдельных участках содержание гидрослюды и монтмориллонит-гидрослюдистого образования снижается (соответственно до 50

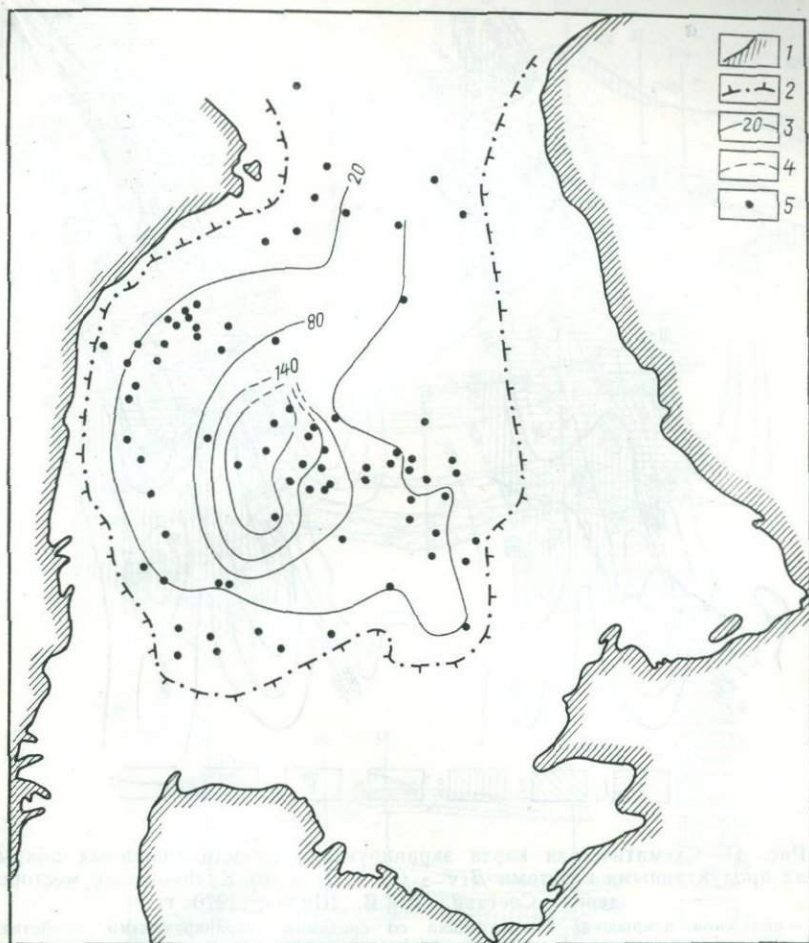


Рис. 40. Схема распространения глинистой покрывки нижнего апта (кошайская свита) на территории Западно-Сибирской низменности. Составила Т. Н. Процветалова, 1972 г.

1 — палеозойское обрамление; 2 — граница распространения покрывки; 3 — изопакиты нижнемеловой региональной покрывки; 4 — предполагаемые изопакиты нижнемеловой покрывки; 5 — местоположение разрезов

и 10%) за счет увеличения каолинита (до 20%). Флюидоупорные свойства покрывшек находятся в непосредственной зависимости от минералогического состава, в связи с чем породы могут быть отнесены к флюидоупорным с надежными, средними и низкими экранирующими свойствами (рис. 41 и 42).

Кроме того, в рассматриваемой классификации Г. Э. Прозоровича [105] проводится дифференциация покрывшек по генетическим особенностям, составу глинистых минералов и по

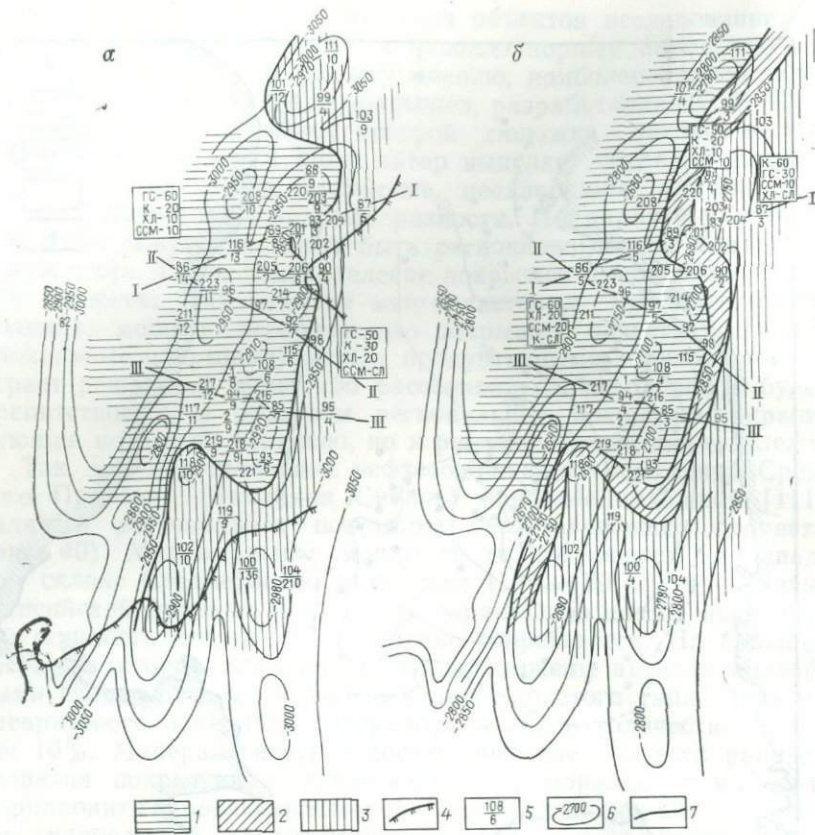


Рис. 41. Схематическая карта экранирующих свойств глинистых покровов над продуктивными пластами  $D_{1v-2}$  (а) и  $D_{1-5}$  (б) Кудиновского месторождения. Составил А. В. Шилин, 1970 г.

1 — надежная покровка; 2 — покровка со средними экранирующими свойствами; 3 — плохая покровка; 4 — граница распространения пласта-коллектора; 5 — номер скважины — числитель, мощность покровки — знаменатель; 6 — изогипсы; 7 — граница распространения покровки с разными экранирующими свойствами

форме проникновения углеводородов через покровку. В этой классификации большое внимание уделяется степени изменения состава покровки на разных глубинах залегания, а также соответствующим изменениям глинистых минералов в процессе диагенеза, и особенно катагенеза. Помимо этого, при оценке качества покровки необходимо иметь в виду ее возраст.

И. Н. Ушатинский [195] выделяет более 15 признаков, которые систематизированы в разработанной им классификации глинистых экранов. Наиболее качественной покровкой автор считает высокодисперсные глины диаметром пор менее  $7 \cdot 10^{-7}$  см и суммарным коэффициентом диффузии менее  $10^{-9}$  см<sup>2</sup>/с

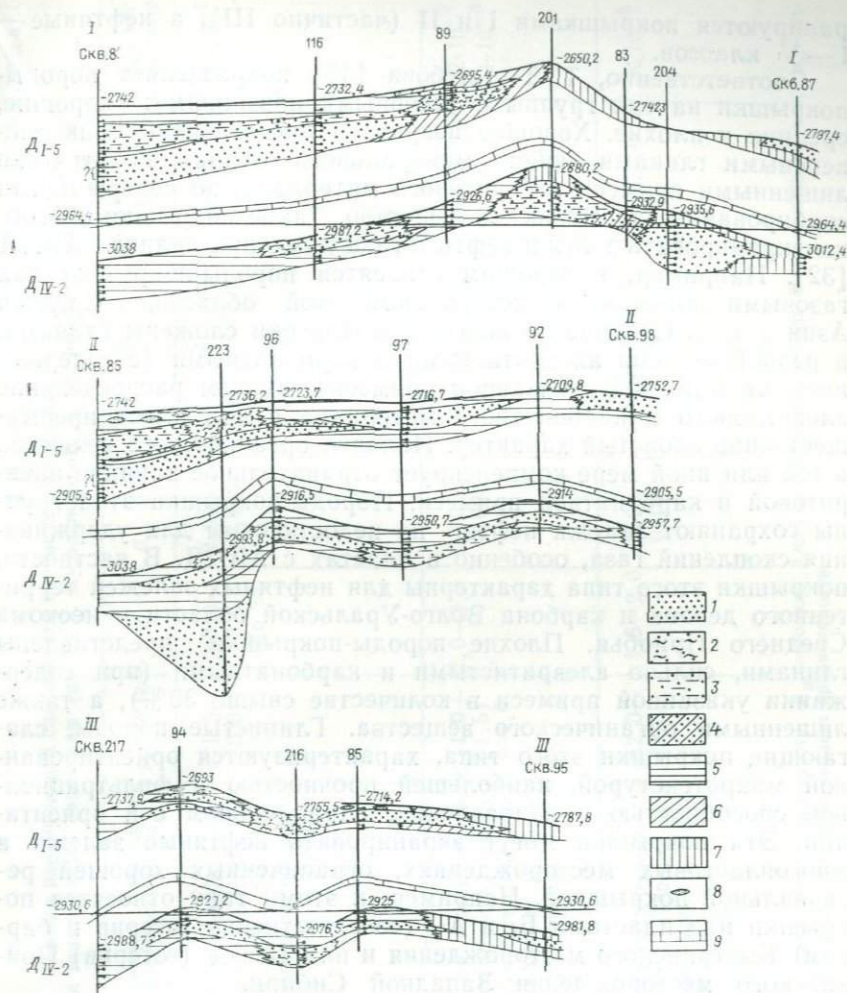


Рис. 42. Профильные разрезы продуктивных пластов  $D_{1V-2}$  и  $D_{1-5}$  Кудиновского месторождения. Составил А. В. Шилин, 1970 г.

1 — поровый неглинистый коллектор (до 3% PI); 2 — слабо глинистый коллектор (до 10% PI); 3 — глинистый коллектор (до 15% PI); 4 — сильно глинистый коллектор (до 20% PI); 5 — надежная покрывка; 6 — покрывка со средними экранирующими свойствами; 7 — плохая покрывка; 8 — прослои и линзы алевролита в глинистых покрывках; 9 — известняк.

Положение профилей см. рис. 41

(I класс), а наименее надежной — песчаные глины диаметром пор более  $10^{-3}$  см и суммарным коэффициентом диффузии более  $10^{-5}$   $\text{см}^2/\text{с}$  (VII класс). На основании анализа покрывок месторождений нефти и газа Западно-Сибирской низменности И. Н. Ушатинский установил, что газовые залежи надежно эк-

ранируются покрывками I и II (частично III), а нефтяные — I—V классов.

Соответственно, Т. Т. Клубова [45] подразделяет породы покрывки на три группы с условными названиями: хорошие, средние и плохие. Хорошие покрывки представлены тонкодисперсными глинами любого минерального состава, практически лишенными примеси алевритового материала, но содержащими сорбированное органическое вещество. Такие покрывки способны экранировать залежи нефти и газа даже при наличии АВПД [32]. Например, к хорошим относятся породы-покрывки над газовыми залежами на севере Тюменской области, в Средней Азии и т. д. Средние по качеству покрывки сложены глинами, в разной степени алевритистыми и карбонатными (с содержанием от 5 до 30% указанной примеси), причем распределение алевритового и карбонатного материала в них имеет преимущественно слоистый характер. Наличие органического вещества в той или иной мере компенсирует отрицательное влияние алевритовой и карбонатной примеси. Породы-покрывки этой группы сохраняют залежи нефти, но недостаточны для удерживания скоплений газа, особенно в пластах с АВПД. В частности, покрывки этого типа характерны для нефтяных залежей терригенного девона и карбона Волго-Уральской области и неокона Среднего Приобья. Плохие породы покрывки представлены глинами, сильно алевритистыми и карбонатными (при содержании указанной примеси в количестве свыше 30%), а также лишенными органического вещества. Глинистые породы, слагающие покрывки этого типа, характеризуются ориентированной микротекстурой, наибольшей прочностью и фильтрационной способностью в направлении, параллельном оси ориентации. Эти покрывки могут экранировать нефтяные залежи в многопластовых месторождениях, ограниченных хорошей региональной покрывкой. Например, к этому типу относятся покрывки над пластами B<sub>I</sub> и A<sub>V</sub> (соответственно готерив и баррем) Быстринского месторождения и пласта B<sub>IV</sub> (готерив) Пойкинского месторождения Западной Сибири.

Весьма перспективным является также подразделение пород — покрывок по их деформационным и прочностным свойствам (табл. 8).

Исходя из степени постседиментационных изменений глинистых пород, оценку их экранирующих свойств следует проводить с учетом особенностей глинистых минералов в каждой из трех зон, на которые подразделяется собственно осадочный чехол земной коры.

В первой (верхней) зоне глинистые минералы присутствуют в основном в виде аллотигенных разновидностей, причем они содержат монтмориллонит вулканогенного происхождения, а также и близкие к нему продукты глубокого изменения гидролитов и не наблюдается аутигенного образования глинистых ми-

Оценка изолирующей способности глинистых покрышек  
по их деформационным и прочностным свойствам (по Г. Е. Кузьменковой, А. А. Фомину, 1979 г.)

Группа	Порода	Характеристика изолирующей способности пород	$p_0$ , МПа	$K$	$E_{ш} \cdot 10^{-5}$	$T$	$E_v$	$p_{пр}$ , МПа	$K_{пр}$ мД (по газу)
I	Глины монтмориллонитового, каолинитового и гидрослюдистого состава с малым содержанием неглинистых примесей	Наиболее высокая изолирующая способность. Породы могут быть покрышками как нефтяных, так и газовых залежей	$<1,5-2,0$	$\geq 3,0-3,5$ До $\infty$	$0,010-0,040$	$\leq 10$	0	$\geq 6,0-8,0$	$\leq 2 \cdot 10^{-7}$
II	Глины алевритистые, аргиллитоподобные	Средняя изолирующая способность. Породы могут быть покрышками нефтяных и газовых (ограниченно) залежей	$<(1,0+1,5)-4,0$	2,0—3,5	$0,025-0,090$	10—25	1	$>1,0-6,0$	$2 \cdot 10^{-7}-10^{-3}$
III	Аргиллиты, алевролиты глинистые	Низкая изолирующая способность. Породы могут быть лишь ограниченно покрышками нефтяных залежей	$\geq 2,0-12,5$	1,8—2,0	$0,08-0,13$	25—30	3—5	$<1,0$	$<10^{-3}$

$p_0$  — предел текучести породы,  $K$  — коэффициент пористости,  $E_{ш}$  — модуль Юнга по штампу,  $T$  — количество трещин на 1 м,  $\varepsilon_v$  — изменение объема,  $p_{пр}$  — предельная нагрузка,  $K_{пр}$  — коэффициент проницаемости.

нералов слоистого типа в песчано-алевритовых отложениях. Из аутигенных минералов в этой зоне на стадиях синтеза и диагенеза могут возникать в глинистых и глинисто-алевритовых осадках или образовывать даже мономинеральные толщи только Mg-силикаты (сепиолит и палыгорскит), т. е. разновидности, относящиеся к наиболее ранней генерации.

Вторая (средняя) зона характеризуется сохранением монтмориллонита вулканогенного происхождения или частичным переходом его в монтмориллонит-гидрослюдистые смешанно-слоистые образования с содержанием разбухающих пакетов более 40%. Соответственно, продуктам деградации гидрослюды свойственно несколько меньшее количество разбухающих пакетов в структуре, однако также превышающее 40%. В относительно проницаемых породах этой зоны наблюдается, кроме того, развитие аутигенных минералов ранней генерации (шамозита, обогащенного Fe хлорита, каолинита и удлиненночешуйчатого монтмориллонита). В связи с предпочтительным развитием новообразований на этой стадии преобразования пород в наиболее тонкозернистых прослоях этот процесс благодаря колматации в них мелких пор повышает общую флюидоупорность вмещающих их глинистых толщ.

В третьей (нижней) зоне как глинистые (аргиллиты), так и песчано-алевритовые породы содержат монтмориллонит-гидрослюдистые смешанно-слоистые образования с содержанием разбухающих пакетов менее 40%, однако породы отличаются широким развитием в них хлорита, глауконита и удлиненно-пластинчатой гидрослюды. Характерной особенностью этой зоны является также присутствие в породах указанных выше определенных фациально-климатических условий литогенеза триоктаэдрических смешанно-слоистых образований упорядоченного типа.

В пределах Ферганской впадины [75] покровы палеогенового возраста по степени изменения слагающих их пород соответствуют верхней зоне, а юрские и меловые — средней зоне. По характеру распространения и степени выдержанности среди них выделяются региональные, зональные и локальные породы-покрышки. Региональные покровы развиты в палеогеновых отложениях (над пластами III—X). Они прослеживаются по всей территории впадины. К зональным покровам, распространенным в пределах определенной зоны или группы месторождений, можно также отнести покровы меловых и юрских отложений над пластами XIII, XV, XVIII, XX и XXI. Локальные покровы приурочены к отдельным структурам, где резкая литолого-фациальная изменчивость и неоднородность слоев нередко приводят к выклиниванию пород (над пластом XXII и др.).

По литологическим признакам покровы на территории Ферганской впадины подразделяются на глинистые и карбонатно-глинистые. Глинистые покровы распространены от юрских

до неогеновых отложений. Они представлены тонкодисперсными глинами или разностями, содержащими песчано-алевритовую примесь. При этом в юрских отложениях нередко встречаются прослой или линзы известковистых песчаников и алевритов, а в меловых отложениях наблюдается переслаивание этих пород. Палеогеновые покрывки обычно сложены более тонкодисперсными известковистыми разностями глинистых пород. Карбонатно-глинистые покрывки распространены по всей территории над пластами XVII, VII—V и на южном борту впадины над пластом XXI. Представлены они пелитоморфными известняками, мергелями и известковистыми глинами. По степени однородности породы нередко содержат пронизываемые прослой различной мощности. Особенно часто они встречаются среди покрывок мелового возраста. Мощность покрывок обычно варьирует от 2—5 до 70—155 м. Более значительные мощности характерны для меловых покрывок, меньшие — для палеогеновых (исключая покрывку над пластом VI). Однако относительное возрастание мощности меловых покрывок далеко не всегда улучшает их качество, так как нередко это связано развитием в их толще пронизываемых прослоев.

В породах-покрывках палеогенового возраста, от бухарского до сумсарского ярусов, повсеместно преобладает ассоциация из монтмориллонита и монтмориллонит-гидрослюдистых смешаннослойных образований. При этом в палеогеновых породах наблюдается наиболее высокое содержание монтмориллонита, составляющие 25—80% фракции мельче 0,01 мм. Реже среди этих глин распространены прослой, представленные монтмориллонит-гидрослюдистыми смешаннослойными образованиями, а в отдельных ярусах (сузакский, алайский) — палыгорскитом (иногда с примесью монтмориллонита).

Между минералогическим составом покрывок и их мощностью в этих отложениях намечается прямая зависимость, показывающая, что чем больше в слагающих их породах разбухающих минералов, тем меньшая мощность требуется для сохранения залежей углеводородов. Отсюда следует, что в пределах Ферганской впадины наиболее высокими экранирующими свойствами обладают палеогеновые породы-покрывки, характеризующиеся тонкодисперсными разностями глинистых пород и наиболее высоким содержанием монтмориллонита.

Достаточно надежными являются также покрывки мелового возраста, содержащие в основном монтмориллонит-гидрослюдистые смешаннослойные образования. Преобладание в меловых покрывках только указанных образований компенсируется большей мощностью покрывок, что обеспечивает сохранение газовых залежей.

Юрские покрывки обладают пониженными экранирующими свойствами. Это обусловлено, во-первых, развитием в слагающих их породах ассоциаций глинистых минералов, состоящих

либо из гидрослюды, иногда с примесью смешаннослойных образований, либо из каолинита и монтмориллонит-гидрослюдистой смешаннослойной фазы, а во-вторых, более значительным уплотнением отложений, что приводит к потере пластичности глинистыми породами и обуславливает их хрупкость.

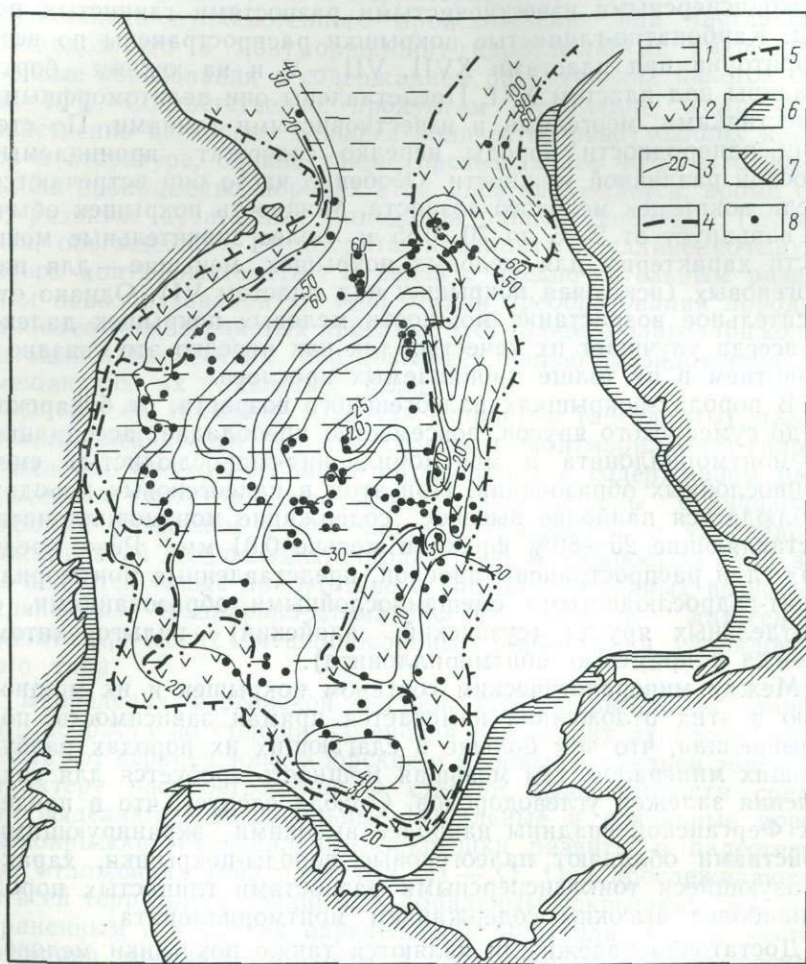


Рис. 43. Схема распространения глинистой покрывки турона (кузнецовская свита) Западно-Сибирской низменности. Составила Г. Н. Комардинкина

1 — морские преимущественно глинистые отложения, состав глин гидрослюдистый с примесью монтмориллонита, хлорита и каолинита; 2 — мелководные глинистые отложения с прослоями глинистых алевролитов и реже песчаников, состав глин гидрослюдисто-монтмориллонитовый и монтмориллонит-гидрослюдистый с примесью хлорита и каолинита; 3 — изопахиты глинистой покрывки турона; 4 — границы литолого-фациальных зон; 5 — граница распространения туронской глинистой покрывки; 6 — современная граница распространения туронских отложений; 7 — палеозойское обрамление; 8 — скважины

Это показывает, что экранрующие свойства покрывок улучшаются от древних к молодым породам.

К средней зоне также относятся (рис. 43) глинистые покрывки верхнемелового возраста северных районов Западно-Сибирской плиты [118]. Так, туронская покрывка, непосредственно перекрывающая газовые залежи, имеет мощность 40—60 м, а вышележащая мощная толща существенно глинистых пород верхнетуронского — кампанского возраста достигает 750—800 м. При этом мощность покрывки увеличивается от периферии бассейна к его центральному району. Зона больших мощностей (600—700 м) охватывает Надымскую и Ханты-Мансийскую впадины, а также центральную часть Хантейской антиклинали. Подобное возрастание мощностей наблюдается и в северных районах низменности — на Тазовском и Нижнепурском поднятиях, а также в прилегающих впадинах. Надежность верхнемеловой покрывки в числе других факторов определяется ее значительной мощностью и подчеркивается большой высотой залежей (до 200 м) на Заполярном и Уренгойском месторождениях, которые она удерживает.

Главным компонентом глинистых пород-покрывок верхнего мела является монтмориллонит, присутствующий в различном количественном соотношении с гидрослюдой, хлоритом и каолинитом, причем их соотношение меняется как по разрезу, так и по площади. Монтмориллонитовые глины характеризуются наибольшей дисперсностью и пластичностью, а следовательно, наименее подвержены разуплотнению. Содержащаяся в большом количестве в структуре монтмориллонита вода играет тормозящую роль в увеличении геостатического давления. Перечисленные факторы обуславливают высокие качества глинистой толщи верхнего мела, как флюидоупора. В пределах рассматриваемого региона можно выделить пять типов глинистых пород, от тонкодисперсных (содержащих менее 10% прослоев алевритовых глин в разрезе) до преимущественного развития алевритовых глин и мелкозернистых глинистых алевролитов (составляющих 70—90% разреза) с подчиненным количеством собственно глин, в результате чего указанные породы практически утрачивают экранрующие свойства.

Отсюда следует, что в разрезе мезозоя Западно-Сибирской плиты особенно важное значение приобретают такие свойства глинистых покрывок, как минералогический состав, высокая дисперсность глинистого материала, оптимальное физическое состояние глинистой породы (пластичность) и наличие в ней предельно малого количества алевритовой примеси.

В пределах Предкавказья покрывки в разрезе мезозойских и палеогеновых отложений относятся в основном к средней (на участках интенсивного прогибания территории) и частично к верхней зоне (на участках слабого прогибания территории).

Самой нижней на территории рассматриваемого региона яв-

ляется покрывка среднеюрского возраста, сложенная уплотненными глинами, которые содержат либо в основном монтмориллонит-гидрослюдистые смешаннослойные образования, либо последние находятся в ассоциации с варьирующей (от 20 до 30%) в количественном отношении примесью каолинита. Наличие последнего и относительно небольшое содержание разбухающих пакетов в структуре смешаннослойных образований, не превышающее 20%, а также разуплотнение пород под действием тектонического фактора определяют низкую экранирующую способность этой покрывки.

В титонской газопорной толще присутствуют в основном монтмориллонит-гидрослюдистые смешаннослойные образования. Реже в ассоциации с этими образованиями содержится и гидрослюда. Некоторое увеличение содержания лабильных пакетов и присутствие лишь весьма небольшой примеси каолинита, а также значительная мощность обуславливают высокое качество этой покрывки.

Регионально распространенная на территории Предкавказья верхнеальбская (нижний мел) покрывка имеет в пределах локальных участков различный минералогический состав, причем от близкого к собственно монтмориллонитовому (с Na-, Ca- и смешанным составом катионов) до практически содержащего только монтмориллонит-гидрослюдистую смешаннослойную фазу. Присутствующие в ассоциации с ними каолинит и хлорит составляют не более 5—10%. Значительная мощность покрывки, достигающая 300 м, является надежной и контролирует распределение мезозойских залежей.

В основании черкесской свиты среднего эоцена на некоторых площадях залегает глинистая толща, содержащая в основном монтмориллонит-гидрослюдистые смешаннослойные образования, в структуре которых присутствует 30—35% разбухающих пакетов. Эта покрывка удерживает нефтяную залежь свиты Горячего Ключа.

Верхней покрывкой в рассматриваемом регионе является толща в кровле черкесской свиты, экранирующая газовую залежь в породах того же возраста. Эта толща в низах содержит, как и в нижней части свиты, монтмориллонит-гидрослюдистые смешаннослойные образования, которые к верхам обогащаются монтмориллонитом (до 25%).

Сравнение в пределах Предкавказья разновозрастных покрывок над газовыми и нефтяными залежами показывает, что при сходном составе глинистых минералов (монтмориллонит и монтмориллонит-гидрослюдистые смешаннослойные образования) для сохранения нефтяной залежи достаточно наличия в породах только смешаннослойных образований и мощности покрывки порядка 20 м, тогда как для сохранения газовой залежи глины должны быть обогащены монтмориллонитом (до 25%) и мощность покрывки должна составлять не менее 50—

80 м. Как отмечает В. М. Лазарева [74], существует определенная зависимость между минералогическим составом пород-покрышек, величиной их мощности и наличием залежей (рис. 39).

К нижней зоне принадлежит кыновская (нижнефранская) покрышка Волго-Уральской области. Она регионально выдержана на большой территории и представляет надежный экран для песчаников терригенной толщи девона.

Кыновская покрышка сложена в основном аргиллитами, глинистыми алевролитами массивного и слоистого типа, а также известняками. Алевритовая примесь представлена кварцем, иногда с примесью полевых шпатов. Характерно присутствие пирита и сидерита. Глинистые минералы представлены в основном гидрослюдой, а также каолинитом. Иногда в ассоциации с ними содержится примесь монтмориллонит-гидрослюдистых смешаннослойных образований и хлорита.

В пределах центральной части, а местами и краевых зонах бассейна покрышка имеет преимущественно глинистый, карбонатно-глинистый и глинисто-карбонатный состав, что обеспечивает ее надежность. В краевых зонах бассейна, т. е. на более приподнятых участках, в покрышках возрастает роль алевролитов, вплоть до преобладания их над собственно глинистыми породами, что несколько снижает качество покрышки, но это в той или иной мере компенсируется карбонатными породами, содержание которых в таких зонах превышает 50%.

К нижней зоне можно также отнести глинистую покрышку девонского возраста Припятского прогиба [101], представленную аргиллитами, сложенными преимущественно гидрослюдой ную аргиллитами, сложенными преимущественно гидрослюдой ных образований. Кроме того, в ряде прослоев содержатся хлорит-монтмориллонитовые смешаннослойные образования триоктаэдрического типа, близкие к рассмотренным выше из вендских отложений Енисейского кряжа и Непского свода (рис. 16, *a—d*).

Диоктаэдрические смешаннослойные образования вследствие слабой прочности связи воды в их структуре сравнительно легко дегидратируются при относительно небольших термодинамических воздействиях (рис. 32, *I, a—b<sub>1</sub>*) и содержат на глубинах 2500—3500 м в наиболее древних отложениях лишь менее 25% разбухающих слоев. Это снижает качество покрышек за счет увеличения числа открытых микропор и уменьшения пластичности пород. В отличие от этого, триоктаэдрические смешаннослойные образования прочно связывают воду в структуре (рис. 32, *II a—в* и *III a—в<sub>1</sub>*) и сохраняют на указанных глубинах около 50% разбухающих пакетов. Присутствие в породах указанных минералов способствует снижению пористости и проницаемости пород, а также уменьшению их хрупко-

сти, что повышает сопротивляемость отложений, содержащих эти минералы, движению через них нефти и газа.

В этой зоне [18] аргиллиты, обладающие на больших глубинах (около 6000 м) слабой пластичностью, теряют экранирующую способность за счет возникновения сообщающихся каналов.

Сопоставление литологических типов пород, слагающих покрывки, а также их минералогического состава и физико-механических свойств в различных частях осадочного чехла земной коры дает основание сделать следующие выводы. В верхней зоне главное значение имеет высокая дисперсность экранирующих пород, представленных глинами монтмориллонитового типа, особенно с Na в межслоевых промежутках. В средней зоне, в породах которой наибольшее развитие получают уплотненные глины, сложенные монтмориллонит-гидрослюдистыми смешаннослойными образованиями (с содержанием разбухающих пакетов более 40%), существенное значение начинает приобретать мощность экранирующих толщ и текстурированность таких слабо разбухающих глинистых минералов, как гидрослюда (в том числе с примесью хлорита). В нижней зоне, в которой глинистые породы представлены аргиллитами, содержащими в основном неразбухающие глинистые минералы, свойства покрывок зависят от степени развития дизъюнктивных нарушений пород, т. е. воздействия тектонического фактора, приводящего к разуплотнению отложений.

Несмотря на достигнутые результаты в области изучения покрывок, многие вопросы, связанные с проблемой их формирования, требуют дальнейшего исследования. В связи с этим следует в первую очередь подчеркнуть актуальность двух основных направлений, намеченных Г. Э. Прозоровичем [105], которые с учетом наших дополнений могут быть сформулированы следующим образом.

Первое направление касается выявления природы и интенсивности физических, физико-химических и химических процессов, которые протекают при формировании пород-покрывок. В соответствии с основными факторами формирования свойств глинистых минералов осадочных пород, к которым относятся [117]: тип исходного материала, характер бассейна и степень постседиментационного изменения накопившегося материала (с учетом возраста отложений), указанные процессы обуславливают накопление определенных типов слабо проницаемых отложений и различный состав содержащихся в них глинистых минералов, степень однородности указанных пород, в том числе наличие в них песчано-алевритовой примеси, структурно-текстурные особенности пород, пористость, проницаемость, плотность, пластичность их, наличие в породах тектонических нарушений и т. д. Следует подчеркнуть, что изучаемые в лабораторных условиях образцы пород, слагающих покрывки, не

полностью отражают условия, в которых они находятся в природе, особенно на большой глубине, поэтому такие исследования при геологической интерпретации полученных результатов нуждаются во внесении в них необходимых поправок.

Второе направление в изучении покрывок заключается в выявлении количественной зависимости между различными параметрами, определяющими, с одной стороны, строение покрывок (мощность, относительное содержание в слагающих их породах прослоев с повышенной проницаемостью, соотношение с соответствующими коллекторами и т. д.), а с другой — тип залежей и состав содержащихся в них углеводородов (высота залежей, коэффициент заполнения ловушек, уровень ВНК в соседних залежах, свойства нефтей, тип УВ и т. д.). Это направление имеет особенно важное значение для прогнозирования покрывок и их экранирующих особенностей.

По нашему мнению, для познания флюидоупорных свойств пород большая роль должна отводиться сравнительному изучению в одних и тех же регионах экранирующей способности разновозрастных и близких по литолого-фациальной характеристике толщ над нефтегазовыми залежами и над структурами без УВ. Кроме того, при изучении покрывок необходимо проводить не только комплексное детальное изучение фазового состава глинистых минералов, но и исследования их типоморфных особенностей, учитывая определенную роль отдельных глинистых минералов и их разновидностей в породах-покрывках, а также вследствие специфического в каждом случае воздействия на них УВ различного типа (газа, газоконденсата, нефти). Большое значение имеют экспериментальные исследования стадийных преобразований глинистых минералов в породах-покрывках, находящихся на различных глубинах и характеризующихся определенными термобарическими параметрами среды, с целью выявления функциональных возможностей глинистых покрывок раздельно над нефтяными и газовыми залежами.

РАЗРАБОТКА ЗАЛЕЖЕЙ (МЕСТОРОЖДЕНИЙ)  
И ИНТЕНСИФИКАЦИЯ ДОБЫЧИ НЕФТИ И ГАЗА

Современные методы разработки нефтяных и газовых месторождений, коллекторами в которых являются обломочные, или терригенные, и трещинные, преимущественно карбонатные, а также разуплотненные глинистые (аргиллитоподобные) породы, требуют детального изучения особенностей их строения. К ним относятся: последовательность напластования пород (включая наличие перерывов и несогласий в разрезе), их мощность, литологический тип пород, неоднородность, их структурные и текстурные особенности, минералогический и химический состав как в целом пород, так и цемента песчано-алевритовых разностей (особенно содержащихся в них глинистых минералов), физические свойства пород, в том числе тип пористости (межзерновой, трещинный), проницаемость, нефте- и водонасыщенность и т. д. Эти сведения в течение периода разработки залежей, как правило, уточняются, что позволяет вносить соответствующие коррективы в регулирование процесса добычи нефти и газа [130].

В настоящее время разработка нефтяных залежей лишь в ограниченной степени (из пластов с высокими коллекторскими свойствами пород) происходит за счет энергии напора подошвенной воды и расширяющегося газа. На многих месторождениях с самого начала разработки предусматривается поддержание пластового давления путем применения заводнения в различных модификациях. В большинстве случаев на истощенных месторождениях главным образом из пластов, характеризующихся низкими емкостными и, что особенно важно для разработки нефтяных залежей, фильтрационными свойствами, высокий коэффициент нефтеотдачи, или извлечения жидких УВ может быть обеспечен только путем применения различных методов воздействия на пласт. При этом специфика и объем указанных методов определяются комплексом факторов, включающих физико-геологические особенности пород-коллекторов и физико-химические параметры содержащихся в них флюидов (нефти, газа и воды). Низкая нефтеотдача пласта связана в основном с тем, что вытеснение нефти водой или газом происходит не в полной мере, из-за удержания нефти капиллярными силами, адсорбции нефти на поверхности пород, их плохого смачивания водой, высокой вязкости нефти и

неоднородности пород, что приводит к неравномерному продвижению нефти, а также воды или газа по пласту.

К основным факторам, снижающим коллекторские свойства продуктивных пород, кроме условий накопления осадков и их постседиментационного изменения, относятся также факторы, обусловленные особенностями вскрытия, опробования и освоения насыщенных нефтью или газом пластов. В частности, к ним относятся образование в скважинах на уровне проницаемых пластов глинистой корки, и главным образом проникновение при определенных условиях фильтрата или в некоторых случаях непосредственно бурового раствора в пласт.

При проведении различных операций в скважинах с целью повышения фильтрационных свойств коллекторов различного типа (гранулярных, разуплотненных, трещинных, каверновых и смешанных, в основном, каверново-трещинных) особенно важным условием их эффективного осуществления являются детальные сведения об особенностях содержащихся в них глинистых минералов. Это касается в равной мере как структурной и кристаллохимической, так и генетической характеристики указанных минералов.

Мероприятия, способствующие повышению нефтеотдачи пласта, могут быть подразделены на физические, химические и термические.

Физические воздействия на пласт включают: 1) гидроразрыв пласта слабо проницаемых коллекторов терригенного типа, в том числе неоднородного строения (для относительно рыхлых и уплотненных пород), и карбонатных коллекторов трещинно-порово-кавернового типа; 2) гидро-пескоструйную перфорацию для любого типа пород; 3) закачку газа высокого давления и других растворителей; 4) торпедирование слабо проницаемых коллекторов терригенного типа, в том числе неоднородных и тонкопереслаивающихся пород; 5) заводнение законтурное (пластов без газовой шапки с низким пластовым давлением), внутриконтурное (пластов с газовой шапкой с низким пластовым давлением), комбинированное, очаговое.

Химическое воздействие на пласт предусматривает 1) солянокислотную обработку — растворение карбонатных и сульфатных минералов, окислов и гидроокислов железа, триоктаэдрических минералов: серпентинов, включая шамозиты, вермикулита, монтмориллонита (сапонита, гекторита, соконита), хлорита, хлорит-монтмориллонита, хлорит-вермикулита, сепиолита и некоторых ди-триоктаэдрических минералов: палыгорскита и частично ди-триоктаэдрических хлоритов (кукеита, судоита); 2) глинокислотную обработку — растворение карбонатов, сульфатов, окислов и гидроокислов железа, не только три-, но и ди-три- и диоктаэдрических глинистых минералов — каолинита, диккита, галлуазита, гидрослюд, монтмориллонита, ди три и диоктаэдрических хлоритов; 3) сернокис-

лотную обработку; 4) обработку углекислотой; 5) пенокислотную обработку: а) обеспечивает подъем реакционной смеси на значительную высоту в стволе скважины, что определяет больший интервал обработки разреза, б) обуславливает защемление относительно крупных межпоровых каналов и способствует проникновению кислоты в тонкие капилляры; 6) обработку ПАВ; 7) использование мицеллярных растворов; 8) обработку с использованием щелочей.

Термическое воздействие на пласт заключается: 1) в создании очага горения в пласте для разжижения вязких типов нефтей, 2) в огневой обработке вскрытого пласта для его закрепления за счет изменения физико-химических свойств минералов.

В настоящее время на нефтяных месторождениях во многих случаях широкое применение получила прогрессивная методика совмещения разработки залежей с одновременным проведением операций по интенсификации добычи нефти и газа. Особенно это касается использования для повышения нефтеотдачи пластов ряда физико-химических методов, в том числе различных систем заводнения. Поэтому весьма важное значение имеет вопрос выяснения механизма взаимодействия с глинистыми минералами как фильтрата бурового раствора, так и нагнетаемой в продуктивный пласт воды или растворов при использовании указанной выше методики повышения нефтеотдачи пластов.

В связи с рассмотренными выше (см. главу I) специфическими свойствами глинистых минералов в каждой из выделенных в разрезе осадочного чехла земной коры зон, их влияние на разработку залежей нефти и газа в отложениях разного возраста и на различных глубинах проявляется неодинаково. Это связано в отдельных зонах как с типом глинистой примеси, так и с ее природой (аллотигенной или аутигенной).

В верхней зоне осадочного чехла земной коры (в зоне диагенеза — протокатагенеза), как было показано выше, развиты преимущественно рыхлые песчано-алевритовые отложения с примесью аллотигенных глинистых минералов. Для этой зоны характерно присутствие в породах собственно монтмориллонита, а также сильно деградированных гидрослюд, т. е. монтмориллонит-гидрослюдистых смешаннослойных образований с содержанием разбухающих пакетов более 40% (иногда вплоть до 100%). Эти минералы, вследствие высокой дисперсности и структурного разбухания, связывают значительное количество воды на поверхности частиц и в межслоевых промежутках их структуры.

В средней зоне (раннего катагенеза) наибольшее влияние на нефтеотдачу пласта имеет пленочный (шамозитовый и обогащенный Fe хлоритовый) цемент. Этот цемент, в связи с развитием его на наиболее ранних стадиях постседиментационного изменения пород в виде «щеток» на поверхности частиц терри-

генных минералов, слагающих поровое пространство, резко затрудняет движение флюидов, особенно в тонких межзерновых каналах. Существенное влияние на этот процесс оказывает также наличие в породах этой зоны минералов трехэтажного типа, содержащих так же, как и в верхней зоне, более 40% разбухающих пакетов (но обычно уже менее 100%, даже в структуре собственно монтмориллонита). Наряду с сохранением глинистых минералов со значительным содержанием разбухающих слоев аллотигенного происхождения, в песчано-алевритовых породах этой зоны, кроме того, начинается аутигенное образование удлиненночешуйчатого монтмориллонита.

Нижняя зона (позднего катагенеза), характеризующаяся максимальным развитием процесса аутигенного минералообразования в порах песчано-алевритовых, а также в трещинах карбонатных и в межблоковых промежутках сильно разуплотненных пород (аргиллитов) содержит насыщенные нефтью или газом пласты только в случае прихода указанных флюидов в последние до образования в них аутигенных минералов. По данным К. Р. Чепикова с сотрудниками [134], образование залежей нефти или газа в приподнятых частях проницаемых пластов приводит практически к прекращению в насыщенных нефтью участках этих пластов вторичного минералообразования.

В связи с тем что заполнение ловушек нефтью и частично газом происходит, как показано выше (см. главу IV), к концу стадии раннего катагенеза, наибольшее влияние на условия разработки имеют аллотигенные и раннекатагенетические глинистые минералы слоистого типа.

Как известно [163, 164], в проницаемых пластах наблюдается равновесие между глинистыми минералами и насыщающей их водной средой. Пластовые воды обычно характеризуются повышенной минерализацией, что связано как с выжиманием из глин (на первых этапах их уплотнения) высокоминерализованных растворов, так и с последовательным метаморфизмом вод в процессе погружения пород на большие глубины. В этих условиях глинистые минералы находятся в агрегированном состоянии, причем степень и особенности агрегации их зависят от состава и минерализации пластовых вод. Такое состояние глинистых минералов в коллекторах верхней и средней зон обеспечивает, по данным растровой микроскопии [57, 65, 117], сохранение между собственными им микроблоками и микроагрегатами сообщающихся поровых каналов.

При вскрытии или заводнении пластов в пределах двух верхних зон жидкостью более слабой минерализации того же состава, что и пластовые воды, равновесие между последними и глинистыми минералами нарушается. Это приводит при контактном и пленочном типах цемента, т. е. при небольшом его количестве, к дезагрегации и частичному отрыву частиц глини-

стых минералов от зерен, на контакте с которыми они в этих случаях находятся. Соответственно при поровом типе аллотригенного цемента частицы глинистых минералов в межзерновом пространстве не имеют между собой жестких связей. Поэтому возникает возможность передвижения частиц глинистых минералов, не связанных с каркасом песчано-алевритовой породы, в межзерновом пространстве как водоносной, так и нефтеносной частей продуктивного пласта и кольтматации ими наиболее мелких пор и тонких межпоровых каналов. Указанный процесс в наибольшей степени проявляется при больших скоростях движения вытесняющей нефть воды в пористой среде и собственности нефти к забору скважин, что характерно для высокодебитных, интенсивно разрабатываемых пластов. Дезагрегация частиц глинистых минералов особенно интенсивно протекает у разновидностей, содержащих разбухающие пакеты [163, 164], в результате расщепления частиц по спайности, за счет расклинивающего действия ориентированных монослоев воды. При этом наличие Na в межслоевых промежутках разбухающих минералов, вследствие максимальной гидрофильности указанного катиона, приводит к наиболее высокому диспергированию их (вплоть до элементарных слоев) и в связи с этим к значительному увеличению объема, занимаемого глинистой массой. Образование на поверхности частиц разбухающих минералов, особенно с Na в обменном комплексе, весьма значительных пленок связанной воды, характеризующейся слабой подвижностью [73], может обуславливать дополнительное уменьшение «живого» сечения тонких межпоровых каналов. Эти свойства разбухающих глинистых минералов при взаимодействии их со слабо минерализованной водой в сочетании с возможностью частичного дополнительного выноса K из структуры минералов слюдopodobного типа определяют наиболее резкое снижение скорости движения флюидов в содержащих эти минералы песчано-алевритовых породах.

Поступление в пласты верхней и средней зон воды иного солевого состава, чем пластовые воды, прежде всего приводит к катионному обмену в межслоевых промежутках ряда минералов в соответствии с активностью обменных катионов и законом действующих масс. Например, при наличии в составе ассоциаций глинистых минералов Са-монтмориллонита, который обладает меньшей способностью к разбуханию, чем Na-монтмориллонит, частичный переход, в результате катионного обмена, первой разновидности монтмориллонита во вторую может значительно уменьшить проницаемость пород. Кроме того, может происходить увеличение количества неразбухающих пакетов в структуре деградированных гидрослюд, частичное возникновение пакетов этого типа, за счет относительно более высокозарядных слоев монтмориллонита (при повышенном содержании во внедряющихся водах K), а также разруше-

ние бруситоподобных пакетов в структуре хлорита и смешаннослойных образований с хлоритовым пакетом (при резком обогащении кислородом поступающих в пласт вод). Кроме того, иной состав воды, применяемой при нагнетании в пласт (даже при близкой с пластовой водой степенью минерализации), может привести к взаимодействию их между собой и выпадению в поровом пространстве осадка в виде новых малорастворимых в дальнейшем фаз, которые способны дополнительно понижать фильтрационные свойства разрабатываемых пластов. В процессе заводнения скважин в некоторых случаях происходит образование гипса (с 2 или 0,5 молекулами  $H_2O$ ) и ангидрита, что осложняет добычу нефти. Источниками этих вторичных материалов могут быть наряду с нагнетаемой в пласт жидкостью погребенная вода и сингенетичный гипс в породах, слагающих пласт. Кроме того, некоторые технологические операции, проводимые в скважинах, в частности цементирование обсадных колонн, по-видимому, также способствует гипсообразованию в пластах за счет присутствия этого минерала в тампонажных цементах.

Одним из проявлений процесса выпадения вторичных фаз в проницаемых породах является образование в ряде случаев на границе нефть — вода карбонатного цемента, что приводит к запечатыванию залежей и затрудняет применение мероприятий по заводнению, а в некоторых случаях делает их вообще малоэффективными. Следует заметить, что карбонатообразование не всегда является обязательным процессом на границе нефть — вода. Имеются указания [119], что карбонатный цемент может быть приурочен к более тонкозернистым разностям терригенных пород, т. е. связан с литологическими особенностями пород и с геохимическими условиями накопления отдельных прослоев, причем  $CaCO_3$  образовался в этих случаях раньше, чем нефть поступила в проницаемые породы, как, например, на Сургутском месторождении (Западная Сибирь). Поэтому механизм возникновения карбонатов в продуктивных пластах необходимо рассматривать в каждом случае отдельно.

В нижней зоне, несмотря на существенное уменьшение содержания количества разбухающих пакетов в структуре диоктаэдрических минералов трехэтажного типа, протекающее одновременно с этим интенсивное развитие в водонасыщенных частях песчано-алевритовых, трещинных и разуплотненных пород аутигенных глинистых минералов приводит к резкому снижению их фильтрационных свойств. При эксплуатации таких пластов это может значительно затруднить продвижение как подошвенной воды (за счет вытеснения нефти и газа энергией воды указанного типа), так и нагнетаемой в пласт жидкости при использовании различных способов заводнения.

Отсюда следует, что при выборе рецептуры закачиваемой в пласт воды необходимо путем химических исследований до-

бываться полного соответствия ее состава и минерализации аналогичным параметрам пластовых вод. Это должно обеспечить в продуктивном пласте, начиная с самых ранних стадий заводнения, сохранение первичных свойств глинистыми минералами, особенно их водовосприимчивыми разновидностями, и обусловить более высокую приемистость нагнетательных скважин, а также повысить необходимые гидродинамические перепады для более эффективного вытеснения нефти и газа из пластов к забоям эксплуатационных скважин. Исключительно важным фактором является также поддержание неизменности указанного соответствия между пластовыми и нагнетаемыми водами, что необходимо для предотвращения изменения как объема, занимаемого глинистой примесью, так и поверхностных свойств глинистых минералов, а также исключения возможности выпадения из раствора плохо растворимых неглинистых минералов, т. е. сохранения проницаемости породами-коллекторами. Исследование взаимодействия отдельных типов глинистых минералов с водами различного состава и минерализации позволило сделать вывод, что при всех нефтегазопромсловых операциях в скважинах наиболее оптимальным вариантом является использование воды, аналогичной по составу и минерализации пластовой жидкости из разрабатываемого горизонта или группы пластов [163, 164]. В связи с этим в ряде районов СССР, в частности в Западной Сибири, на Мангышлаке и в Башкирии, освоена технология использования для заводнения скважин пластовой воды, получаемой из разрабатываемых горизонтов попутно с нефтью. Позднее применение воды из продуктивных пластов для поднятия в них давления было внедрено в Туркмении, где до этого использовалась морская вода, транспортируемая по трубопроводам из Каспийского моря.

В связи с низкой в ряде случаев нефтеотдачей продуктивных пластов, не превышающей 25—30% для рифовых массивов Ишимбая (Башкирия), 35—45% для ряда участков Туймазинского месторождения (Башкирия) и 40—50% для большинства пластов из низов продуктивной толщи Апшерона (Азербайджан), в последнее время широко внедряется введение как в буровой раствор, используемый при вскрытии пласта, так и в закачиваемую при заводнении воду различных реагентов для повышения эффективности проведения указанных мероприятий. В частности, для этой цели используется ряд методов, связанных с добавлением в буровой раствор или закачиваемую воду определенных водорастворимых веществ, изменяющих характер поверхностных процессов на границах раздела вода — нефть — поверхность коллектора.

К таким водорастворимым реагентам относятся прежде всего поверхностно-активные вещества (ПАВ). Использование указанного метода при заводнении основано на изменении (сни-

женни) поверхностного натяжения на границе раздела вода — нефть, а также изменения характера смачиваемости поверхности коллектора. Например, наличие ПАВ в фильтрате глинистого раствора снижает поверхностное натяжение фильтрата на границе раздела с нефтью и вследствие этого обеспечивает более полное и быстрое вытеснение фильтрата из пласта нефтью при вводе скважин в эксплуатацию. Снижение поверхностного натяжения до минимальных значений и повышение гидрофильности поверхности коллектора способствуют также более интенсивному продвижению нефти к забоям эксплуатационных скважин при заводнении пластов. Все это приводит в совокупности к повышению, соответственно, дебитов нефти и газа скважинами и увеличению коэффициента нефтеотдачи пластов.

Большое значение имеет также использование щелочных растворов при заводнении. Этот метод рекомендуется использовать для вытеснения нефтей, имеющих в своем составе компоненты, которые, взаимодействуя со щелочами, образуют поверхностно-активные вещества. Благодаря этому процессу поверхностное натяжение на границе раздела нефтяной фазы со щелочью снижается, что приводит к значительному увеличению нефтеотдачи.

Существенно влияет на процесс вытеснения нефти водой, кроме того, применение водных растворов полимеров (полиакриламида и его производных, полиоксиэтилена и биополимеров). Использование водных растворов полимеров для увеличения нефтеотдачи связано со снижением подвижности закачиваемой воды под влиянием растворенных в ней полимерных веществ. Это явление объясняется, с одной стороны, повышенной вязкостью водного раствора полимера, по сравнению с вязкостью воды, а с другой — взаимодействием макромолекул полимера с пористой средой коллектора.

Практическое осуществление всех перечисленных выше методов основано на нагнетании в нефтяной пласт водных растворов различных химических продуктов, которые взаимодействуют не только с нефтью и водой, насыщающими проницаемую породу, но и с зернами ее каркаса, а также с поверхностью содержащегося в ней глинистого цемента. Наиболее важной является адсорбция различных химических добавок, в частности ПАВ, из их водных растворов на поверхности минералов как каркаса песчано-алевритовых пород, так и цемента. Это приводит к увеличению поверхностного натяжения углеводородов на границе твердой фазы и воды и способствует отрыву углеводородов от поверхности минералов.

Согласно рекомендациям И. И. Кравченко и Г. А. Бабаляна [71], при вскрытии продуктивных горизонтов с низкой минерализацией пластовых вод необходимо применять анионные, а с высокой — неионногенные ПАВ типа ОП (оксиэтилирован-

ные алкилфенолы). Очень перспективным для увеличения нефтеотдачи пластов является также использование других неионногенных ПАВ. Добавка этих ПАВ в закачиваемую в пласт воду при внутриконтурном или площадном заводнении значительно увеличивает нефтеотдачу (на 3—5%), сокращает сроки разработки залежи (в 1,5—2 раза) и снижает расход закачиваемой воды. Большим преимуществом неионногенных ПАВ перед ионногенными является их слабая адсорбируемость на породах-коллекторах и отсутствие взаимодействия с солями пластовых вод как щелочного, так и жесткого хлор-кальциевого типа. Вопрос определения реальной удельной поверхности минералов пород-коллекторов, на которых происходит адсорбция ПАВ или полимеров, к сожалению, изучен пока недостаточно. Как известно, удельная поверхность минералов возрастает с увеличением дисперсности частиц, однако на эту связь значительное влияние оказывают структурные и кристаллохимические особенности минералов. Например, при близких средних размерах частиц, удельная поверхность минералов изометричной формы меньше, чем пластинчатых, особенно глинистых. Среди последних удельная поверхность зависит от способности частиц к расщеплению, т. е. наиболее высокой она является у монтмориллонитов.

Отсюда следует, что изучение закономерностей изменения адсорбции ПАВ, в зависимости от granulометрического и минералогического состава пород продуктивных пластов, количественного содержания и типа содержащихся в них минералов, включая карбонатный материал, а также их удельной поверхности, позволит более эффективно использовать эти реагенты при различных технологических операциях, применяемых в процессе добычи нефти и газа.

Наименьшая адсорбция наблюдается на кварцевом песке (рис. 44), наибольшая и весьма сильно различающаяся по предельной величине у отдельных типов пород связана с увеличением в них карбонатного материала.

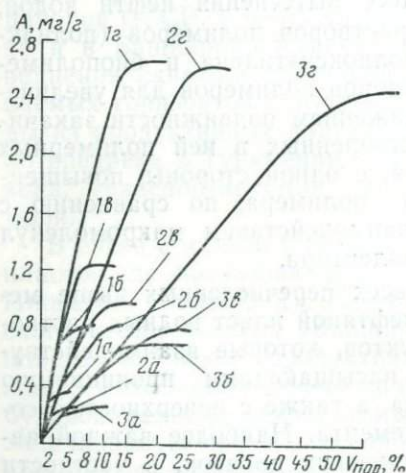


Рис. 44. Влияние минералогического состава песков на величину адсорбции ОП-10 из растворов различной концентрации

Кварцевый песок,  $C$  равно (в %): 1а—0,1; 2а—0,05; 3а—0,025.  
 Песок НКП,  $C$  равно (в %): 1б—0,1; 2б—0,05; 3б—0,025.  
 Песок апшеронского яруса,  $C$  равно (в %): 1г—0,1; 2г—0,05; 3г—0,025.  
 Песок НКП,  $C$  равно (в %): 1г—0,1; 2г—0,05; 3г—0,025

ла и содержания остаточной нефти [71]. Поэтому для рационального использования ПАВ при добыче нефти необходимы детальные исследования как терригенных, так и карбонатных пород-коллекторов, а именно, их состава, структурных и текстурных особенностей, вторичных изменений под действием диагенетических и катагенетических процессов, емкостных и фильтрационных свойств, типа цемента (контактного, пленочного, сгусткового, порового, базального), его состава (силицитового, карбонатного, железистого, сульфатного, цеолитового, полевошпатового, фосфатного, сульфидного, титанистого, битумного, а также различных видов глинистого, в том числе каолинитового, шамозитового, гидрослюдистого, монтмориллонитового, хлоритового и смешанного), генетической природы глинистых минералов и, как следствие этого, их морфологии. Особое внимание в этом отношении следует уделить изучению особенностей взаимодействия ПАВ с отдельными типами глинистых минералов и их парагенетическими смесями. Одновременно необходимо учитывать как условия современного залегания пород, содержащих глинистые минералы, так и историю тектонического развития территории. Требуется более глубокого исследования также вопрос о взаимодействии ПАВ и полимеров с породами, в частности, частиц гидролизованного полиакриламида с поверхностью минеральных частиц реальных нефтяных коллекторов, особенно представленных полиминеральными и полимиктовыми породами.

При указанных мероприятиях большие затруднения могут представлять полиминеральными и полимиктовыми породами, нижнемелового возраста представлены преимущественно полимиктовыми песчаниками (Самотлор, Усть-Балык и др.), в составе которых содержится большое количество кварца, разложенных полевых шпатов, хлорита, мусковита и других минералов, способных взаимодействовать с водами и содержащимися в них реагентами при их внедрении в породу. Согласно лабораторным исследованиям по применению полимерного заводнения в Усть-Балыке, указанные реагенты обладают способностью к сорбции их породами, слагающими продуктивные горизонты. Одновременно с этим было отмечено снижение подвижности закачиваемой воды.

Одним из методов повышения эффективности разработки нефтяных и газовых месторождений является также применение углекислого газа. Эффективность этого метода основана на специфическом воздействии  $\text{CO}_2$  на физико-химические свойства пород, слагающих нефтяные коллекторы, а также содержащихся в них флюидов (нефти, газа и воды). В частности, при контакте нефти с карбонизированной водой часть  $\text{CO}_2$ , обладающая лучшей растворимостью в углеводородных жидкостях, чем в воде, переходит из воды в нефть. В результате снижается вязкость нефти и увеличивается ее объем. Кроме того, при наличии в воде  $\text{CO}_2$  повышается ее вязкость, снижается

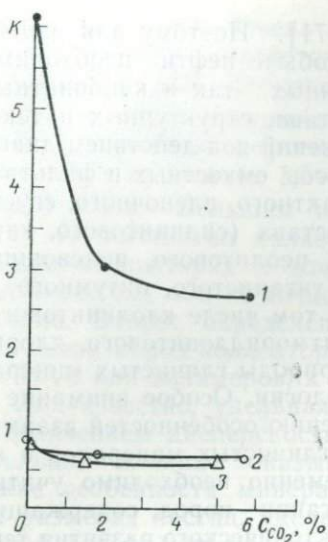


Рис. 45. Зависимость коэффициента набухания глины ( $K$ ) от концентрации углекислого газа в воде  
 1 — бентонит; 2 — гидрослюда; 3 — каолинит

рослюд и каолинита имеют близкие значения и составляют соответственно 0,78 и 0,8. Коэффициент набухания бентонита в водопроводной воде имеет значительно большее значение — 6,12, а продолжительность набухания его не превышает 10 сут. Добавка к воде 1,5—1,7%  $CO_2$  снижает коэффициенты набухания гидрослюд и каолинита соответственно от 0,78 до 0,65 и от 0,81 до 0,64, т. е. на 16,7 и 21,0%. При этом продолжительность набухания глины сокращается в 4—5 раз. Увеличение концентрации  $CO_2$  в воде до 5,0—5,6% не способствует дальнейшему снижению коэффициента набухания. В воде с растворенным в ней  $CO_2$  набухание бентонитовой глины протекает иначе, чем каолинитовой и гидрослюдистой (рис. 45). Добавка к воде 1,9%  $CO_2$  снижает коэффициент набухания бентонитовой глины от 6,12 до 3,04, т. е. на 50%. При этом продолжительность набухания сокращается в 2 раза. Увеличение концентрации  $CO_2$  в воде от 1,9 до 5,7% приводит к дальнейшему снижению коэффициента набухания (до 2,75). Отсюда следует, что карбонизированная вода, содержащая 1,5—2%  $CO_2$ , может с успехом применяться для освоения пластов и увеличения приемистости нагнетательных скважин в коллекторах, даже со значительным содержанием глинистого цемента, включая присутствие в нем разбухающих минералов. Под действием карбонизированной воды проникае-

рН и поверхностное натяжение на границе нефть — вода, улучшается отмывка пленочной и подвижность капельной нефти, увеличиваются количество капиллярно вытесненной нефти и скорость продвижения воды в нефтенасыщенных породах. Карбонизированная вода, действуя как электролит, усиливает агрегацию частиц глинистых минералов, особенно разбухающего типа и, будучи слабым раствором угольной кислоты, частично растворяет карбонаты Ca и Mg, благодаря чему при ее фильтрации проницаемость пористых пород увеличивается. Так, по данным Г. А. Бабалаяна и других [104], процесс набухания гидрослюдистой и каолинитовой глины в водопроводной воде продолжается 20—25 сут, причем увеличение объема наблюдается в течение 20—24 ч до 90—95%. Коэффициенты набухания частиц гид-

мость рыхлых кварцевых песчаников Арлана с небольшой примесью каолинитового цемента увеличилась на 5—36%, причем большее увеличение относится к песчаникам с меньшей проницаемостью, что обусловлено, вероятно, распределением карбонатов в породе.

На Туймазинском месторождении (Башкирия), где цемент гранулярных коллекторов девонского возраста, представлен слабаразбухающими глинистыми минералами (в основном гидрослюдой, каолинитом и ассоциирующей с ними монтмориллонит-гидрослюдистой смешаннослойной фазой с содержанием менее 40% лабильных пакетов), добавка  $\text{CO}_2$  в пресную воду привела к увеличению коэффициента нефтеотдачи на 14,6%.

Значительный эффект в увеличении производительности скважин достигается также применением мицеллярных растворов. Эти растворы могут состоять из трех, четырех и большего числа компонентов, причем к основным относится мелкодисперсная система из воды и углеводородной жидкости, стабилизированная с помощью ПАВ, к которым иногда добавляется спирт и соли ( $\text{NaCl}$  и  $\text{Na}_2\text{SO}_4$ ). Для приготовлений мицеллярных растворов можно использовать воду, содержащую растворенные электролиты. Мицеллярные растворы очень подвижны в пористой среде, обладают способностью смешиваться с углеводородными жидкостями, что отвечает одному из важнейших требований к вытесняющему агенту в отношении максимальной полноты вымывания из пород нефти путем, так называемого «смешивающегося» вытеснения.

Вследствие широко наблюдающейся в природе [117, 173, 175], фиксации К минералами трехэтажного типа с открытыми межслоевыми промежутками заслуживает внимания обработка коллекторов растворами  $\text{KOH}$ ,  $\text{KCl}$  или  $\text{K}_2\text{CO}_3$  с целью понижения в их структуре межпакетной воды, т. е. способности связывать находящуюся в пласте воду.

Кроме выбора типа закачиваемой в пласт воды, химической обработки ее различными реагентами как для уменьшения деагрегации и разбухания глинистых минералов, так и для изменения свойств самой воды по отношению к нефти и вмещающим ее породам), а также контроля за последними в процессе заводнения, важное значение для получения при проведении этих операций необходимого эффекта имеют также особенности строения пластов, в частности наличие в них макро-, мезо- и микронеоднородности. Например, в разрезе продуктивных пластов  $\text{BC}_1$  и  $\text{BC}_{2-3}$  Усть-Балыкского нефтяного месторождения обломочный материал в основной части коллектора сцементирован каолинитовым цементом с примесью триоктаэдрического хлорита и гидрослюды, которая представлена частично деградированной разностью. Содержание цемента в этом случае составляет 10—15%. Наряду с этим среди указанных от-

носительно плотных разностей песчано-алевритовых пород (0,5—0,05 мм) встречаются прослойки мощностью 2—4 мм слабо цементированных относительно крупнозернистых песков (1—0,1 мм), содержащих лишь 5—7% цемента каолинитового типа, спорадически с незначительной примесью хлорита и гидрослюды, практически без признаков деградации. Эти прослойки слабо цементированных сыпучих песков при заводнении могут являться основными путями для циркуляции воды, закачиваемой в песчано-алевритовые горизонты. Недооценка их влияния при разработке залежей, естественно, может привести к селективному обводнению пласта. Кроме того, в результате закачки воды под высоким давлением песчаные, а также глинистые частицы могут вымываться из рыхлых прослоев и выываться, с одной стороны, коьматацию поровых каналов более цементированной основной массы коллекторов, а с другой — образование песчаных пробок на забоях с ваяжин или повышенный вынос песка.

Большое влияние на количество извлекаемой нефти, кроме того, оказывает остаточная водонасыщенность коллекторов. Как известно, наибольшее количество остаточной воды присутствует в коллекторах, содержащих в качестве цемента разбухающие глинистые минералы. Например, в образцах песчано-алевритовых пород с монтмориллонитовым цементом остаточная водонасыщенность составляет до 60% объема пор, тогда как в образцах с гидрослюдистым цементом — около 25% [139]. В связи с этим определению величины остаточной водонасыщенности или в целом воды в коллекторах придается большое значение, иначе это может привести к неправильному определению полезной емкости порового пространства, а отсюда — к ошибкам в подсчете запасов нефти и газа.

В связи с применением при заводнении пластов весьма различных систем в определенных случаях рекомендуется [86] использование циклического воздействия и перемена направления потоков флюидов. В числе ряда причин, определяющих возможное повышение в этом случае фильтрационных свойств пород, может быть вытеснение из тонких поровых каналов частиц глинистых минералов, которые обусловили коьматацию их на первых этапах нагнетания воды в пласт.

Наряду с изложенными выше приемами воздействия на залежь, которые относятся в основном к физическим методам или в случае заводнения с добавками ПАВ и других рассмотренных нами реагентов к физико-химическим методам, большое значение для интенсификации добычи нефти из слабопроницаемых пород (в основном с поровым типом цемента) имеют также собственно химические и термические методы интенсификации добычи нефти и газа. Исходя из принятого нами подразделения осадочного чехла земной коры на три зоны, вопросы воздействия химических и термических методов на глинистые и некоторые

другие минералы при добыче нефти и газа из гранулярных, трещинных коллекторов и разуплотненных глинистых пород с применением указанных методов необходимо рассматривать с учетом специфики в этом случае структурных и, самое главное, кристаллохимических свойств указанных минералов в каждой из отмеченных зон. Наибольшее распространение в практике проведения мероприятий по интенсификации добычи нефти и газа получили химические методы, в частности солянокислотная обработка. Для этой цели реже используются серная и смесь соляной и плавиковой кислот.

Как было показано выше, в верхней зоне осадочного чехла земной коры гранулярные породы содержат весьма низкое количество триоктаэдрических глинистых минералов, характеризующихся преобладанием диоктаэдрических разностей аллотигенного происхождения, связанных с переотложением продуктов, возникших в результате выветривания различных пород на континенте. Поэтому разложение реликтовой примеси аллотигенного хлорита, окислов и гидроокислов железа, карбонатов и сульфатов, которые беспорядочно расположены в межзерновом пространстве песчано-алевритовых пород среди основной массы аутигенного глинистого материала, может быть обеспечено обработкой их HCl. Это обуславливает после указанной обработки пород сохранение в их поровом пространстве исключительно аллотигенных глинистых минералов диоктаэдрического типа, промежутки между микроблоками и агрегатами которых в этом случае характеризуются способностью к фильтрации через них нефти и газа [117].

В средней зоне, как мы указывали выше, широкое развитие имеет триоктаэдрический, обогащенный Fe хлорит. Согласно оптическим [23] и рентгеноспектральным [69] исследованиям, выделение глинистых минералов триоктаэдрического типа происходит преимущественно на весьма ранних стадиях образования аутигенных цементов в виде кристификационных каемок. Облекая тонкой пленкой поверхность зерен, слагающих поровое пространство и межпоровые каналы, эти минералы в наибольшей степени влияют на указанные промежутки между зернами, сужая их сечение (рис. 33,а—д). Заполнение указанными минералами поровых каналов практически исключает выделение в них позднее развивающегося в породах диоктаэдрического глинистого цемента аутигенного типа, который поэтому локализуется в основном в межзерновом пространстве, занимая его центральную часть (рис. 36). Повышение проницаемости таких пород может быть также осуществлено растворением триоктаэдрического пленочного цемента ранней генерации HCl. Это может привести прежде всего к появлению свободного пространства между стенками каркаса породы и внутренней зоной, занятой диоктаэдрическим цементом более поздней генерации, а также, самое главное, к практически полной очистке от цемен-

та поровых каналов. Однако в этой зоне, вследствие устойчивости в ней монтмориллонита аллотригенного происхождения, а также развития аутигенной (удлиненночешуйчатой) разновидности этого минерала, проницаемость коллекторов после кислотной обработки в значительной степени должна определяться рассмотренной выше способностью к дезагрегации и структурному разбуханию этих минералов. Кроме того, за счет растворения карбонатов, сульфатов, а также окислов и гидроокислов железа, включая железистые пленки на частицах этих минералов, указанная обработка активизирует их поверхность и увеличивает емкость обмена (табл. 5). Кислотная обработка, обуславливающая также частичную, а в ряде случаев полную замену первичного обменного комплекса (чаще всего Са-катиона) на Н-ион, может привести к еще более значительному увеличению количества воды, дополнительно связанной с разбухающими минералами. Как известно, чем прочнее и однороднее связи между атомами анионных групп минералов, тем более узкий профиль имеют соответствующие им полосы поглощения на кривых ИК-спектров. Поэтому некоторое увеличение ширины указанных полос после обработки слюдястых минералов диоктаэдрического типа HCl указывает на определенное ослабление этих связей, что может быть обусловлено частичным выносом из их структуры таких неустойчивых в HCl элементов, как  $Fe^{3+}$  и общим повышением вакансий в кристаллической решетке рассматриваемых минералов (табл. 1 и 2). Повышение «дефектности» минералов приводит к увеличению емкости поглощения, а также количества воды, связанной как на поверхности частиц, так и, особенно, в межслоевых промежутках их структуры. Это показывает, что при кислотной обработке происходит активация не только собственно монтмориллонитовых глин, что широко используется в практике ряда отраслей промышленности, но и таких минералов, как гидрослюда, которая наиболее распространена в осадочных породах.

В нижней зоне для увеличения фильтрационных свойств гранулярных пород, при условии содержания в цементе песчано-алевритовых, в трещинах карбонатных и между блоками сильно разуплотненных глинистых — аргиллитоподобных пород, значительного количества триоктаэдрических глинистых минералов, также может быть использована HCl. В частности, цемент, состоящий из гидрослюда, ассоциирующей с небольшой примесью монтмориллонит-гидрослюдистого смешаннослойного образования (с содержанием разбухающих пакетов менее 40%) и существенного количества триоктаэдрического хлорита, а также перемешанной примеси каолинита, замещаемого в наиболее крупнозернистых разностях песчано-алевритовых пород Fe-шамозитом, широко развит в нижнемеловых отложениях Центрального и Восточного Предкавказья. Поэтому, согласно данным Б. З. Сергеева и других [94], применение этого метода для интен-

сификации добычи нефти из VIII, IX и X нижнемеловых, а также юрских и триасовых продуктивных пластов (с относительно небольшой проницаемостью, в среднем 50—300 мД) на ряде площадей Ставрополя (Центральное Предкавказье) за 1975 г. оказалось успешным более чем на 78%. В связи с высокими пластовыми температурами (130—160°C), что связано с большими глубинами залегания продуктивных пластов (2700—3700 м), в НСІ вводилась добавка солянокислой соли жирных аминов. Одним из важнейших показателей эффективности солянокислотной обработки пласта является глубина его обработки (радиус воздействия). Требуемая глубина обработки призабойной зоны и необходимый объем кислотного раствора устанавливаются в этом случае на основании обобщения результатов испытания скважин и исследования профилей продуктивности и приемистости. В частности, минимальная глубина обработки пласта, необходимая для получения положительных результатов от проведения указанных мероприятий, составляет для VIII и IX пластов 1,4 м, а для X и юрских пластов 2 м.

По нашему мнению, эффект от применения солянокислотных обработок терригенных коллекторов определяется, наряду с присутствием карбонатов, сульфатов, окислов и гидроокислов железа, главным образом количественным содержанием в них триоктаэдрических минералов (серпентинов, включая шамозит, а также хлорита, хлорит-монтмориллонита и хлорит-вермикулита). Следует заметить, что интенсивность и полнота разложения этих минералов во многом зависят от особенностей распределения, дисперсности и связанной с нею структурной упорядоченностью триоктаэдрических минералов [128], а также от конфигурации порового пространства и сечения межпоровых каналов. Необходимо подчеркнуть, что, как указывают В. Д. Шутов и другие [23], триоктаэдрический, в частности хлоритовый, цемент может при изменении в течение геологической истории состава и минерализации пластовых вод, а также рН и Eh в пористой среде относиться к поздней генерации аутигенного цемента и занимать не периферийную, а внутреннюю часть межзернового пространства. Указанный характер расположения в поровом пространстве триоктаэдрических минералов не обеспечит в этом случае при солянокислотных обработках такого эффекта, как при растворении крустификационного цемента, который сужает главным образом межзерновые каналы (рис. 33, 35). Отсутствие в ассоциациях глинистых минералов триоктаэдрических разновидностей, а также других реагирующих с НСІ неглинистых минералов не даст эффекта или даже приведет к отрицательному результату при солянокислотной обработке пород.

Например, вследствие активизации поверхности глинистых минералов, особенно разбухающего типа, и увеличения количества связанной минералами воды, проницаемость пород может снизиться. Отсюда следует, что проведение солянокислотных об-

работок терригенных коллекторов должно основываться на детальном изучении пород, и особенно структурном и кристаллохимическом исследованиях глинистых минералов.

На стадии позднего катагенеза в порых песчано-алевритовых пород, трещинах карбонатных и между микроблоками разуплотненных глинистых пород, как показано Д. Д. Котельниковым [53, 55]', развиваются преимущественно диоктаэдрические минералы (большой частью удлиненнопластинчатые гидрослюды), которые жестко цементируют близкие в кристаллохимическом отношении разности глинистых минералов аллотигенного происхождения. Повышение фильтрационных свойств пород водоносной части продуктивных пластов может быть обеспечено обработкой их в основном смесью  $\text{HCl} + \text{HF}$ . Такая обработка, разрушающая не только указанные выше ранние триоктаэдрические, но частично и более поздние диоктаэдрические глинистые минералы, определяет после этого ту или иную степень увеличения проницаемости гранулярных и разуплотненных пород-коллекторов терригенного типа. Указанная химическая обработка пород этой зоны имеет особенно важное значение, так как без ее проведения применение законтурного и различных видов внутриконтурного заводнения практически невозможно.

Учитывая возможность разрушения скелета пород при обработке коллекторов смесью  $\text{HCl} + \text{HF}$ , эта смесь должна характеризоваться определенным соотношением (обычно содержание  $\text{HF}$  в смеси менее 4%). Так, по данным Г. В. Столяровой и других [124], для обработки среднедевонских плотных сильно цементированных песчаников со сравнительно малой проницаемостью, порядка 10—110 мД, и средней пористостью — 12% Усинского месторождения (Тимано-Печорский регион) оптимальный кислотный раствор состоял из  $\text{HF}$  4%-ной концентрации и  $\text{HCl}$  6%-ной концентрации. Песчаники в указанной части разреза относятся к мелко- и среднезернистым кварцевым разностям (кварца 85—100%) с редкими обломками кварцита с регенерационным кварцевым, участками глинистым или карбонатным цементом (общая карбонатность 0,1—3%).

Как указывает Б. Г. Логинов, в одних породах при использовании  $\text{HCl} + \text{HF}$  достигается 100%-ное растворение глинистого цемента, а в других оно составляет около 50—60%. По мнению указанного автора, нерастворенная масса состоит из содержащихся в цементе мелких песчаных и алевритовых частиц, а также вновь образованных соединений  $\text{Al}$ ,  $\text{Mg}$ ,  $\text{F}$  и ряда других элементов. Поскольку процесс растворения одних минералов и возникновения других происходит в строго определенный отрезок времени, в этом случае можно установить последовательность выделения минеральных новообразований. Следует также иметь в виду, что при обработке пласта смесью  $\text{HCl} + \text{HF}$  наиболее распространенные глинистые минералы слоистого типа, которые встречаются в осадочных породах, будут растворяться

в определенной последовательности. Вначале разрушатся триоктаэдрические минералы: хлорит-монтмориллонит, хлорит-вермикулит, шамозит, сепиолит, затем ди-триоктаэдрические: судоит, палыгорскит и на последней стадии — диоктаэдрические минералы: тосудит, донбассит, монтмориллонит-гидрослюдистые смешаннослойные образования, монтмориллонит, гидрослюда, галлуазит и каолинит. При этом дисперсность и структурная упорядоченность ди- три- и, особенно, диоктаэдрических минералов играют в процессе их растворения еще большую роль, чем для триоктаэдрических разновидностей. В песчано-алевритовых породах часто наряду с кварцем могут присутствовать другие минеральные формы кремнезема, как, например, опал и халцедон, которые менее устойчивы в смеси с  $\text{HCl} + \text{HF}$  по сравнению с кварцем. При наличии в рассматриваемых породах полевых шпатов для оценки возможного воздействия на них  $\text{HCl} + \text{HF}$  необходима идентификация отдельных разновидностей, этих минералов (калиевые, натриевые, кальциевые или известково-натриевые), а также сведения об их структурной упорядоченности (по распределению  $\text{Al}$  в тетраэдрах) и сохранности (свежие или разложенные).

Исходя из иного состава и строения трещинных коллекторов карбонатного типа [41, 122], характерных преимущественно для глубокопогруженных отложений осадочного чехла земной коры, химические методы интенсификации добычи из них нефти и газа имеют специфические особенности. Так, по данным Б. З. Сергеева и других [94], для обеспечения положительных результатов солянокислотных обработок карбонатных трещинных коллекторов верхнего мела и пермо-триаса (с трещинной пористостью 1,4%) на месторождениях Ставрополя (Центральное Предкавказье) минимально необходимая глубина проникновения кислоты в пласт зависит от его вскрытой мощности. Например, для верхнемеловых отложений при мощности пластов до 10 м она должна быть не менее 8,5 м, а при 10 м и более — 3 м. Трещинно-поровые карбонатные коллекторы с прослоями глин и мергелей верхнемелового возраста районов Карабулак — Ачикулак (Восточное Предкавказье) с неоднородной фильтрационной способностью характеризуются низкой продуктивностью. Вследствие действия  $\text{HCl}$  в разрезе таких пород только на прослой, характеризующиеся максимальной проницаемостью (20—30% вскрытой мощности), успешность проведения в этом случае указанных обработок недостаточна (45%). Как показывают лабораторные опыты, избирательное поступление кислоты в рассматриваемые породы может быть обусловлено также тем, что различные по свойствам, в частности по вязкости, типы нефтей снижают скорость растворения карбонатных пород  $\text{HCl}$  в разной степени. Как отмечают Э. М. Тосунов и др. [133], при насыщении трещинно-порового объема карбонатных пород нефтью с малой поверхностной активностью растворение их  $\text{HCl}$

происходит неодинаково при различной раскрытости трещин. Поэтому в зависимости от степени раскрытости трещин, особенно в обводненных частях пластов, при солянокислотной обработке карбонатных толщ требуется применение специальных методик, в том числе использование ПАВ, что может уравнивать скорость растворения пород, в том числе в водо- и нефтенасыщенных частях пласта и увеличить этим глубину обработки продуктивных отложений. Кроме того, HCl, прореагировавшая с карбонатами, плохо вытесняется нефтью обратно в скважину, так как поверхностное натяжение ее на границе с углеводородной жидкостью велико. В этом случае ПАВ, снижая поверхностное натяжение и гидрофобизируя породы, обеспечивают вытеснение продуктов реакции из призабойной зоны и увеличивают проницаемость пород для нефти.

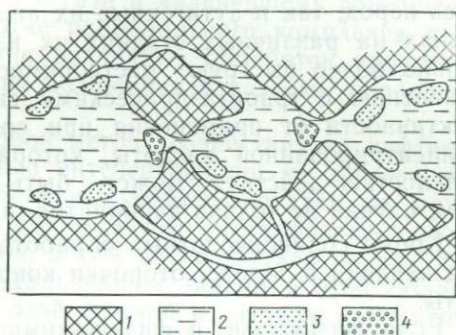
Как показывает обобщение опыта проведения неоднократных солянокислотных обработок карбонатных пластов в одних и тех же скважинах, наилучшие результаты, как правило, дает первая обработка. В то же время вторая и последующие обработки часто не сопровождаются дальнейшим увеличением дебитов нефти и газа. Согласно анализу получаемых данных, кислота при первой обработке действует на наиболее проницаемые прослои, тогда как в более плотные разности их кислота или вообще не проникает или внедряется лишь на очень небольшое расстояние. Кроме того, причиной снижения эффективности мероприятий по интенсификации является относительно небольшая мощность охвата пласта при простых кислотных обработках и недостаточность пластовой энергии для полного удаления продуктов реакции из призабойной зоны.

Внедрение в такие прослои кислоты возможно только при временной изоляции проницаемых пластов путем кольматации в них пор смесью маршалита (или вермикулита) с более крупным обломочным материалом, который в виде добавки в обработанные ультразвуком эмульсии закачивается в скважину и образует защитный экран на уровне проницаемых пластов. Аналогичный эффект достигается также применением, по данным В. А. Киреева, эмульсий на основе  $\text{CaCl}_2$  и дизельного топлива. Эти эмульсии обладают тиксотропностью, связанной с наличием в них, согласно электронномикроскопическим исследованиям, тонких удлиненных кристаллов, образующих сетку, обеспечивающую слабую подвижность основной массы. Это позволяет при закачке их в скважину изолировать отдельные пласты и проводить, как и с применением маршаллита, поинтервальную кислотную обработку пластов. Кислота в связи с временной изоляцией проницаемых пластов или заданного интервала, начинает взаимодействовать либо со слабо проницаемыми прослоями, либо с породами определенной части разреза, что обеспечивает возможность последовательной обработки всей толщи продуктивных пород и увеличение дебитов нефти и газа.

Весьма перспективным методом увеличения эффективности кислотного воздействия на карбонатные породы служит применение для их обработки кислотных пен [90]. Особенность технологии этого метода заключается в том, что вместо раствора  $\text{HCl}$  12—15%-ной концентрации применяется смесь из  $\text{HCl}$  25—33%-ной концентрации, воздуха (газа) и ПАВ. Например, при обработке такой смесью карбонатных пород в Ишимбае (Башкирия) наблюдалось увеличение как глубины проникновения активной кислоты в пласт, так и (за счет подъема смеси в скважине на более значительную высоту) интервала обработки пласта. Кроме того, пена, вследствие защемления крупных межпоровых каналов проникает в этом случае в тонкие капилляры (рис. 46), что способствует более равномерной обработке кислотой породы.

Рис. 46. Схема перекрытия основных межпоровых каналов при пенокислотной обработке коллектора

1 — порода; 2 — поровое пространство; 3 — пузырьки пены, адсорбированные на поверхности порового пространства; 4 — пузырьки пены, защемляющие межпоровые каналы



Следует заметить, что для последней цели успешно используется также увлажненный кислотой азот. Кроме того, в результате применения пенокислоты улучшается очистка поровых каналов от продуктов реакции  $\text{HCl}$  с породой при вводе скважин в эксплуатацию. Преимущество использования в указанной смеси концентрированной кислоты состоит в том, что период ее нейтрализации, т. е. время взаимодействия с породами увеличивается более чем в 30 раз. В кислотный раствор при этом добавляются маркелан, который является одновременно пенообразователем и ингибитором коррозии, а также стабилизатор окисных соединений железа — уксусная кислота 90—96%-ной концентрации в количестве 1,5% (по массе), вместо 1% при простых кислотных обработках. Для устранения возможности образования пиррофорных соединений закачиваемый воздух необходимо увлажнять слабым кислотным раствором 3—5%-ной концентрации или водой из расчета 2—3 м<sup>3</sup> жидкости на 1250 м<sup>3</sup> воздуха. Иногда проводят направленные пенокислотные обработки с предварительной закачкой высоковязкой гидрофобной нефтекислотной эмульсии.

Как указывают В. А. Амиян и др. [90], пена используется,

кроме того, при бурении скважин (двухфазная пена, т. е. состоящая из смеси воды и газа с примесью ПАВ), для вскрытия, освоения и глушения пластов (трехфазная пена, содержащая в дополнение к двухфазной, глинистый раствор), а также для ограничения водопритоков в скважины (снижаются на 50%).

Проницаемость карбонатных коллекторов при обработке HCl значительно повышается, кроме того, при добавлении в нее CO<sub>2</sub>. В этом случае в карбонатных породах создается разветвленная сеть дренажных каналов и улучшается очистка призабойной зоны.

Необходимо обратить внимание, что при солянокислотной обработке карбонатных отложений, наряду с CaCO<sub>3</sub> и частично CaMg(CO<sub>3</sub>)<sub>2</sub>, а также другими минералами этого типа, могут растворяться, кроме того, триоктаэдрические глинистые минералы как аллотигенного типа, составляющие первичную примесь пород, так и аутигенные их аналоги, образующиеся в трещинах на различных стадиях их изменения. Учитывая значительно более быструю растворимость в HCl карбонатов, по сравнению с триоктаэдрическими силикатами, повышение эффективности от применения при солянокислотных обработках концентрированной кислоты, которая обладает большой длительностью действия, может быть связано с разложением в этом случае не только карбонатов, но и частично силикатов.

Кроме солянокислотных обработок пластов применяется метод закачки в залежи оторочки концентрированной серной кислоты.

Если физические и физико-химические методы воздействия на нефтяные залежи эффективны при вязкости нефти в пластах до 10—15 сПз, то на месторождениях со средней (15—50 сПз) и высокой (более 100 сПз) вязкостью становится целесообразным применение тепловых методов, которые снижают вязкость нефти с помощью повышения температуры в пласте и конденсации продуктов испарения.

Среди этих методов [86, 131] следует отметить методы теплового воздействия на нефтесодержащие пласты, в частности, термический способ внутрипластового движущегося очага горения и обработку призабойной зоны различными нагревателями. Используются и другие методы тепловой обработки пласта, например закачка в пласты горячей воды (горячее заводнение) и водяного пара с последующей закачкой холодной воды. Тепловое воздействие на пласт оказывает влияние на консистенцию и фазовое состояние углеводородов, существенно изменяет структуру, а, самое главное, особенности слагающих коллектор минералов.

По нашему мнению, различные методы интенсификации добычи нефти и газа могли бы осуществляться значительно эффективнее, т. е. с коэффициентом нефтеотдачи выше, чем достигнутые в настоящее время (3—15%), при условии более де-

тальных литолого-минералогических исследований отложений, требующих применения тех или иных операций для улучшения их фильтрационных свойств. Отсутствие литолого-минералогических данных приводит порой к проведению операций по интенсификации «вслепую», что не обеспечивает оптимального воздействия применяемых методов на пласт. Преобладающий пока сугубо эмпирический подход при практическом осуществлении этих мероприятий, т. е. без необходимых данных об объекте интенсификации и без научно обоснованных сведений о физических процессах воздействия отдельных обработок на породы или о механизме реакции между используемыми реагентами и отдельными составными частями пород, особенно с глинистыми минералами, не может дать необходимого эффекта. Кроме того, это не способствует разработке общей теории интенсификации добычи нефти и газа и дальнейшему совершенствованию, а также разработке рационального комплекса и последовательности проведения различных обработок продуктивных горизонтов, с учетом их положения в разрезе осадочного чехла земной коры.

Отсюда следует, что любой метод воздействия на нефтяную или газовую залежь с целью интенсификации их добычи, увеличения темпа или коэффициента нефтегазоотдачи не может быть эффективно применен без должного учета физико-геологических особенностей пластов, в том числе состава пород и их петрофизических свойств. Дальнейшие задачи в этой области заключаются в разработке этой важной в научном и практическом отношении проблемы на основе комплексного исследования минералогического состава пород-коллекторов, особенно содержащихся в них глинистых минералов, и взаимодействия отдельных структурных, кристаллохимических и морфологических разновидностей этих минералов с различными химическими реагентами, используемыми в нефтегазопромысловой практике, а также изменения их под влиянием определенных физико-химических и собственно физических методов воздействия на продуктивные пласты, включая подземные ядерные взрывы.

## Глава VIII БУРОВЫЕ РАСТВОРЫ И ОСОБЕННОСТИ ПРОХОДКИ НЕФТЯНЫХ И ГАЗОВЫХ СКВАЖИН

Успешное осуществление операций, связанных со вскрытием и освоением продуктивных пластов, во многом зависит от эффективного проведения процесса бурения скважин.

Значение глинистых минералов при бурении скважин следует рассматривать в двух главных аспектах. С одной стороны, ряд разновидностей глинистых минералов является основным компонентом буровых и важной составной частью тампонажных растворов. Кроме того, весьма различные по типу глинистые минералы могут поступать в раствор в процессе разбуривания пород. При этом часто глинистый материал из проходимых бурением осадочных толщ оказывает существенное влияние на свойства исходного бурового раствора. Это обуславливает необходимость изучения физико-химических и технологических особенностей глинистых минералов, содержащихся как в исходном (карьерном) сырье или в полученном из него глинопорошке, так и в породах разбуриваемого разреза. Такое изучение открывает возможность разработки оптимальных для каждого района или отдельных слагающих его толщ осадочных пород рецептов получения буровых растворов и комплекса необходимой их химической обработки, которая способствует улучшению первичных свойств и сохранению их при проходке скважин. С другой стороны, сведения о физико-химических особенностях глинистых минералов в породах изучаемого разреза позволяют прогнозировать возможные осложнения, которые могут возникнуть в процессе бурения (осыпи, прихваты, поглощения бурового раствора, водопроявления и преждевременное обводнение продуктивных пластов), а также разрабатывать оптимальные режимы бурения, увеличивающие скорость проходки скважин. Оба эти аспекта следует рассматривать дифференцированно для различных по составу и свойствам частей разреза осадочных пород земной коры, исходя из подразделения его на верхнюю часть, содержащую глинистые минералы слонстого типа исключительно аллотигенного происхождения, среднюю, в которой, как и в первой, термобарические условия обеспечивают устойчивость диоктаэдрических разновидностей монтмориллонита и монтмориллонит-гидрослюдистых смешаннослойных образований с содержанием разбухающих пакетов более 40% и нижнюю часть, характеризующуюся переходом указанных минералов в разности с содержанием лабильных пакетов менее 40%, а в са-

мых низах — исчезновением каолинита. Из аутигенных минералов в верхней зоне отмечается присутствие только слоисто-цепочечных силикатов (сепиолита и палыгорскита). Начинаясь со средней зоны процесс возникновения в порах песчано-алевритовых и трещинах карбонатных и в межблоковых промежутках разуплотненных аргиллитоподобных пород аутигенных глинистых минералов слоистого типа в дальнейшем усиливается и максимально развивается в нижней зоне. В результате этого в нижней зоне содержатся преимущественно минералы слюдяного типа и триоктаэдрический хлорит. Последний, хотя и присутствует в верхних зонах, однако в этом случае содержание его увеличивается. Для средней и нижней зон характерно также присутствие триоктаэдрических смешаннослойных образований, близких к упорядоченному типу.

Для обеспечения процесса бурения необходимы постоянная циркуляция бурового раствора от устья скважины к забою и обратно. В процессе циркуляции раствор выполняет следующие основные функции: 1) выносит из скважины частицы выбуренной породы; 2) удерживает обломки выбуренной породы и частицы утяжелителя во взвешенном состоянии в случае прекращения бурения; 3) предотвращает поступление в ствол скважины газа, нефти и воды из пластов; 4) создает противодавление на неустойчивые и обваливающиеся породы, повышая этим устойчивость стенок скважин; 5) является носителем гидравлической энергии от насосов к забойным двигателям; 6) охлаждает и смазывает трущиеся поверхности бурового инструмента, т. е. способствует улучшению показателей его работы; 7) повышает качество вскрытия продуктивных пластов и технико-экономические показатели бурения, увеличивая скорости проходки и сокращая время проводки скважин до проектных глубин [87].

Буровые растворы являются дисперсными системами, в которых дисперсионной средой может быть вода, нефть или дизельное топливо, а дисперсной фазой — различные глинистые минералы, тонко измельченная долотом горная порода и т. д.

Широкое распространение при бурении скважин получили глинистые растворы на водной основе. Способность глинистых растворов выполнять указанные выше функции, а также их коллоидно-химические свойства контролируются рядом показателей, из которых основными являются плотность, условная и эффективная вязкость, предельное статическое и динамическое напряжение сдвига, водоотдача, толщина фильтрационной корки, содержание твердой фазы и рН.

Глинистые растворы готовятся либо на поверхности из специальных глинопорошков заводского производства и из карьерных глин, содержащих в основном глинистые минералы диоктаэдрического типа, либо самозамесом в процессе проходки скважиной мощной глинистой толщи с промывкой ствола тех-

нической водой, в которую добавляются специальные реагенты — пептизаторы и диспергаторы (каустик, кальцинированная сода).

Пригодность различных глин и глинопорошков для приготовления буровых растворов оценивается следующими их свойствами: 1) коллоидальностью, 2) лиофильностью, 3) содержанием песчано-алевритового материала, 4) выходом бурового раствора из 1 т глинопорошка или комовой глины.

Критерием оценки качества используемых для бурения глин является выход глинистого раствора в кубических метрах (литрах) из 1 т (кг) глины при стандартном способе его приготовления в лабораторных или промышленных условиях [87].

В зависимости от геолого-промысловых условий бурения определяется тип и состав бурового раствора, в лабораторных условиях подбирается его рецептура, устанавливаются объем и последовательность химических обработок и количество химических реагентов, необходимых для доведения показателей раствора до требований ГТН. Предпочтение отдают глине, которая при меньшем расходе реагентов, с учетом их стоимости и ассортимента, позволяет получить необходимые показатели бурового раствора для тех или иных конкретных условий бурения. Одновременно с этим определяется выход глинистого раствора до и после химической обработки. Это имеет принципиальное значение, поскольку при модифицировании глинопорошков, полученных на основе бентонита, выход бурового раствора может быть увеличен до 30 м<sup>3</sup>/т. При прочих равных условиях для приготовления бурового раствора выбирается глина с меньшим содержанием песчано-алевритового материала и большей коллоидальностью [87].

В природе наибольшей коллоидальностью характеризуются Na-монтмориллонитовые глины (бентониты). Преобладание в межслоевых промежутках этого типа монтмориллонита Na обуславливает связь с ним при воздушно-сухом состоянии глины лишь одного мономолекулярного слоя воды и значение  $d_{001}$ , составляющее 12,4 Å. Из 1 т Na-монтмориллонитовой глины обычно получают от 10 до 12 м<sup>3</sup>/т бурового раствора. Это определяет практическую возможность применения таких глин для приготовления пресных или слабоминерализованных (содержащих до 3% NaCl) буровых растворов.

На территории СССР количество месторождений Na-бентонитов ограничено. Залежей щелочноземельных монтмориллонитовых глин значительно больше. Такое соотношение в какой-то степени связано, как мы отмечали ранее [117], с наблюдающейся тенденцией к переходу Na-монтмориллонита в Са-форму. Если при изменении вулканогенного материала кислого состава первоначально образуются натриевые монтмориллониты, то затем при диагенезе в среде, богатой Са, натриевая форма монтмориллонита может переходить в щелочноземельную. Об этом

свидетельствует, например, частое присутствие пластов Са-монтмориллонитовых глин среди известняков и мергелей. Приведенные данные позволяют предполагать, что бентониты, содержащие в межслоевых промежутках обменный Na, не имеют большого распространения в природе и их присутствие приурочено к районам развития кислого вулканизма и связано лишь с особыми, благоприятными для их образования и сохранения геологическими условиями. Поэтому, не прекращая поисков новых месторождений натриевых бентонитов, следует в более широких масштабах продолжать исследовательские работы по эффективной и экономически выгодной переработке некоторых пригодных для этого Са-монтмориллонитовых глин в натриевые.

В бурении используется и ряд щелочноземельных глин — флоридинов. Главный технико-экономический критерий — выход глинистого раствора для большинства Са-монтмориллонитов имеет низкое значение. Такие глины при переводе в Na-форму и получении из них буровых растворов с необходимыми параметрами требуют предварительной обработки растворами натриевых солей, например  $\text{Na}_2\text{CO}_3$ , анион которых  $\text{CO}_3$  прочно соединяется с обменным катионом Са-монтмориллонита, в результате чего образующийся  $\text{CaCO}_3$  переходит в нерастворимое состояние, а Na частично занимает обменные позиции в межслоевых промежутках указанного минерала.

В США для изготовления буровых растворов широко используются глины в основном из Вайомингского бентонитового месторождения, причем раствор приобретает исключительно высокое качество, когда 40% Na в обменных позициях структуры монтмориллонита замещено Са. Эти бентониты характеризуются весьма низкой водоотдачей, причем свойства их могут быть улучшены, кроме того, в зависимости от конкретных случаев, путем обработки содой, известью или перманганатом [155].

Как указывалось выше, бентониты широко применяются в качестве сырья для приготовления буровых растворов при разбуривании толщ, не содержащих галогенных прослоев, т. е. при слабой солевой агрессии со стороны содержащихся в разрезе пород. При проходке скважин в условиях высокой минерализации разбуриваемых пород свойства бентонитовых растворов резко ухудшаются и применение их становится ограниченным главным образом в связи со значительным расходом дорогостоящих и дефицитных реагентов для модифицирования их путем химической обработки. В этом случае для приготовления буровых растворов в отечественной промышленности широко применяются местные, в том числе грубодисперсные глины, например гидрослюдисто-каолинитового типа, в частности, относительно высокодисперсные глины Часов-Ярского месторождения, сложенные каолинитом и гидрослюдой с небольшой примесью монтмориллонит-гидрослюдистого смешаннослойного образо-

важня, содержащего менее 40% разбухающих пакетов. Правильный выбор подобного типа глин в сочетании с оптимальной химической обработкой обычно позволяет получать растворы с минерализацией до 10% NaCl, что отвечает требованиям бурения пластов, содержащих минерализованные пластовые воды, особенно на основе NaCl, KCl и др.

Наибольшие трудности в приготовлении глинистых растворов возникают при бурении в условиях высокой минерализации, вплоть до предельного насыщения растворов NaCl, CaCl<sub>2</sub> и другими электролитами. В этих условиях для химической обработки растворов применяют такие реагенты, как карбоксиметилцеллюлозу (КМЦ) высокой степени полимеризации, гидролизованный полиакрилонитрил (гипан), метас, модифицированный крахмал, КССБ и др. Большая молекулярная масса этих реагентов и растворимость в водной среде обуславливают при применении их в виде 5—10%-ных растворов достаточную защиту дисперсных систем от солевой агрессии. В частности, для того, чтобы стабилизировать соленасыщенный раствор, необходимо ввести в него 2% КМЦ (в пересчете на сухое вещество).

Одним из путей повышения соленостойкости буровых растворов является использование комовых местных глин или же соленостойких глин — сепиолитового или палыгорскитового (аттапульгитового) типа. В связи с более широким распространением в природе практическое применение нашел пока только палыгорскит.

Промышленные запасы палыгорскитовых глин в СССР имеются в Черкасском месторождении на Украине [132]. Способность палыгорскита сохранять необходимые величины предельного статического напряжения сдвига глинистого раствора в условиях солевой агрессии связана со специфическими кристаллохимическими и структурными особенностями минерала, волокнистой формой его частиц (рис. 2), а также с тем, что катионный обмен у этого минерала весьма мал и происходит на внутренних полостях заполненных водой каналов, характерных для кристаллической структуры слоисто-цепочечных силикатов. Такое расположение в структуре палыгорскита участков, на поверхности которых происходит катионный обмен, препятствует коагуляции его частиц, что обеспечивает солеустойчивость растворов, приготовленных на основе этого минерала. В то же время в структуре монтмориллонита обменные позиции приурочены к межслоевым промежуткам (катионный обмен II типа) и поверхности минеральных частиц, особенно в местах оборванных связей в структуре (катионный обмен I типа), что создает благоприятные условия для агрегирования указанных частиц при проходке соленосных пород, т. е. в среде с высоким содержанием электролитов. Следует, однако, заметить, что при использовании для приготовления бурового раствора только палыгорскита, несмотря на способность таких растворов мало изменять пара-

метры с ростом минерализации, они характеризуются высокими значениями водоотдачи — 25—40 см<sup>3</sup>. Для снижения этого эффекта к ним обычно добавляют модифицированный крахмал, метас или К-4 [132]. Однако эффективность химической обработки в этом случае, по сравнению с приготовленными растворами из грубодисперсных комовых глин, не высока. Вследствие этого растворы на основе одного палыгорскита используются при бурении только в тех случаях, когда допустима высокая водоотдача. Кроме того, проблемой успешного применения палыгорскитовых глин является разработка химических и механических способов диспергирования коаксиальных сростков волокон минерала. Как известно [168], необратимая дегидратация сепиолита и палыгорскита происходит при более высокой температуре, чем слоистых силикатов, причем основная масса воды в указанных слоисто-цепочечных минералах имеет цеолитный характер, т. е. с повышением температуры вода может частично удаляться из структуры и вновь занимать в ней прежние позиции. Поэтому, учитывая бурение скважин на все более значительные глубины, такие растворы могут быть использованы также при вскрытии и проходке горизонтов, характеризующихся высокой пластовой температурой, особенно при одновременной повышенной минерализации пластовых вод.

Немаловажной проблемой является выбор бурового раствора при проходке скважиной отложений, находящихся на различной стадии постседиментационного изменения (диагенез — протокатагенез, ранний и поздний катагенез).

Так, при проходке мощных толщ собственно глинистых пород, сложенных как легко диспергирующимися (в пределах верхней и средней зон), так и сильно уплотненными аргиллитоподобными образованиями (в пределах нижней зоны осадочного чехла земной коры), возникает необходимость искусственно подавлять процесс диспергирования и набухания глинистых минералов, поступающих в раствор в процессе бурения. Для этой цели применяются ингибированные растворы с регулируемой коагуляцией. Наиболее распространены ингибированные кальциевые растворы, в которых коагулирующее действие осуществляется ионами Са. Различают несколько типов кальциевых растворов, из которых в свете рассматриваемой проблемы интерес представляют известковые, гипсовые и хлор-кальциевые.

Известковые растворы, в которых концентрация Са составляет 300—500 мг/л, предназначены для предотвращения чрезмерного повышения консистенции слабо минерализованных глинистых растворов при разбуhrивании мощных толщ осадочных пород, сложенных диспергирующимися глинистыми минералами, которые, как известно, наибольшее развитие имеют в верхней и средней зонах осадочного чехла земной коры. Поступающая в известковый раствор, выбуренная глина коагулирует и частично кальцинируется, что исключает загущение бурового раство-

ра. При выборе глины для приготовления известковых растворов следует учитывать, что использование высокодисперсных Na-монтмориллонитов сопровождается сильным промежуточным повышением консистенции растворов и требует значительного разбавления их водой. В гипсовых растворах, в которых источником Ca является  $\text{CaSO}_4$ , концентрация ионов Ca достигает 800—1200 мг/л, причем ион  $\text{SO}_3$  является агрессивным компонентом. Это определяет существенное отличие в химической обработке таких растворов, основой которых является применение феррохромлигносульфонатов. Хлор-кальциевые растворы отличаются от известковых и гипсовых более высоким содержанием ионов Ca, достигающего до 5000 мг/л, источником которых является  $\text{CaCl}_2$ . Высокие концентрации агрессивно действующего иона Ca при использовании указанных растворов приводят к значительному усилению коагуляционных процессов и интенсивному замещению им Na в обменном комплексе глинистых минералов, особенно тех, которые поступают из разбуриваемых пород.

Обусловленное этим повышение устойчивости пород дает определенный эффект и при разбуривании аргиллитов, т. е. в нижней зоне, в результате понижения степени диспергирования пород указанного типа, разбуривание которых без применения ингибированных растворов сопровождается значительными трудностями из-за обвалов и осыпей. Однако высокая концентрация Ca при использовании хлор-кальциевых растворов создает серьезные затруднения в регулировании свойств и показателей самого глинистого раствора, приготовленного из бентонитовой глины, что обуславливает необходимость применения в этом случае для обработки бурового раствора более сложных и дорогих химических реагентов, чем при известковании. В связи с этим для приготовления хлор-кальциевых растворов иногда приходится использовать местные глины, относящиеся, как правило, к грубодисперсным разностям. При разбуривании аргиллитов могут быть использованы, кроме того, растворы, приготовленные на основе углеводородных жидкостей [88].

Наряду с рассмотренными выше системами С. Ю. Жуховицким [35] разработаны рецептуры алюминатных глинистых растворов (АЛГР), которые также относятся к ингибированным.

В состав АЛГР входит: 3—15% ССБ, 0,5—3,0% алюмината натрия —  $\text{NaAlO}_2$  (30%-ный раствор), представляющего натриевую соль несуществующей в свободном состоянии кислоты  $\text{HAlO}_2$ , а также до 500 г/л комовой грубодисперсной глины (причем по мере уменьшения коллоидальности требуется более значительное количество глины). Это позволяет получать глинистые растворы плотностью до 1,5 г/см<sup>3</sup>, не прибегая к использованию утяжелителей. В процессе приготовления АЛГР комовую глину затворяют на воде, содержащей  $\text{NaCl}_2$  в количестве, аналогичном содержанию его в разбуриваемых породах.

Химическая обработка таких растворов достигается использованием в качестве реагента-стабилизатора ССБ, применяемого совместно с  $\text{NaAlO}_2$ . Небольшая стоимость АЛГР при высокой его солейности является основным преимуществом этих растворов. Легкость приготовления насыщенных солью АЛГР обуславливает возможность применения последних в зимних условиях вследствие отсутствия необходимости их подогрева, так как эти растворы не замерзают при температурах до  $-40^\circ\text{C}$ .

Алюминатные глинистые растворы обладают устойчивостью в широком диапазоне хлор-натриевой минерализации, а также небольшими величинами водоотдачи. Они могут применяться как при бурении в толщах, характеризующихся почти полным отсутствием галогенных пород, определяющих бурение почти в пресной среде, так и в разрезах, содержащих соленосные прослои или мощные пласты соли, создающие условия, близкие к соленасыщению бурового раствора.

Помимо этого, алюминатные растворы в связи с химической инертностью алюминия к средам различного типа с успехом могут использоваться при бурении в таких агрессивных средах, как карбонатные породы. В частности, они нашли применение на Оренбургском газовом месторождении, в разрезе которого значительную часть составляют кальцит-доломитовые толщи.

В связи с тем что растворы этого типа обладают высокой глиноемкостью, их целесообразно применять также в случае разбуривания мощных толщ глинистых отложений, содержащих разбухающие минералы. При загустевании раствора, вызываемого накоплением в нем глинистого материала из разбуриваемых пород, в раствор постепенно добавляют алюминат натрия до тех пор, пока он оказывает разжижающее действие. При вторичных обработках в раствор вводится одновременно дополнительное количество ССБ (для снижения водоотдачи).

При хлор-кальциевой минерализации разбуриваемого разреза алюминат натрия заменяют такими водорастворимыми солями алюминия, как  $\text{AlCl}_3$  или  $\text{Al}_2(\text{SO}_4)_3$ . При совместной минерализации, проходимой бурением толщи, одно- и двухвалентными катионами (хлор-натриевой и хлор-кальциевой), АЛГР неприменим. Это ограничивает их повсеместное использование при глубоком бурении.

Ранее при бурении скважин применялись также глинистые и безглинистые силикатные растворы, представляющие либо содержащие соли (силикатно-солевые), либо неминерализованные (глинисто-силикатные) системы. В дальнейшем В. Д. Гордновым и др. [44] были разработаны силикатные буровые растворы, которые, кроме затворенного на воде стандартного глинопорошка, содержат 15—30% силиката натрия или калия и до

26 % различных солей натрия или калия (чаще NaCl или KCl). Одним из крупных недостатков этих систем является трудность регулирования их фильтрационных свойств даже при невысоких (до 100°C) температурах. Помимо этого, возникают большие затруднения в регулировании физико-механических показателей таких растворов, как это имело место в Туркмении при бурении в отложениях красноцветной толщи глин триаса и в отложениях аналогичного возраста в Нижнем Поволжье.

Промышленные испытания рецептур силикатных растворов, содержащих 10—30% жидкого стекла, в разных районах страны дали противоречивые результаты. Так, в Башкирии эти растворы позволили значительно предупредить осыпание глинистых пород поддоманика, однако в Волгоградской области не предотвратили безаварийное бурение. Это, по нашему мнению, может быть связано с тем, что, к сожалению, пока еще недостаточно детально проводится изучение глинистых минералов в разбурываемых толщах и не совсем ясен процесс их взаимодействия с различными силикатными растворами.

Дальнейшее совершенствование состава таких систем было направлено на создание малосиликатных растворов. Малосиликатные глинистые растворы, стабилизированные КМЦ и содержащие 2—5% силиката натрия, являются термо- и солеустойчивой системой. Они могут быть применены в обваливающих отложениях и при бурении мощных толщ кальций- и магнийсодержащих пород, находящихся на больших глубинах. Термостойкость системы в случае поступления в нее хлоридов тяжелых металлов, добавляемых для осаждения катионов, не снижается при избыточном количестве силиката натрия. Указанные растворы обеспечивают предотвращение кавернообразования, в результате появления на стенках скважины слаборастворимой пленки гидросиликатов кальция. В частности, применение малосиликатных растворов оказалось весьма эффективным при проходке скважин в глинистых породах, особенно когда в них нет перемiatости и трещин.

Как показал опыт использования силикатных и малосиликатных растворов, они обладают ингибирующими свойствами, т. е. с их помощью можно сократить вероятность осложнений, однако полностью предотвратить диспергирование глин они не в состоянии.

Глинистые минералы широко используются также для повышения качества тампонажных растворов, в которые вводится с этой целью до 25% бентонита от массы цемента. Такая смесь именуется гель-цементом [28]. Гель-цементный раствор по сравнению с обычным имеет более высокие величины структурно-механических характеристик. В частности, отличительной чертой его является сохранение седиментационной устойчивости при высоком водосодержании суспензии. Кроме того, в таких

цементных растворах резко уменьшается отделение фильтра. Так как добавка бентонита загущает цементные растворы, в них необходимо добавлять большее количество воды, что вызывает увеличение объема получающегося раствора на 20—30% при том же количестве исходного цемента. Гель-цемент применяется при герметизации продуктивных горизонтов с низким давлением, а также в условиях перемежающихся водонефтяных контактов, когда возможно глубокое проникновение в пласт обычного цементного раствора.

Следует отметить, что при бурении на небольшие глубины используются обычные цементы алит-белитового типа, при гидратации которых наряду с небольшой примесью двуводного гипса (рис. 47,а) образуется преимущественно гидросиликат кальция, типа тоберморита (рис. 47,б). Вследствие весьма слабой связи воды в структуре последнего при бурении на большие глубины следует применять цементы, дающие при гидратации ксонотлит, характеризующийся среди кальциевых гидросиликатов наиболее прочной связью воды в структуре (рис. 47,в) и, как следствие этого, повышенной устойчивостью в условиях высоких пластовых температур, свойственных большим глубинам.

Применение рассмотренных выше типов буровых растворов предусматривает спуск в ствол скважины обсадных стальных труб с последующим креплением их тампонажным цементом, что, как известно [7], является дорогостоящей операцией. Поэтому рядом авторов проводились исследования повышения устойчивости стенок скважин, в частности, способом безобсадного (электрохимического) их крепления [47]. Этот способ предусматривает изменение свойств пород, слагающих стенки скважин, поэтому его разработка также должна основываться на изучении глинистых минералов, содержащихся в породах. К ним относятся видовой состав глинистых минералов, их емкость поглощения, состав обменных катионов и степень их

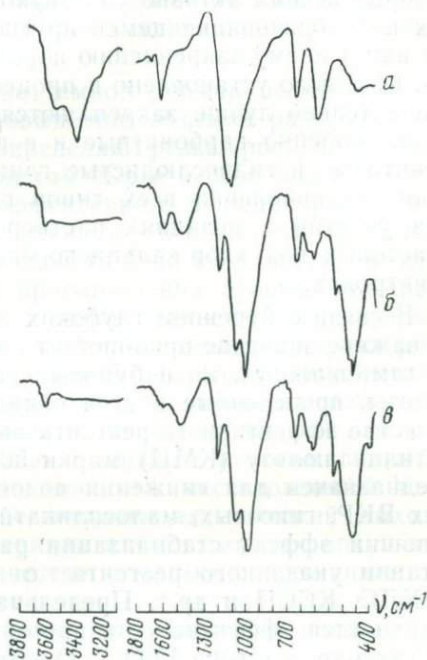


Рис. 47. Кривые ИК-спектров гипса (а), тоберморита (б) и ксонотлита (в)

дисперсности. Так, чем больше емкость поглощения присутствующих в породах глинистых минералов и содержание в поглощенном комплексе катионов Na, по сравнению с Ca, Al, Fe, тем более активно могут протекать процессы перехода глинистых минералов в другие. В разных физико-химических условиях, возникающих в процессе электрообработки пород, химическое растворение поверхности глинистых минералов происходит неодинаково (больше у монтмориллонита, меньше у каолинита). С этими процессами тесно связано формирование новообразований в составе цементирующих продуктов, в том числе различных минералов, определяющих кристаллизационное структурообразование и повышение эффективности закрепления пород. Правильный подбор состава растворов, а также материала электродов, которые весьма активно участвуют в электролитических процессах и в образовании цементирующих веществ, благоприятствуют наилучшему закреплению пород электрохимическими методами. Как было установлено в процессе экспериментальных работ, относительно лучше закрепляются глины монтмориллонитового типа, особенно карбонатные и с примесью соли, слабее — каолиновые и гидрослюдистые глины. При этом степень эффективности крепления всех типов глин значительно повышается при участии в реакциях растворов  $\text{CaCl}_2 + \text{MgCl}_2$  и особенно пластовых вод хлор-кальциево-магниевого типа, при Fe- и Al-электродах.

В связи с бурением глубоких и сверхглубоких скважин особо важное значение приобретает проблема специальных не только тампонажных, но и буровых растворов. Экспериментальные работы, проведенные в этой области, позволили предложить в качестве эффективного реагента высокомолекулярную карбоксиметилцеллюлозу (КМЦ) марки 500 или 600 [20]. Этот реагент предназначен для снижения водоотдачи высокоминерализованных ВКР, гипсовых, малосиликатных и других растворов. Наибольший эффект стабилизации растворов достигается при сочетании указанного реагента с лигносульфонатами (окзил, ОРХЛС, КССП и др.). Предельная температура, при которой сохраняется эффективность применения КМЦ-500, выше, чем у других марок (выше  $120^\circ\text{C}$ ). Опытная партия КМЦ-500 впервые выпущена еще в 1964 г. специально для обработки растворов, которые были использованы при бурении скв. 1-СГ Аралсор на глубине свыше 5000 м. Позднее КМЦ-500 применялась при бурении Кужорской скв. 4 Краснодарского края в соленосных отложениях (насыщенных NaCl) с забойной температурой  $140\text{—}147^\circ\text{C}$ . В 1970 г. бурились скважины в Ставрополе и Украине глубиной более 3500 м, в Башкирии и Пермской области глубиной 2500—3000 м и т. д. В последнее время КМЦ-500 применяется также в качестве замедлителя сроков схватывания цементных растворов, применяемых для цементирования обсадных колонн в скважинах с высокими забойными температурами.

Это показывает, что реагент КМЦ-500, а также более поздняя его модификация КМЦ-600 являются наиболее эффективными и экономичными при бурении скважин на глубину 3500 м и более. Помимо указанного реагента при бурении на большие глубины может быть использован метакриловый сополимер-метас, который повышает термостойкость пресных глинистых растворов до 250°C, а соленасыщенных (NaCl) — до 200°C. Этот реагент успешно применяется при бурении глубоких скважин в Лагестане, Краснодарском крае и на Украине [80].

Приведенные данные свидетельствуют о важном значении свойств глинистых минералов в бурении скважин, связанных как с приготовлением из определенных разновидностей их буровых и тампонажных растворов, так и с особенностями проводки скважин в толщах различных по литолого-минералогической характеристике и степени постседиментационного изменения осадочных пород.

Последовательное увеличение темпов добычи нефти и газа в СССР и связанное с этим повышение объемов разведочного и эксплуатационного бурения определяют резкий рост потребности в высококачественном глинистом сырье и особенно в бентонитовых глинопорошках. Для эффективного решения ряда вопросов, связанных с бурением скважин, необходимо и далее расширять работы по изучению свойств глин и глинистых минералов, уже используемых для приготовления буровых растворов, а также по выявлению новых типов глинистого сырья, пригодного для бурения, особенно глубоких скважин, характеризующихся повышенными температурами вскрываемых пластов. Поскольку при бурении скважин, в том числе на большие глубины, применяются в основном растворы на водной основе, наибольший интерес представляет, наряду с поисками новых, интенсификация разработки уже известных месторождений Намонтмориллонитовых глин, обеспечивающих высокий выход раствора из 1 т исходного материала и позволяющих получать буровые растворы высокого качества с малым содержанием в них глинистой массы. Например, на основе бентонитовых глинопорошков в последние годы широко применяются калиевые ингибированные растворы, содержащие 3—6% бентонита и 3—6% KCl, обработанных 0,3—0,4%-ным биополимером или вместо него КМЦ-600 или 0,3—0,4%-ным метасом. Учитывая высокую потребность в бентонитовых глинах, необходимо продолжать проведение детальной разведки ранее открытых месторождений этих глин, паспортизацию разведанного сырья с оценкой его физико-химических и кристаллохимических свойств, уточнять запасы сырья по каждой качественной категории и т. п. Указанные мероприятия позволят расширить сырьевую базу для модернизации существующих и строительства новых, оснащенных современным оборудованием, заводов глинопорошков, особенно в местах, близких к новым перспективным нефтегазоносным рай-

онам. Кроме того, необходима дальнейшая разработка эффективных методов химического модифицирования глинистых растворов с учетом свойств глинистых минералов как в самом растворе, так и в проходимом скважиной разрезе. Это показывает, что существует еще значительное количество проблем, касающихся либо проведения крупномасштабных экспериментов в лабораторных и природных условиях, либо разработки теории процессов, происходящих в стволе скважин при разбуривании различных по свойствам толщ осадочных пород.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДАННЫХ ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ  
И ПРОМЫСЛОВО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Лабораторное изучение физических свойств терригенных и карбонатных пород с целью получения исходных данных для интерпретации промыслово-геофизических исследований в скважинах, представляющее в настоящее время самостоятельную отрасль — петрофизику, на ранних этапах ее развития не включало детального исследования всей совокупности минералов, слагающих горные породы, в частности глинистых минералов, содержащихся в коллекторах нефти и газа. В большинстве случаев учитывалось только количественное содержание отдельных, преимущественно породообразующих компонентов в породе. В дальнейшем петрофизика коллекторов нефти и газа [95, 138] приобрела большое значение при решении таких важных вопросов нефтяной и газовой промышленности, как подсчет запасов и проектирование разработки месторождений нефти и газа. Особенно значительная роль принадлежит петрофизике при количественной интерпретации результатов геофизического исследования нефтяных и газовых скважин. В последнее время все большее внимание уделяется изучению влияния на петрофизические характеристики не только скелета проницаемых пород и структуры порового пространства, но и особенностей содержащихся в нем глинистых минералов в зависимости от интенсивности постседиментационных преобразований первичных осадков (зона диагенеза — протокатагенеза) и сформировавшихся из них в дальнейшем пород (зоны раннего и позднего катагенеза).

При изучении коллекторских свойств терригенных пород особый интерес представляет определение содержания в них глинистых минералов, или их глинистости, а также типа и количественного соотношения отдельных минералов, в том числе в глинистом цементе. Без сведений о глинистых минералах, как указывает В. Н. Дахнов [29], невозможно получить полное представление о промышленной ценности коллекторов и рекомендовать оптимальные способы разработки месторождений нефти и газа. В частности, без учета содержания и свойств глинистых минералов, точность количественной интерпретации геофизических данных в породах, особенно в случае, когда глинистая примесь изменяет емкостные свойства коллекторов более чем на 5%, резко снижается. Сведения о содержании тонкодисперсного поверхностно-активного вещества в единице

объема песчано-алевритовых пород необходимы, в первую очередь, при использовании аналитических способов определения коллекторских свойств и нефтегазонасыщения их по данным метода сопротивления, при оценке пористости с помощью радиоактивных методов и данных метода потенциалов собственной поляризации, а также при выборе режима эксплуатации месторождений. Кроме того, они могут быть использованы при классификации коллекторов по геолого-геофизическим признакам и статистическим связям [42].

В нефтепромысловой геологии и геофизике в большинстве случаев за глинистость принимается содержание  $C_{гд}$  фракции со средним размером частиц в поперечнике мельче 0,01 мм, определенное по данным гранулометрического анализа и выраженное в процентах. С учетом коэффициента пористости породы  $K_{п}$  в практике интерпретации геофизических данных используется обычно объемная  $K_{гд}$  или относительная  $\eta_{гд}$  глинистость.

Аномально высокие диффузионно-адсорбционные свойства глинистых минералов позволяют в большинстве случаев установить объемное содержание их в коллекторах по геофизическим данным. В этом случае для определения глинистости наиболее широко применяются методы потенциалов собственной поляризации и естественного гамма-излучения.

В частности, изучение коллекторов нефти и газа с помощью геофизических данных основано на зависимости свойств горных пород и, соответственно, измеряемых в скважинах геофизических параметров от структуры коллекторов, их глинистости, пористости, проницаемости, нефтегазонасыщения и т. п. По геофизическим свойствам коллекторы нефти и газа могут быть подразделены [29] на два основных класса — чистые, т. е. неглинистые (песок, песчаник, известняк, доломит) и глинистые. К последним относятся коллекторы, содержащие преимущественно глинистые минералы: каолинит, шамозит, гидрослюда, монтмориллонит, хлорит, различные смешаннослойные образования и т. д. в количестве, способном изменять свойства чистого коллектора более чем на 5—10%. Как было показано выше (см. главу V) глинистость коллекторов является весьма важным фактором, причем повышение глинистости ухудшает их пористость и проницаемость и оказывает значительное влияние на другие физические свойства этих пород. Это затрудняет определение коллекторских свойств пород по геофизическим данным. Повышенное содержание глинистых минералов может особенно сильно изменять проницаемость пород-коллекторов в прискважинной зоне при условии проникновения в них слабо-минерализованного фильтрата бурового раствора. Поэтому при изучении коллекторских свойств пород большое значение имеют сведения о количестве и влиянии глинистой примеси на их физические свойства. Современные геофизические методы ис-

следования на основании непосредственного измерения в скважинах позволяют определять широкий комплекс различных параметров:  $\rho_k$  — кажущееся удельное сопротивление,  $U_{сп}$  — потенциал собственной поляризации горных пород,  $U_{вп}$  — потенциал вызванной поляризации горных пород,  $I_\gamma$  — интенсивность естественного гамма-излучения и  $\Delta t$  — интервальное время пробега упругой волны.

На основе этого устанавливается зависимость между физическими (электрическим удельным сопротивлением, электрохимической — естественной и вызванной активностью, радиоактивностью и т. д.) и коллекторскими (пористостью, проницаемостью, глинистостью) свойствами пород для количественного определения в дальнейшем по ним таких важных в практическом отношении параметров, как пористость и проницаемость.

В промысловой геофизике пористость определяется с помощью электрического сопротивления и потенциалов собственной поляризации.

Коэффициент пористости коллекторов методом сопротивлений определяется по зависимостям его от параметра пористости  $P_{п} = f(K_{п})$ , где  $P_{п}$  — параметр пористости, который для неглинистых пород равен  $\rho_{вп}/\rho_v$  ( $\rho_{вп}$  — удельное сопротивление максимально влажной породы;  $\rho_v$  — удельное сопротивление воды, насыщающей породу). Присутствие глинистых минералов в породе изменяет величину ее электрического удельного сопротивления, что приводит к изменению параметра пористости  $P_{п}$  и, соответственно, характера зависимости  $P_{п} = f(K_{п})$ . Для расчета электрического удельного сопротивления водонасыщенного глинистого коллектора  $\rho_{вп.г.л}$  В. Н. Дахнов предлагает использовать следующее уравнение:

$$\rho_{вп.г.л} = \frac{\rho_v}{A \rho_v + B},$$

где  $A = K_{г.л}/\rho_{г.л}$ ,  $B = (1 - K_{г.л})/P_{п}$  — коэффициенты, учитывающие объемное содержание глинистого материала  $K_{г.л}$ , величину его удельного сопротивления  $\rho_{г.л}$ , а также пористость и структуру порового пространства  $P_{п}$ . Изменение удельного электрического сопротивления коллекторов с увеличением глинистости при прочих равных условиях связано с поверхностной адсорбцией глинистых минералов, приводящей к образованию двойного электрического слоя на поверхности гидратированных частиц [77], а также с изменением структуры порового пространства [12]. В коллекторах со значительным содержанием высокодисперсных минералов двойной электрический слой оказывает существенное влияние на электрическую проводимость породы в целом. В отличие от проводимости по всему сечению поровых каналов породы, проводимость, создаваемая двойным электрическим слоем, относится к поверхностной. Наиболее значительную поверхностную проводимость имеют глинистые минералы,

обладающие большей удельной поверхностью. В этом отношении наиболее распространенные глинистые минералы обладают, по данным метода низкотемпературной адсорбции азота, следующей величиной удельной поверхности: каолинит  $6 \text{ м}^2/\text{г}$  и монтмориллонит  $51,7 \text{ м}^2/\text{г}$  породы [10]. Влияние поверхностной проводимости глинистых пород на величину параметра пористости учитывается условным параметром поверхностной проводимости (П):

$$\Pi = \frac{P_{\text{п}}}{P_{\text{п.нас}}},$$

где  $P_{\text{п.нас}}$  и  $P_{\text{п}}$  — соответственно параметры пористости глинистой породы в случае, когда ее поровое пространство целиком заполнено насыщенным раствором и раствором заданной концентрации.

В свою очередь, определение коэффициента пористости коллекторов по данным потенциалов собственной поляризации основано на достаточно тесной связи диффузионно-адсорбционной активности  $A_{\text{да}}$  пород и их относительной глинистости:

$$\eta_{\text{гл}} = \frac{K_{\text{гл}}}{(K_{\text{гл}} + K_{\text{п}})},$$

где  $\eta_{\text{гл}}$  — относительная глинистость,  $K_{\text{гл}}$  — коэффициент объемной глинистости и  $K_{\text{п}}$  — коэффициент пористости. Практическое значение имеют зависимости диффузионно-адсорбционной активности от пористости, проницаемости, глинистости и параметра поверхностной проводимости. Для песчано-глинистых пород диффузионно-адсорбционная активность зависит от типа цемента и возрастает при увеличении глинистости пород, уменьшаясь с ростом концентрации внешнего контактирующего с породой электролита.

При изучении коллекторов, содержащих нефть, газ и погребенную (пластовую) воду, кроме электрических, используются также радиоактивные свойства горных пород, и в первую очередь естественная гамма-активность и нейтронная поглощающая активность. Естественная гамма-активность пород непосредственно зависит от их минерального состава. Повышенной гамма-активностью обладают коллекторы с высокой примесью глинистых минералов слюдоподобного типа, значительным содержанием полевошпатовых минералов (микроклина, ортоклаза, альбита и некоторых плагиоклазов, а также калийной соли). Радиоактивность указанных минералов изменяется от 1 до 10 пкг — экв Ra/г. Радиоактивность глинистых разностей, содержащихся как в песчано-алевритовых, так и в карбонатных породах, закономерно изменяется с повышением содержания в них тонкодисперсного материала  $C_{\text{гл}}$ , причем в последних также с повышением содержания терригенного материала, т. е. нерастворимого остатка —  $C_{\text{н.о.}}$ . В связи со значительной гамма-активностью большинства глинистых минералов по сравнению

с активностью минералов, слагающих каркас песчано-алевритовых пород, отмечается четко выраженная связь между гамма-активностью и глинистостью. Наличие этой связи позволяет использовать данные измерений естественной гамма-активности, измеренной в скважине, для определения глинистости, пористости и проницаемости.

Несмотря на существенное расширение комплекса геофизических методов исследования скважин и усовершенствование методики интерпретации получаемых результатов, эффективность методов промысловой геофизики при выделении коллекторов в разрезе скважин, оценке их коллекторских свойств и насыщающего их флюида в отдельных случаях оказывается недостаточно высокой. Поэтому в настоящее время в практике промыслово-геофизических исследований все большее применение находит ядерно-магнитный метод (ЯММ), который позволяет решать задачи непосредственного определения эффективной пористости коллекторов в условиях их залегания, а также детально изучать строение неоднородных пластов-коллекторов нефти и газа.

При исследовании разрезов нефтяных и газовых скважин наибольший интерес представляет начальная амплитуда  $U_0$  сигнала свободной прецессии (ССП), которая пропорциональна числу ядер водорода, входящих в состав подвижного флюида, содержащегося в поровом пространстве породы. Для оценки количества свободного флюида в породе, по данным ЯМР, используется понятие индекса свободного флюида (ИСФ), который определяется как отношение начальной амплитуды СПП, зарегистрированной на образце породы, к начальной амплитуде СПП, измеренной на дистиллированной воде, занимающей тот же объем, что и образец породы. Однородные пласты на кривых ЯММ отмечаются симметричными аномалиями, у которых максимум соответствует середине пласта, а точки перегиба — границам. Истинное значение ИСФ пласта, определенное в результате интерпретации, численно близко к эффективной пористости пласта:

$$K_{п.эф} = K_{п} (1 - K_{в.о}),$$

где  $K_{п}$  — открытая пористость, а  $K_{в.о}$  — коэффициент остаточной водонасыщенности. Отсюда следует, что в результате обработки кривых ЯММ может быть получена диаграмма эффективной пористости по разрезу скважины (рис. 48).

Согласно данным С. М. Аксельрода с соавторами [144], время релаксации  $T_1$  и ИСФ горных пород тесно связаны с их коллекторскими свойствами. В частности, установив зависимость ИСФ от коэффициента объемной водонасыщенности  $W_v$  (рис. 49), можно определить приближенное значение коэффициента связанной водонасыщенности, не измеряя пористости породы.

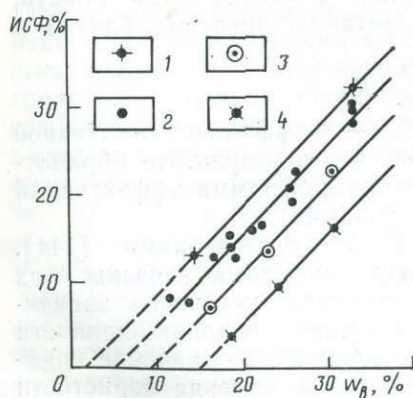
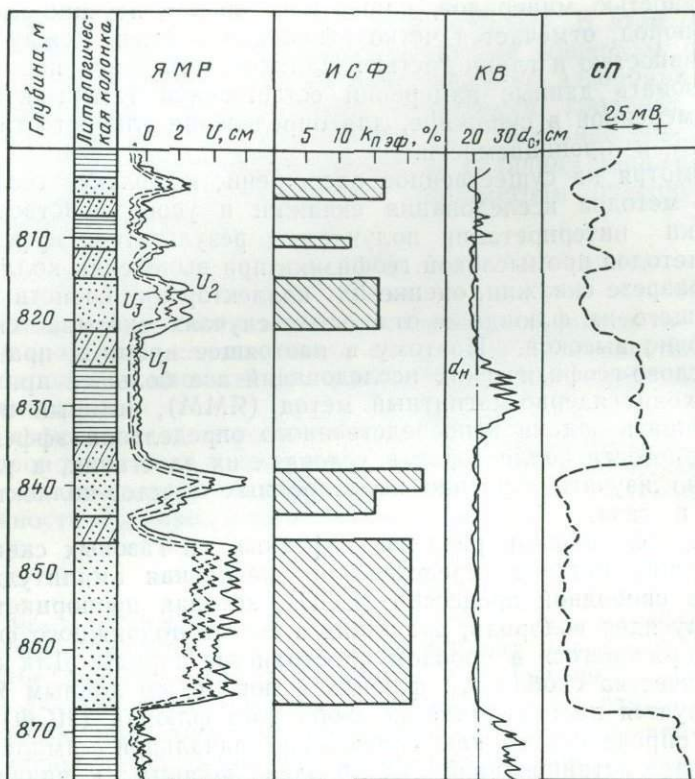


Рис. 48. Выделение коллекторов по диаграмме ЯМР (вариант ССП) в терригенном разрезе. По М. Г. Латышевой и Б. Ю. Вендельштейну [77]

1 — коллектор: а — по данным литологии, б — по данным ИСФ; 2 — неколлектор; 3 — глина.  
Кривые  $U_1$ ,  $U_2$ ,  $U_3$  соответствуют временам  $t_1$ ,  $t_2$ ,  $t_3$  после начала прецессии

Рис. 49. Зависимость ИСФ образца от его объемной влажности при различном состоянии поверхности зерен породы и различном содержании глины. По С. М. Аксельроду и др. [144]

1 — образец с гидрофобной поверхностью, 2—4 — образцы с гидрофильной поверхностью и содержанием глины соответственно 0; 20 и 40 г

Как показывает изучение глинистых и гидрофобных образцов пород, измеренное значение ИСФ определяется содержанием свободной жидкости в поровом пространстве горной породы, количество которой зависит от глинистости, удельной поверхности и гидрофильности или гидрофобности образца.

Изучение разрезов скважин ядерно-магнитными методами обычно проводится в комплексе с исследованиями, осуществляемыми другими геофизическими методами, что в конечном итоге позволяет однозначно интерпретировать получаемый материал. При геофизических исследованиях данные метода ЯМР чаще всего используются для выделения коллекторов в разрезе скважин, определения эффективной пористости коллекторов, оценки характера насыщающего пласт флюида и промышленной нефтеносности коллектора.

При выделении коллекторов методом ЯМК используется его основная особенность, заключающаяся в том, что кривые этого метода характеризуют разрез лишь по одному его свойству, а именно содержанию в пластах флюида, способного перемещаться при градиентах давления. Следовательно, по данным ЯМР в разрезе скважин выделяются только пласты-коллекторы. Как показано С. М. Аксельродом с соавторами [144], результаты литологического расчленения разреза по кривым ЯМР хорошо сопоставляются с данными стандартных геофизических исследований. При этом в сложных разрезах метод ЯМР позволяет более точно оценить строение коллектора.

Исследования эффективной пористости коллекторов, проведенные указанными выше авторами, показали, что результаты определений  $K_{п.эф}$  на месторождениях Сабунчи — Балаханы — Раманы и Узень, по данным ЯМР, обеспечивают ту же точность, что и определение среднего значения этого параметра по результатам исследования образцов пород. В то же время определение  $K_{п.эф}$ , по данным ЯМР, не требует предварительного построения зависимости между  $K_{п.эф}$ , определенными в лабораторных условиях, и ИСФ.

При оценке характера насыщающего пласт флюида, по данным ЯМР, основываются на том, что время продольной релаксации  $T_1$  в водонасыщенном пласте отлично от  $T_1$  нефтенасыщенного пласта.

На параметр  $T_1$  заметно влияют глинистость, фильтрат бурового раствора и другие параметры, однако учесть это с достаточной точностью не всегда возможно. Поэтому разделение водонасыщенных и нефтенасыщенных коллекторов по времени продольной релаксации с наибольшим эффектом проводится при пресных пластовых водах.

Для оценки промышленной нефтеносности коллекторов и их продуктивности необходимо иметь данные о содержании свободной воды в нефтеносных пластах, которые могут быть получены на основе комплексной интерпретации данных ЯМР и

других геофизических методов. Определив, по данным БК и ИК, общее содержание воды в пласт  $K_B$  и, используя МБК и ЯМК для получения значения коэффициента остаточной водонасыщенности  $K_{B,0}$ , можно вычислить коэффициент свободной водонасыщенности  $K_{B-c} = K_B - K_{B,0}$ .

Наряду со скважинным вариантом метода ЯМР, т. е. ЯМК к настоящему моменту разработаны методики определения коллекторских свойств (пористости, содержания связанной воды, проницаемости) на образцах горных пород с использованием лабораторной техники импульсного ЯМР. Если определение пористости базируется, как и в случае ЯМК, на прямой зависимости сигнала ЯМР от количества жидкости в образце, то применение ЯМР для определения связанной воды основывается на представлении о полифазном состоянии воды в пористой среде, где каждое фазовое состояние жидкости характеризуется определенным водородосодержанием и временем  $T_1$  спин-решеточной релаксации. В связи с уменьшением подвижности молекул воды и соответственно протонов, входящих в их состав, в слоях жидкости, связанных с поверхностью, т. е. находящихся в непосредственной близости от нее, их времена релаксации понижаются. Следствием этого является присутствие в релаксационной зависимости (ядерной намагниченности от времени) компонентов, характеризующихся различными временами релаксации, как правило, имеющих величину много меньше, чем время релаксации воды в неограниченном объеме (вне пористой среды). В этой связи некоторые исследователи полагали, что разделив тем или иным способом полную кривую на компоненты, можно определить содержание связанной воды. Однако более внимательное рассмотрение этого вопроса показывает, что определение связанной воды подобным образом затрудняется наличием обмена молекул между различными фазами жидкости в индивидуальной поре. Вследствие этого каждая пора характеризуется интегральным временем релаксации, а релаксационная зависимость является отражением порометрии образца. Таким образом, компоненты с малым временем релаксации будут соответствовать малым порам, а с большими временами — наиболее крупным.

Для каждого конкретного типа горных пород существует корреляционная связь между порометрией и проницаемостью, что было показано В. М. Запорожцем и другими [36], а также Д. Сиверсом [171] и А. Тимуром [172]. Близкие результаты были получены, кроме того, С. В. Ведениным и др. [96].

Оценка по данным ядерного магнитного каротажа эффективной пористости обусловлена особенностями аппаратуры метода ЯМР в земном магнитном поле: аппаратура, работающая по методу возбуждения свободной ядерной прецессии в земном магнитном поле, имеет значительное время нечувствительности — «мертвое время». Наличие «мертвого времени» исклю-

чает возможность наблюдения сигналов с малыми временами релаксации, доступными аппаратуре импульсного ЯМР, использующей сильные магнитные поля, вследствие чего сигналы от связанной (остаточной) воды методом ЯМК не регистрируются.

Ядерные магнитные методы исследования скважины так же, как и другие геофизические методы, не являются универсальными, и возможность их применения для изучения разрезов скважин ограничивается рядом факторов. Одни из них понижают точность определений и обусловлены помехами измерения и нестабильностью аппаратуры, другие — приводят к невозможности проведения измерений вообще. Это связано с повышением магнитной восприимчивости либо бурового раствора за счет наличия в нем магнитных утяжелителей, либо разбуриваемых пород. Перспективы развития ядерных магнитных методов исследования связаны с устранением указанных ограничений, а также с усовершенствованием аппаратуры и методики, что в конечном итоге позволит получать более точные сведения при исследовании разрезов скважин.

В практике петрофизического изучения горных пород для оценки коэффициентов пористости и глинистости используют также упругие свойства пород.

Как указывают В. Н. Дахнов и В. Н. Кобранова, объективная интерпретация промыслово-геофизических исследований возможна лишь на основе данных о физико-химических свойствах пород, полученных в результате лабораторного изучения керна скважин. Комплекс исследований должен включать в этом случае, с одной стороны, данные о гранулометрическом и петрографо-минералогическом составе, а с другой — о различных физико-химических свойствах пород. К последним относятся емкостные и фильтрационные (пористость, проницаемость, нефтегазонасыщенность), электрические (электрическое сопротивление, диффузионно-адсорбционная активность), радиоактивные (естественная радиоактивность и нейтронная активность), упругие и некоторые другие характеристики отложений. Указанные данные и полученные на их основе графики зависимости между гранулометрическим и петрографо-минералогическим составом пород различного литологического типа и характерными электрическими, радиоактивными и упругими свойствами позволяют использовать эти графики для интерпретации промыслово-геофизических исследований в процессе проведения нефтегазопромысловых работ непосредственно в скважинах.

Учитывая весьма различные петрофизические характеристики отдельных типов глинистых минералов, в последнее время при использовании их для решения самых различных вопросов нефтегазовой геологии и геофизики, все большее значение приобретают дифференцированные данные о структурных и

кристаллохимических особенностях этих минералов. В частности, Н. А. Скибицкая и Д. Д. Котельников [121], на основе рентген-дифрактометрического исследования глинистых минералов, а также изучения общей емкости обмена и состава обменных катионов в нерастворимых остатках карбонатных пород мелового возраста Октябрьской площади Крыма показали, что физические свойства пород непосредственно связаны с особенностями содержащихся в них глинистых минералов.

Позднее, изучая терригенные отложения Западно-Сибирской низменности, Н. А. Скибицкая [120] установила, что преобразование, которым подвергаются как отдельные компоненты пород, так и сами породы в целом, приводят к усложнению структуры порового пространства пород, к изменению объемной глинистости пород и ее составляющих, а также свойственной им диффузионно-адсорбционной активности. Для продуктивных отложений Западно-Сибирской низменности характерно присутствие в породах цементов различного минералогического типа: силицевого (кварцевого, халцедонового), карбонатного, фосфатного и глинистого, причем последний представлен каолинитом, гидрослюдой, монтмориллонитом, хлоритом или характеризуется смешанным составом. Гидрослюдистый цемент имеет преимущественно аллотигенное происхождение. В отличие от этого каолинитовый цемент, образованный в результате преобразования гидрослюд, особенно их деградированных разностей (монтмориллонит-гидрослюдистых смешаннослойных образований), наиболее характерен для пласта «П» Шаимской группы месторождений. Монтмориллонитовый цемент свойствен продуктивным отложениям Уренгойского газового месторождения. В свою очередь, в породах сеноманского горизонта верхнего мела Уренгойского месторождения хлоритовый цемент присутствует в виде «хлоритовых роз», а на Самотлорском и Мегионском месторождениях (пласт БvIII) представлен обогащенным Fe хлоритом, обволакивающим зерна терригенного каркаса породы. Отмечая процессы регенерации или пелитизации зерен скелета, в частности, преобразование полевых шпатов в глинистые минералы, Н. А. Скибицкая показала, что различные изменения, происходящие в породах, оказывают существенное влияние на физические (обменная способность глинистого цемента, удельное электрическое сопротивление) и коллекторские (пористость, проницаемость) свойства пород.

Дальнейшее развитие эти исследования получили в работе В. Г. Виноградова [12], посвященной выяснению влияния глинистых минералов в полимиктовых песчаниках юрского возраста месторождения Узень (п-в Мангышлак, Казахстан) на важнейшие электрические характеристики последних — удельное электрическое сопротивление и диффузионно-адсорбционную активность. Как показал указанный автор, важнейшей характеристикой терригенных песчано-алевритовых коллекторов

является количественное содержание в них глинистой примеси и ее минералогический состав. При этом для изученного им типа песчаников и алевролитов необходимо учитывать не только все компоненты глинистого материала, присутствующие в породе, но и индивидуальный вклад этих компонентов в формирование адсорбционной способности породы, а также ее электрических и коллекторских свойств.

При анализе корреляционной зависимости между параметром пористости и коэффициентом пористости, построенной для продуктивных верхнеюрских отложений месторождения Узень, В. Г. Виноградовым [12] было установлено (рис. 50), что наиболее тесная связь  $P_{II} = f(K_{II})$  характерна для образцов со значительным содержанием разбухающих минералов (монтмориллонита или монтмориллонит - гидрослюдистых смешаннослойных образований). Точки, соответствующие этим образцам, расположены на линии регрессии. На основании электронномикроскопических исследований указанный автор, кроме того, показал, что в исследованных им образцах присутствуют две разновидности глинистых минералов, различающиеся по морфологическим особенностям. Первая представлена удлиненно-чешуйчатой разновидностью монтмориллонита, соответствующей, как мы отмечали выше, монтмориллонит-гидрослюдистому смешаннослойному образованию аутигенного типа, а вторая — тонкими пластинками псевдоизометричной формы, которые по рентген-дифрактометрическим данным относятся главным образом к каолиниту и частично к хлориту.

Установлено, что присутствие разбухающих глинистых минералов в коллекторах, даже в количестве менее 5% приводит к ухудшению их коллекторских свойств, а при содержании разбухающих глинистых минералов свыше 10% порода практически перестает быть коллектором. В этом случае (рис. 50) связь между  $P_{II}$  и  $K_{II}$  хорошо выражена и расположена в нижней области графика зависимости  $P_{II} = f(K_{II})$ .

В качестве параметра, отражающего содержание в породе глинистого материала и его минералогический состав, при построении зависимости  $P_{II} = f(K_{II})$  использовались диффузионно-

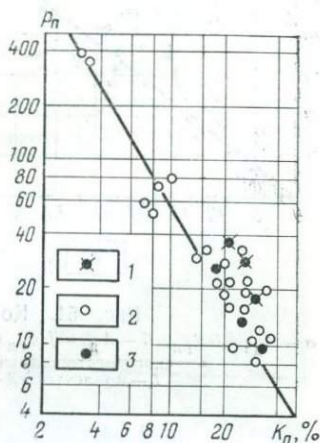


Рис. 50. Корреляционная зависимость  $P_{II} = f(K_{II})$  при насыщении образцов раствором  $C_v = 2,2$  н для полимиктовых песчаников гидрослюдисто-каолинит-хлоритового состава верхней юры горизонта XIII (Узень, скв. 1471). По В. Г. Виноградову, 1975 г.  
Содержание разбухающих пакетов (в %): 1 — 1-5, 2 — 5-10, 3 — более 10

адсорбционная активность  $A_{да}$  или величина приведенной емкости обмена  $q_p$ . Поскольку различные глинистые минералы имеют большой диапазон изменения емкости катионного обмена (табл. 5) и диффузионно-адсорбционной активности, содержание глинистого материала в породе не отражает полностью указанных свойств.

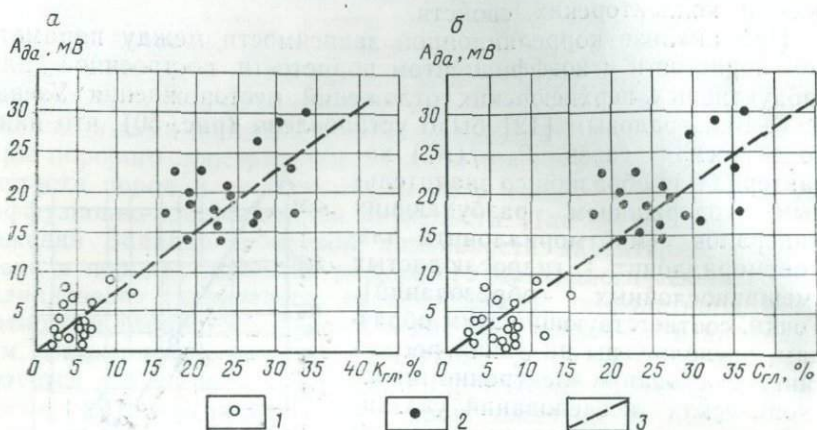


Рис. 51. Корреляционные зависимости:

$a - A_{да} = f(K_{гл})$ ,  $b - A_{да} = f(C_{гл})$  для песчаников и алевролитов девона Туймазинского месторождения. По Б. Ю. Вендельштейну, 1966 г.  
1 — коллектор; 2 — неколлектор; 3 — линия регрессии

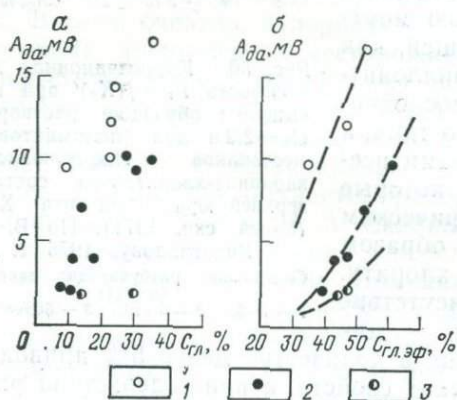


Рис. 52. Корреляционные зависимости:

$a - A_{да} = f(C_{гл})$ ,  $b - A_{да} = f(C_{гл.эф})$  для образцов песчаников, алевролитов и глин верхнеюрских отложений (Узень, скв. 1471). По В. Г. Виноградову, 1975 г.

1 — глинистый материал монтмориллонит-гидрослюдистого состава; 2 — то же, хлоритового состава; 3 — то же, каолинитового состава

Изучение кварцево-полевошпатовых песчаников и алевролитов девона Туймазинского месторождения Башкирии показало, что корреляционная связь параметра  $A_{да}$  с объемной  $K_{гл}$  и массовой  $C_{гл}$  глинистостью породы можно аппроксимировать прямыми. Коэффициент корреляции для указанных сопоставлений близок к единице (рис. 51).

Для полимиктовых песчаников и алевролитов, по данным В. Г. Виноградова, корреляционные связи между диффузионно-адсорбционной активностью и различными характеристиками глинистости: массовой —  $C_{гг}$  и объемной —  $K_{гг}$ , а также приведенной емкостью обмена —  $q_{ц}$ , для полимиктовых песчаников и алевролитов характеризуются существенным разбросом экспериментальных точек, который тем значительнее, чем большей полиминеральностью отличается исследуемый материал. Так, зависимость  $A_{да} = f(C_{гг})$  и  $A_{да} = f(C_{гг.эф})$  для глинистого цемента песчаников и алевролитов, с одной стороны, и глинистой породы, с другой, для месторождения Узень показывает (рис. 52), что точки для образцов, содержащих монтмориллонит-гидрослюдистую ассоциацию, располагаются в верхней, хлорит — в средней, а каолинит — в нижней части графика. В этом случае,  $C_{гг.эф}$  представляет эффективную глинистость, под которой понимается общее содержание глинистого материала в образце, т. е.  $C_{гг} + C_{гг.ск} + C_{гг.раст}$ , где  $C_{гг}$  — содержание

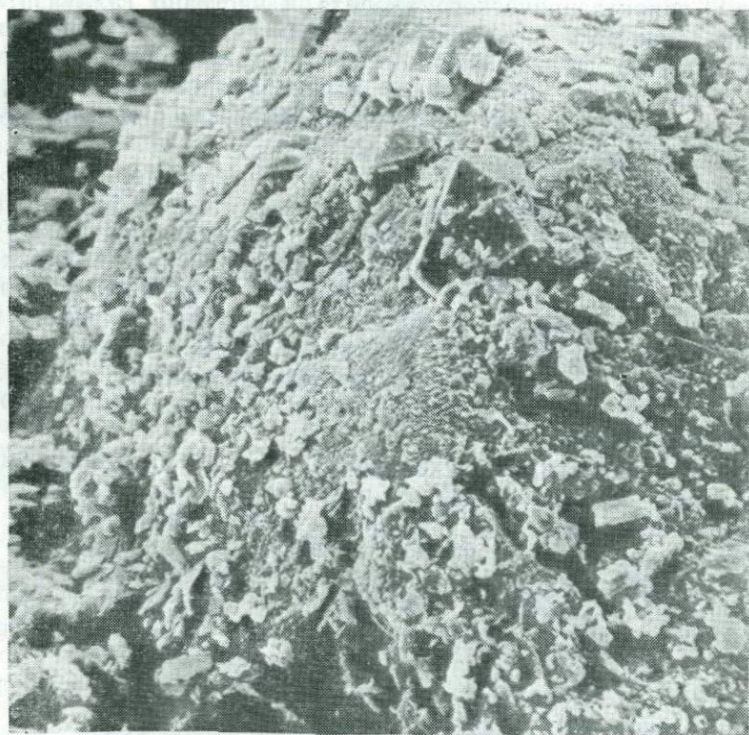


Рис. 53. Электронная микрофотография пелитизированного зерна полевого шпата. Узень, скв. 1471, полимиктовый песчаник.  $\times 700$ . По В. Г. Виноградову, 1975 г.

глинистого материала, выраженное в процентах и установленное по гранулометрическому анализу;  $C_{\text{гл.ск}}$  — количество глинистого материала, содержащегося в скелете породы и  $C_{\text{гл.раст}}$  — количество глинистого материала, присутствующего в растворимой части скелета. Понятие  $C_{\text{гл}}$  скелета введено в связи с тем, что, как показали данные растровой электронной микроскопии (рис. 53), в результате частичного преобразования полевых шпатов, входящих в скелет породы, образуется дополнительное количество глинистого материала, не учитываемое при гранулометрическом анализе. В свою очередь  $C_{\text{гл.раст}}$  включает глинистые минералы триоктаэдрического (шамозит и хлорит) и частично диоктаэдрического типа (галлуазит, обогащенный  $\text{Fe}^{3+}$  и  $\text{Mg}$  монтмориллонит), которые в той или иной степени растворяются при обработке образцов 2%-ной  $\text{HCl}$  в процессе гранулометрического анализа. Учет высоко химически активных, т. е. растворяющихся при обработке в соляной кислоте глинистых минералов из групп серпентина — шамозита, монтмориллонита (обогащение  $\text{Fe}$  и  $\text{Mg}$  разновидности), триоктаэдрического хлорита и частично галлуазита, а также глинистых минералов, возникших за счет пелитизации зерен полевых шпатов и обломков пород, позволяет существенно улучшить рассматриваемые корреляционные связи.

Как известно [164], глинистые минералы в поровом пространстве, насыщенном высокоминерализованной водой, находятся в агрегированном состоянии. Структура порового пространства, образованная неразбухающими глинистыми минералами ди- (каолинитом и гидрослюдой) и триоктаэдрического (хлоритом) типов при уменьшении минерализации насыщающих пород растворов изменяется только за счет частичной дезагрегации глинистых минералов. Однако вследствие различного размера микроблоков каолинита и гидрослюды по оси  $c$  и особенно весьма небольшой толщины индивидуальных частиц хлорита [57, 65] влияние этих минералов на коллекторские свойства пород различно [117].

В свою очередь, разбухающие глинистые минералы (монтмориллонит, смешаннослойные разности как ди-, так и триоктаэдрического типа) при снижении минерализации [164] значительно изменяют структуру порового пространства, так как, кроме дезагрегации, в этом случае происходит также катионный обмен, в том числе в межслоевых промежутках, что может сопровождаться при замене, например,  $\text{Ca}$ -, а также  $\text{Mg}$ -катиона, на  $\text{Na}$  дополнительным связыванием ими воды и разьединением элементарных слоев у минералов данного типа на максимальное расстояние.

В результате этого происходит уменьшение объема фильтрующих пор и ухудшаются коллекторские свойства пород. Следует заметить, что при изменении минерализации насыщающего порою раствора силикатные слои каолинита, гидрослюды,

монтмориллонита и смешаннослойных образований диоктаэдрического типа в проницаемых породах в кристаллохимическом отношении остаются относительно устойчивыми. В то же время их триоктаэдрические аналоги, в том числе смешаннослойные образования, которые чаще всего присутствуют в осадочных породах в форме, близкой к упорядоченной, т. е. содержат до 50% разбухающих пакетов, являются весьма чувствительными к изменению минерализации и особенно состава вод. В частности, при поступлении в проницаемые пласты, содержащие триоктаэдрические минералы пресных вод, за счет окисления  $Fe^{2+}$  и выноса избытка  $F^{3+}$ , а также  $Mg$  из их структуры, происходит диоктаэдризация, либо полное разложение минералов. Наоборот, изменение термобарических условий оказывает наибольшее влияние на диоктаэдрические разбухающие минералы, которые при повышении температуры быстро переходят в разности с последовательно уменьшающимся количеством лабильных межслоевых промежутков, тогда как триоктаэдрические смешаннослойные минералы с содержанием около 50% разбухающих пакетов остаются устойчивыми в широком диапазоне изменения давлений и температур. Поэтому присутствие ди-, либо триоктаэдрических минералов определяет специфическое влияние их на формирование структуры порового пространства и на коллекторские свойства песчано-алевритовых пород [66].

Как отмечает А. Н. Данилин [27] при изучении полимиктовых песчано-алевритовых пород юрского возраста Южного Мангышлака, диффузионно-адсорбционная активность глинистых разностей пород с глубиной возрастает, что приводит к увеличению величины  $A_{да}$  до 60 мВ на глубинах более 1400 м, тогда как на меньших глубинах она составляет не более 30—40 мВ. Карбонатный цемент снижает величину  $A_{да}$  и усиливает разброс точек на экспериментальных зависимостях между  $A_{да}$  и другими физическими свойствами. Указанный автор получил также тесную корреляционную связь зависимости  $A_{да}$  от массовой и относительной глинистости. Последняя зависимость оказалась практически одинаковой для месторождений Узени и Жетыбая.

Соответственно, В. С. Кудрявцевым [72] исследовалась диффузионно-адсорбционная активность образцов из продуктивных горизонтов юрского возраста Мегйонского и Самотлорского месторождений Среднеобской нефтегазоносной области Западной Сибири. В отличие от результатов, полученных А. Н. Данилиным [27], в рассматриваемом случае не обнаружена зависимость  $A_{да}$  от параметров, определяющих глинистость коллекторов, поэтому характеристикой, наиболее правильно отражающей содержание высокодисперсной фракции в породе, В. С. Кудрявцев считает адсорбционную способность породы, оцениваемую емкостью катионного обмена  $Q$  и гигроскопической влажностью  $W$ . На основании четкой связи между

$A_{да}$  и  $Q$  был предложен параметр  $\eta q$ , вычисляемый по формуле, аналогичной для определения относительной глинистости и учитывающий как обменные свойства породы, так и распределение тонкодисперсных минералов в поровом пространстве коллекторов.

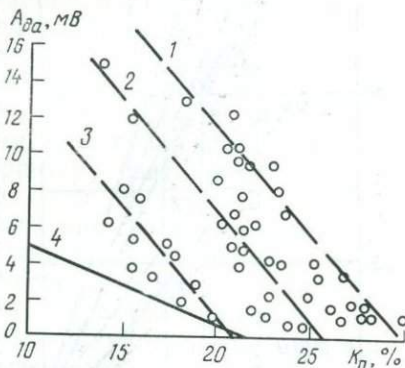
Согласно данным Е. И. Леонтьева и др. [42], полученным при изучении диффузионно-адсорбционной активности полимиктовых песчано-глинистых пород мелового и юрского возраста ряда месторождений Западной Сибири, основным фактором, определяющим величину  $A_{да}$ , является их глинистость. При этом была установлена корреляционная связь  $A_{да}$  с суммарным содержанием цементирующего материала и относительной глинистостью коллекторов. Наиболее высокие коэффициенты корреляции были получены для отложений с каолинитовым (аллотигенным и аутигенным) и Mg-Fe-хлоритовым (аутигенным) цементом. Однако отмечается также существенное влияние содержания гидрослюда на величину  $A_{да}$ . Обнаружена, кроме того, тенденция к увеличению  $A_{да}$  с глубиной, связанная с уплотнением глинистого материала и ростом относительной доли двойного электрического слоя в сечении микрокапиллярных пор.

В. В. Поспелов [100] в результате изучения зависимостей между структурой порового пространства и минералогическим составом полимиктовых песчаников юрского возраста месторождений Узень и Жетыбай, с одной стороны, и рядом их электрических свойств, с другой — установил следующие закономерности. Существенное влияние на значение петрофизических величин и характер связи между ними оказывают также постседиментационные процессы, интенсивность которых зависит от первоначального вещественного состава породы, физико-химических параметров среды накопления осадков и термобарических условий последующего их преобразования. В связи с этим указанный автор рекомендует при оценке емкостных и фильтрационных свойств коллекторов рассматриваемого типа по их электрическим параметрам использовать экспериментальные зависимости, полученные на керновом материале отложений, находящихся на определенной стадии их постседиментационного изменения. Наибольшее влияние на величины коэффициентов пористости и проницаемости, степени преобразованности неустойчивых как глинистых, так и неглинистых компонентов породы, а также удельной поверхности твердой фазы оказывают содержание и свойства глинистого материала коллекторов, соответствующие определенной стадии вторичных преобразований пород. Особенности ассоциаций глинистых минералов полимиктовых пород проявляются в этом случае в различных свойствах аллотигенного и аутигенного глинистого вещества и его пространственном расположении в объеме породы. При этом, как показано выше (см. главу V), аллотигенный глинистый ма-

териал распределяется в поровом пространстве песчано-алевритовых пород беспорядочно, тогда как аутигенный локализуется на свободных участках пор, подчиняясь установленным В. Д. Шутовым с соавторами [23] оптическим, Д. Д. Котельниковым и другими [67] рентгеноспектральным методами закономерностям, связанным с более ранней генерацией триоктаэдрических минералов, по сравнению с диоктаэдрическими. По данным В. В. Поспелова, песчаные и алевритовые частицы полимиктовых пород обладают значительной активностью (емкостью обмена, гигроскопичностью, влажностью и т. д.), соизмеримой с диффузионно-адсорбционной активностью глинистого цемента. Эти данные позволили объяснить высокое значение  $K_{в.о}$  при высокой продуктивности коллекторов тем, что значительное количество воды находится в связанном состоянии пелитизированной частью зерен полевых шпатов. Пелитизация зерен неустойчивых минеральных компонентов породы повышает общее содержание глинистого материала в коллекторах и долю микрокапиллярных пор в объеме порового пространства. Влияние вещественного состава твердой фазы указанных выше кол-

Рис. 54. Корреляционные зависимости  $A_{да} = f(K_{п})$  песчаных коллекторов полимиктового (1—3) и кварцевого (4) состава.

Месторождение Узень, верхняя и средняя юра: 1 — для образцов с преимущественно хлоритовым цементом, 2 — то же, с каолинит-гидрослюдистым цементом, 3 — то же, с кальцитовым цементом. Месторождение Ромашкино, девон: 4 — для образцов с каолинит-гидрослюдистым цементом



лекторов, проявляется в расчленении зависимости  $A_{да} = f(K_{п})$  по преобладающему глинистому минералу в составе цемента породы (рис. 54). Наибольшими значениями  $A_{да}$  при постоянной пористости обладают образцы с преимущественно хлоритовым (по-видимому, из-за малой толщины частиц этого минерала) цементом, наименьшим — с преимущественно карбонатным цементом, резко снижающим активность образцов. Связь  $A_{да}$  с коэффициентом проницаемости  $K_{пр}$  теснее для полимиктовых отложений, чем для аналогичных пород кварцевого состава. При этом коэффициент корреляции этой зависимости определяется степенью катагенетических преобразований полимиктовых пород.

Для надежной интерпретации промыслово-геофизических данных, полученных методом электрического зондирования сква-

жин, необходимым условием является обязательный учет глинистости на величину удельного сопротивления породы. Это позволит свести к минимуму ошибки при определении коэффициентов пористости и нефтегазонасыщенности по данным метода сопротивлений. В связи с этим большое значение имеет исследование природы удельного электрического сопротивления как эталонных глинистых пород различного минералогического состава, так и искусственно полученных методом моделирования глинистых песчаников с заданным соотношением глинистости цемента определенного типа.

С этой целью А. С. Горбенко были проведены исследования по изучению зависимости  $P_n = f(K_n)$  на искусственных образцах кварцевых песчаников с различным содержанием каолинитового, на основе каолина Просняновского месторождения Украинской ССР, и монтмориллонитового, на основе аскангеля Асканского месторождения Грузинской ССР, (рис. 55) цементов. В результате проведенных опытов автором была получена серия зависимостей параметра пористости  $P_n$  от коэффициента пористости  $K_n$  для искусственных образцов с каолинитовым цементом. Было четко установлено влияние минерализации насыщающего породы раствора на величину параметра пористости при различных величинах глинистости  $C_{гг}$ . В качестве насыщающих растворов использовались растворы NaCl при минерализации от 0,01 н до 3 н. Было показано, что область, в которой глинистость не влияет на величину параметра пористости, располагается в интервале минерализаций 0,1—0,5 н, что хорошо согласуется с литературными данными [113]. Анализ экспериментальных зависимостей  $P_n = f(K_n)$  для чистых глинистых пород при различных величинах минерализации насыщающих их растворов NaCl подтвердил имеющиеся представления о влиянии поверхностной проводимости на величину параметра пористости как наиболее важного фак-

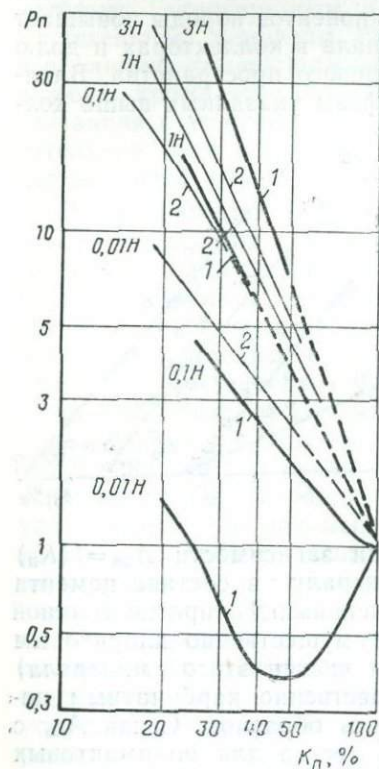


Рис. 55. Корреляционная зависимость  $P_n = f(K_n)$  для различных глин и минерализации насыщающего раствора. По А. С. Горбенко, 1975 г.

1 — монтмориллонит; 2 — каолинит

тора, влияющего на величину удельного электрического сопротивления глинистых коллекторов. В то же время было установлено, что величина  $R_{\Pi}$  связана также с морфологией частиц уплотняющейся глинистой породы. Глинистые минералы оказывают существенное влияние на формирование структуры порового пространства, а также физические и коллекторские свойства не только терригенных, но и карбонатных пород-коллекторов. Изучение коллекторов в разрезах карбонатных пород, вследствие значительной изменчивости этих пород по разрезу, связано с определенными трудностями. Более просты для изучения карбонатные коллекторы с межгранулярной пористостью, которые встречаются сравнительно редко. Значительно чаще в карбонатных породах развит трещинный, каверново-трещинный и карстовый тип пористости.

Оценка емкостных и фильтрационных свойств карбонатных пород промыслово-геофизическими методами, в частности определение  $K_{\Pi}$  по кривым потенциалов собственной поляризации, возможна только при наличии достаточно тесной связи между пористостью и содержанием в изучаемых породах глинистой примеси при постоянной минерализации и химическом составе пластовой воды. Если в терригенном разрезе методом собственных потенциалов в настоящее время успешно решается ряд геологических задач при интерпретации диаграмм СП, то в карбонатных породах эффективность использования метода СП обычно низка. Это объясняется тем, что карбонатные породы отличаются от терригенных по характеру связи диффузионно-адсорбционной активности с различными параметрами, характеризующими глинистость и коллекторские свойства. Выяснение причин этих отличий, а также изучение физико-химических процессов при взаимодействии карбонатных пород с растворами различных солей позволит более обоснованно проводить интерпретацию метода собственных потенциалов в карбонатном разрезе. В практике промысловой геофизики для определения глинистости карбонатных пород чаще всего используются данные нейтронного гамма-метода совместно с результатами изучения собственных потенциалов в породах с глинистостью до 5—10%, а также данные гамма-метода в породах, глинистость которых выше 10%. Методика определения глинистости и пористости карбонатных пород при совместной обработке диаграмм СП и НГМ разработана Б. Ю. Вендельштейном и Н. В. Манчевой.

В. С. Кудрявцев показал также, что основным способом определения глинистости в карбонатном разрезе верхнего мела (турона) Октябрьской площади Крыма, следует считать метод СП, используемый совместно с НГМ. Определение глинистости по данным СП и НГМ хорошо согласуется с содержанием нерастворимого остатка в породах. Как известно [77], диффузионно-адсорбционная активность породы обуславливается в основном

содержанием глинистого материала в порах породы и его адсорбционной активностью. В этом отношении карбонатный материал обладает незначительной активностью. Глинистые минералы в нерастворимых остатках известняков представлены гидрослюдой с примесью монтмориллонит-гидрослюдистых смешаннослойных образований, причем гидрослюда относится как к изометричнопластинчатой, так и к удлиненнопластинчатой разновидности. Если изометричнопластинчатая гидрослюда является в основном продуктом стадийного изменения слюд в процессе переноса, осаждения и, частично, диагенеза, то удлиненнопластинчатая форма частиц второй разновидности этого минерала, указывающая на ее аутигенное происхождение, возникла в трещинах карбонатной породы. Монтмориллонит присутствует в виде удлиненночешуйчатой разновидности, индивиды которого отличаются от удлиненных пластинок гидрослюды меньшим размером и более значительным содержанием разбухающих пакетов в его структуре [53, 55].

В этих породах изменение массовой емкости обмена обусловлено в основном различным соотношением между изометрично- и удлиненнопластинчатыми гидрослюдами, а также содержанием в них алевроитовой и глинистой фракций.

Указанный выше автор рекомендует рассматривать величину диффузионно-адсорбционной активности  $A_{да}$  в зависимости от глинистости  $C_{гд}$  и пористости  $K_{п}$  одновременно для различного состава цемента. При этом наибольшее влияние на  $A_{да}$  будет оказывать глинистый материал, заполняющий поры породы. Наличие достаточно тесной связи  $A_{да}$  с относительной глинистостью для карбонатных пород определенного возраста создает предпосылки для оценки глинистости по данным интерпретации диаграмм СП и НГМ.

При оценке коллекторских свойств карбонатных пород по данным изучения керна в лабораторных условиях весьма важное значение имеют диагностика глинистых минералов и оценка степени их влияния на важнейшие петрофизические характеристики. Поскольку глинистые минералы в карбонатных породах находятся в рассеянном состоянии и содержание их крайне невелико, определение глинистых минералов связано с известными трудностями. Решение этой задачи, как отмечает А. М. Иванов [41], возможно только на основе комплексного исследования их современными методами непосредственно в породах и после выделения в виде фракции мельче 0,001 мм. Так, установленный автором состав дисперсных минералов карбонатных пород девона и нижнего карбона Среднего Заволжья позволил уточнить количественные характеристики карбонатных коллекторов нефти и газа, в частности их физические параметры (пористость, проницаемость) и с учетом геофизических данных получить ряд важных в практическом отношении сведений о породах-коллекторах данного района.

Таким образом, приведенный обзор показывает, что использование дифференцированных данных о глинистых минералах позволяет получать более детальную характеристику пород-коллекторов, содержащих глинистый материал, учитывать присутствие в породе всех компонентов глинистого вещества и их специфическое влияние на формирование емкостных и фальтрационных свойств пород. Принимая во внимание весьма различные петрофизические характеристики отдельных типов глинистых минералов, получение дифференцированных данных об их структурных и кристаллохимических особенностях имеет весьма важное значение для использования результатов изучения глинистых минералов при решении самых различных вопросов нефтегазовой геологии и геофизики. К таким вопросам, требующим тщательного изучения и способным улучшить качество интерпретации промыслово-геофизических данных, можно отнести следующие. Определение суммарного содержания воды в глинистых породах определенного минералогического состава и дифференцированного в различных структурных позициях отдельных минералов; особенно претерпевших воздействие больших давлений и температур; особенности взаимодействия отдельных типов глинистых минералов и изменение его в различных зонах осадочного чехла земной коры, в частности выяснение влияния на промыслово-геофизические данные эффекта, связанного с проникновением фильтрата бурового раствора в призабойную зону; изучение поверхностной проводимости в коллекторах, характеризующихся сложной структурой порового пространства и неоднородным распределением в отдельных породах полиминеральных цементов, особенно аутигенного типа в условиях различной минерализации пластовых вод.

## Заключение

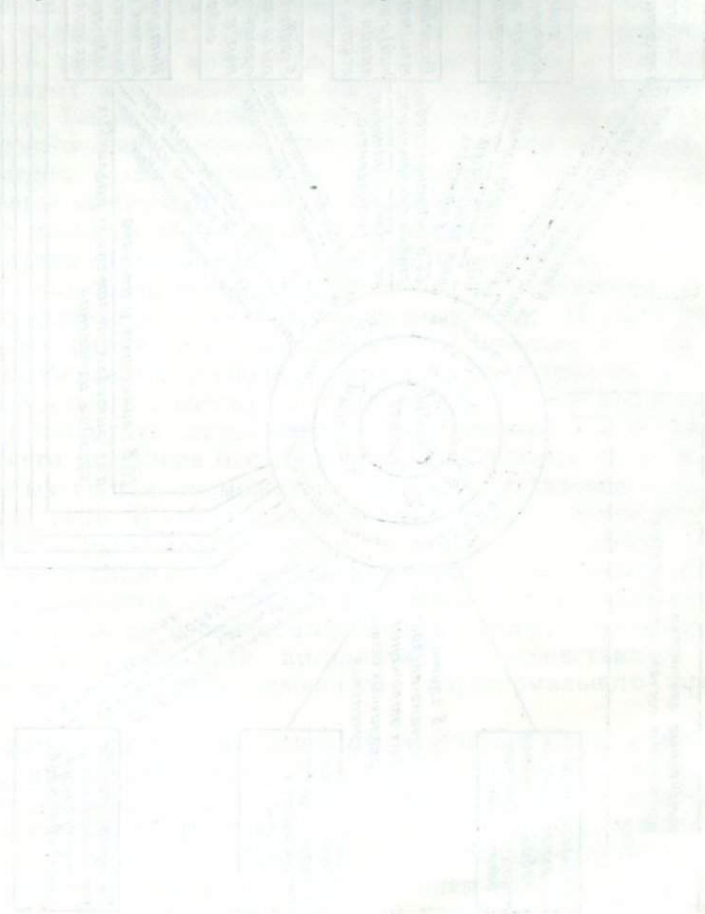
Приведенные выше данные показывают, что вопросы практического использования результатов изучения глинистых минералов в нефтегазовой геологии рассматриваются нами с единых генетических позиций, основывающихся на современных представлениях о кристаллическом строении, генезисе на континенте и последующем изменении их при денудации источников сноса, в процессе мотогенеза, седиментогенеза и на различных стадиях преобразования осадков и сформировавшихся из них пород. Такая комплексная методология при решении как общих аспектов минералогии глин, так и специальных задач геологии нефти и газа позволила установить, что процессы, определяющие особенности глинистых минералов в отложениях различного возраста в пределах всего земного шара, характеризуются едиными закономерностями, контролируемые  $T$ ,  $p$ ,  $X$  среды минералообразования (при условии, что глинистые минералы характеризуются необратимой эволюцией). Первые два из указанных параметров зависят от тектонических и геотермических особенностей региона и определяются глубиной залегания, мощностью и степенью дислоцированности пород. Третий фактор для закрытых систем зависит главным образом от гидрохимического характера бассейна осадконакопления, тогда как для открытых систем он может не отражать первичной среды осадконакопления. В связи с этим если в первом случае новообразования в песчано-алевритовых породах по фазовому составу близки к аллотигенным разностям глинистых минералов, слагающим глинистые породы, то во втором — аутигенные глинистые минералы в проницаемых породах могут иметь иной состав, чем в глинах (или аргиллитах) и представлять в общем случае продукты наложенного гидротермального процесса.

Основываясь на последовательном изменении аллотигенных глинистых минералов как в глинистых, так и в песчано-алевритовых породах, а также закономерном увеличении роли аутигенных глинистых минералов в песчано-алевритовых, трещиноватых (карбонатных и сульфатных), и в разуплотненных глинистых породах (аргиллитах) с увеличением глубины их залегания, разрез осадочного чехла земной коры может быть подразделен на три зоны. В связи с тем что в пределах этих зон сохраняют устойчивость или могут возникать только определенные разновидности глинистых минералов, свойства осадочных пород и их роль в образовании, миграции и аккумуляции



углеводородов и формировании залежей нефти и газа различна (рис. 56).

Использование последних достижений в области минералогии глин (определение или уточнение полной структуры ряда глинистых минералов, а также результаты экспериментальных работ по гидротермальному синтезу) открывает возможность на основании анализа в каждом случае фазового состава и морфологии глинистых минералов надежно прогнозировать их влияние на всю совокупность процессов, связанных с поисками и разведкой месторождений нефти и газа, а также разработкой залежей их при наиболее оптимальных режимах.



## Список литературы

1. *Акрамходжаев А. М.* Органическое вещество — основной источник нефти и газа. Ташкент, Фан, 1973, 203 с.
2. *Бакиров Э. А., Скибицкая Н. А.* Роль процессов катагенеза в формировании коллекторских свойств пород на больших глубинах. — Труды МИНХ и ГП. М., Недра, 1977, вып. 123. с. 37—40.
3. *Барс Е. А., Коган С. С.* Методическое руководство по исследованию органических веществ подземных вод нефтегазоносных областей. М., Недра, 1973, 127 с.
4. *Барташевич О. В.* Нефтепоисковая битуминология и пути ее развития. — Труды ВНИИЯГГ, 1975, вып. 20, с. 3—9.
5. *Бондарик Г. К., Царева А. М., Пономарев В. В.* Текстура и деформация глинистых пород. М., Недра, 1975, 169 с.
6. *Брод И. О.* Основы учения о нефтегазоносных бассейнах. М., Недра, 1964, 60 с.
7. *Булатов А. И.* Тампонажные материалы и технология цементирования скважин. М., Недра, 1977, 325 с.
8. *Вассоевич Н. Б.* Происхождение нефти. — Вестн. Московск. ун-та, геол., 1975, № 5, с. 3—23.
9. *Вассоевич Н. Б., Лейфман И. Е.* Об оценке нефтематеринского потенциала. — Докл. АН СССР, 1977, т. 234, № 4, с. 884—887.
10. *Вендельштейн Б. Ю., Горбенко А. С.* Удельное сопротивление глинистых пород. — В кн.: Губкинские чтения. К 100-летию со дня рождения. М., Недра, 1972, с. 376—385.
11. *Викулова М. Ф., Звягин Б. Б.* Влияние условий образования глинистых пород на развитие и изменение структурных особенностей глинистых минералов. — Сов. геол., 1965, № 5, с. 24—27.
12. *Виноградов В. Г.* Исследование влияния вещественного состава глинистой фракции пород на их электрическое удельное сопротивление и диффузионно-адсорбционную активность (на примере полимиктовых песчаников месторождения Узень). — Автореф. дисс. на соиск. учен. степ. канд. геол.-минер. наук. М., МИНХ и ГП, 1975, 24 с.
13. *Влияние эпигенетических процессов на параметры коллекторов и покрышек в мезозойских отложениях Западно-Сибирской низменности / Б. А. Лебедев, Г. Б. Аристов, Е. Г. Бро и др.* Л., Недра, 1976, 132 с.
14. *Влодарская В. Р., Носов Г. И.* К вопросу о видовой устойчивости глинистых минералов в зоне катагенеза. — Докл. АН СССР, 1973, т. 210, № 5, с. 1183—1185.
15. *Генерация углеводородов в процессе литогенеза осадков.* Труды ин-та геол. и геофиз., 1976, вып. 330, 200 с.
16. *Геология нефти и газа Западной Сибири / А. Э. Конторович, И. И. Нестеров, Ф. К. Салманов и др.* М., Недра, 1975, 678 с.
17. *Главная фаза нефтеобразования / Н. Б. Вассоевич, Ю. И. Корчагина, Н. В. Лопатин и др.* — Вестн. Московск. ун-та, геол., 1969, № 6, с. 3—27.
18. *Глинистые минералы терригенных отложений / И. Д. Зхус, С. Г. Саркисян, Л. Н. Макарова и др.* М., Наука, 1977, 114 с.
19. *Гойло Э. А., Котов Н. В., Туаев Н. А.* Особенности экспериментальной гидрослюдизации каолинита и монтмориллонита в присутствии некоторых гумусовых кислот. — Тезисы докладов на X пленуме Всесоюзной комиссии по использованию глин. Тюмень, Тюменск. книжн. изд-во, 1973, с. 47—49.

20. *Городнов В. Д.* Физико-химические методы предупреждения осложнений в бурении. М., Недра, 1977, 279 с.
21. *Градусов Б. П.* Минералы со смешаннослойной структурой в почвах. М., Наука, 1976, 128 с.
22. *Градусов Б. П., Чижикова Н. П.* Факторы и география глинистых минералов речного стока. — Докл. АН СССР, 1977, т. 234, № 2, с. 425—428.
23. *Граувакии / В. Д. Шутов, А. Г. Коссовская, В. И. Муравьев и др.* Труды ГИН АН СССР. М., Наука, 1972, вып. 238, 345 с.
24. *Гроссгейм В. А.* Терригенное осадконакопление в мезозое и кайнозое Европейской части СССР. Л., Недра, 1972, 247 с.
25. *Гулд Х.* Признаки обстановок осадконакопления — ключ к познанию стратиграфии. — В кн.: Условия древнего осадконакопления и их распознавание. М., Мир, 1974, с. 9—11.
26. *Гуллыев Ч., Смоллянинов В. Г.* О возможности изучения органического вещества и битуминозности пород методом ядерного магнитного резонанса низкого разрешения. — Нефтегазов. геол. и геофиз., 1971, № 9, с. 36—39.
27. *Данилин А. Н.* Физические свойства юрских отложений Южного Мангышлака. Алма-Ата, Наука, 1973, 246 с.
28. *Данюшевский В. С.* Проектирование оптимальных составов тампонажных цементов. М., Недра, 1977, 231 с.
29. *Дахнов В. Н.* Геофизические методы определения коллекторских свойств и нефтегазонасыщения горных пород. М., Недра, 1975, 343 с.
30. *Дриц В. А., Сахаров Б. А.* Рентгеноструктурный анализ смешаннослойных минералов. — Труды ГИН АН СССР, 1976, вып. 295, 256 с.
31. *Дубовик В. И., Четверикова О. П.* Количественный метод рентгеноструктурного анализа концентратов органического вещества. — Труды ВНИГНИ, 1976, вып. 196, с. 5—17.
32. *Дурмишьян А. Г., Хеиров М. Б., Халимов Н. Ю.* О роли глин в формировании аномально высоких пластовых давлений (АВПД) на Бакинском архипелаге и влияние их на проводку скважин. — Нефтегазов. геол. и геофиз., 1974, № 12, с. 29—34.
33. *Еременко Н. А., Милешина А. Г.* Фильтрация нефтей через глинистые породы. — Новости нефт. и газ. техн., сер. геологич., 1961, № 9, с. 38—41.
34. *Жижченко Б. П.* Методы палеогеографических построений в нефтегазоносных областях. М., Недра, 1974, 375 с.
35. *Жуховицкий С. Ю.* Промывочные жидкости в бурении. М., Недра, 1976, 200 с.
36. *Запорожец В. М., Неретин В. Д., Белорай Я. Л.* Определение содержания связанной воды методом ЯМР. — Разведочн. геофиз., 1977, № 75, с. 140—144.
37. *Звягин Б. Б.* Электронография и структурная кристаллография глинистых минералов. М., Наука, 1964, 282 с.
38. *Зинчук Н. Н., Хмелевский В. А., Котельников Д. Д.* Диагностические признаки и генезис глинистых минералов в алмазоносных отложениях мезозоя Мало-Ботугинского района. — Минералогич. сб. Львовск. ун-та, 1975, № 29, вып. 4, с. 47—56.
39. *Зинчук Н. Н., Котельников Д. Д.* Структурно-генетические типы монтмориллонитов в алмазоносных верхнепалеозойских и мезозойских отложениях Западной Якутии. — В кн.: Литология и осадочные полезные ископаемые Казахстана. Алма-Ата, Наука, 1976, с. 113—121.
40. *Зхус И. Д., Шмайк И. И.* К вопросу о предельных глубинах распространения залежей нефти и газа. — Докл. АН СССР, 1975, т. 220, № 2, с. 451—454.
41. *Иванов А. М.* Комплексное изучение карбонатных пород как коллекторов нефти и газа. М., Недра, 1976, 295 с.
42. *Изучение коллекторов нефти и газа месторождений Западной Сибири геофизическими методами / Е. И. Леонтьев, Л. М. Дорогоничская, А. Я. Малыгин и др.* М., Недра, 1974, 239 с.

43. *Изменение* распределения углеводов в поровой системе осадочных пород в процессе перекристаллизации карбонатов и погружения осадков / С. Н. Белецкая, Г. М. Боровая, С. Ш. Леви и др. — В кн.: Исследования органического вещества в современных и ископаемых осадках. М., Наука, 1976, с. 155—162.
44. *Исследование* глин и новые рецептуры глинистых растворов / В. Д. Горднов, В. Н. Тесленко, И. М. Тимохин и др. М., Недра, 1975, 271 с.
45. *Клубова Т. Т.* О текстурных особенностях глинистых пород, определяющих их роль в образовании и сохранении залежей нефти и газа. — Труды ИГиРГИ, 1975, вып. 5, с. 106—111.
46. *Конюхов А. И., Котельников Д. Д., Москалев Н. П.* Глинистые минералы в красноцветных отложениях карбона и палеогена Восточно-Чуйской впадины. — Вестн. Московск. ун-та, геол., 1975, № 5, с. 60—71.
47. *Коржуев А. С., Никишин В. А., Бочко Э. А.* Упрочнение неустойчивых горных пород при бурении скважин. М., Недра, 1969, 150 с.
48. *Коры* выветривания бассейна р. Вилюй / Н. Н. Зинчук, В. И. Тараненко, Е. И. Борис и др. — Изв. АН СССР, сер. геологич., 1978, № 8, с. 108—121.
49. *Косовская А. Г., Дриц В. А.* Кристаллохимия диоктаэдрических слюд, хлоритов и корренситов как индикаторов геологических обстановок. — В кн.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М., Наука, 1975, с. 60—69.
50. *Котельников Д. Д.* О морфологической характеристике каолинита осадочных пород. — Докл. АН СССР, 1958, т. 123, с. 361—364.
51. *Котельников Д. Д.* Глинистые минералы в пашийских отложениях юго-восточной части Татарской АССР. — Труды ВНИИ, 1958, вып. XIV, с. 40—47.
52. *Котельников Д. Д.* Влияние воднорастворимых солей в глинах на характер электронных микрофотографий глинистых минералов. — Изв. АН СССР, сер. геологич., 1959, № 12, с. 28—35.
53. *Котельников Д. Д.* О морфологической характеристике монтмориллонитовых образований осадочных пород. — Минералогич. сб. Львовск. геологич. об-ва, № 17, 1963, с. 60—68.
54. *Котельников Д. Д.* Характеристика и условия накопления глинистых минералов в отложениях майкопской серии Предкавказья. — Изв. АН СССР, сер. геологич., 1963, № 9, с. 70—92.
55. *Котельников Д. Д.* О морфологической характеристике гидрослюд осадочных пород. — Минералогич. сб. Львовск. ун-та, 1965, № 19, вып. 1, с. 26—35.
56. *Котельников Д. Д.* Особенности глинистых минералов и их влияние на коллекторские свойства газоносных пород хадумского горизонта Северо-Ставропольского месторождения. — Литол. и полезн. ископ., 1967, № 2, с. 111—114.
57. *Котельников Д. Д.* Морфология и особенности локализации различных глинистых минералов в древних песчано-алевритовых породах. — Минералогич. сб. Львовск. ун-та, 1974, вып. 28, № 3, с. 75—77.
58. *Котельников Д. Д., Солодкова Н. А.* Условия накопления позднедокембрийских отложений бассейнов рек Теи и Чапы (Енисейский край). — Докл. АН СССР, 1971, т. 199, № 3, с. 688—691.
59. *Котельников Д. Д., Колобова Г. Ф.* Роль биотита в образовании глинистых цементах в коллекторах Ватинского месторождения нефти. — Докл. АН СССР, 1972, т. 207, № 4, с. 950—953.
60. *Котельников Д. Д., Солодкова Н. А.* Упорядоченные триоктаэдрические хлорит-монтмориллониты в вендских отложениях Енисейского края. — Вестн. Московск. ун-та, геол., 1973, № 2, с. 113—114.
61. *Котельников Д. Д., Бейсеев О. Б.* О роли тектонических факторов в образовании 2:1 аутигенных глинистых минералов слоистого типа в осадочных породах. — В кн.: Материалы по минералогии Казахстана. Алма-Ата, Казахский ИМС, 1974, с. 246—257.

62. Котельников Д. Д., Градусов Б. П., Солодкова Н. А. Ди-триоктаэдрические хлориты и диоктаэдрические хлорит-монтмориллониты в позднекембрийских отложениях Енисейского кряжа и Канско-Тасеевской впадины. — Докл. АН СССР, 1975, т. 22, № 3, с. 680—683.
63. Котельников Д. Д., Кирсанов В. В. Зависимость аградации 2:1 глинистых минералов от природы исходного материала и глубины погружения вендских отложений Московской синеклизы. — Изв. вузов, геол. и разведка, 1976, № 3, с. 74—80.
64. Котельников Д. Д., Акаева В. П., Градусов Б. П. О генезисе и термодинамической устойчивости ди- и триоктаэдрических смешаннослойных образований в верхнемеловых и палеогеновых отложениях района Казань-Булаг (Малый Кавказ). — Изв. вузов, геол. и разведка, 1976, № 8, с. 33—41.
65. Котельников Д. Д., Солодкова Н. А. Изучение микроструктур и микротекстур древних осадочных пород методом растровой электронной микроскопии. — Вестн. Московск. ун-та, геол., 1977, № 6, с. 34—43.
66. Котельников Д. Д., Солодкова Н. А. Аутигенные глинистые минералы в позднекембрийских отложениях Енисейского кряжа. — Литол. и полезн. ископ., 1977, № 6, с. 68—84.
67. Котельников Д. Д., Виноградов В. Г., Дзюбло А. Д. О различной термодинамической устойчивости ди- и триоктаэдрических смешаннослойных образований при погружении пород на большие глубины. — Труды МИНХ и ГП. М., Недра, 1977, вып. 123/124, с. 181—183.
68. Котельников Д. Д., Работнов В. Т., Постников А. В. Триоктаэдрические хлорит-монтмориллониты в верхнекембрийских отложениях Сибирской платформы. — Докл. АН СССР, 1979, т. 247, № 2, с. 440—444.
69. Котельников Д. Д., Борисовский С. Е., Солодкова Н. А. Последовательность генерации аутигенного глинистого цемента в древних песчано-алевритовых породах. — Изв. АН СССР, сер. геологич., 1979, № 6, с. 121—137.
70. Котов Н. В. Гидротермальный эксперимент при моделировании структурных преобразований глин. — В кн.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М., Наука, 1975, с. 146—154.
71. Кравченко И. И., Бабалян Г. А. Адсорбция ПАВ в процессе добычи нефти. М., Недра, 1971, 159 с.
72. Кудрявцев В. С. Диффузионно-адсорбционная активность образцов пород Мегионского и Самотлорского месторождений. — Труды ЗапСибНИГНИ, 1974, вып. 65, с. 62—77.
73. Кульчицкий Л. И. Роль воды в формировании свойств глинистых пород. М., Недра, 1976, 212 с.
74. Лазарева В. М. Глинистые породы-покрышки мезозойских и палеогеновых газонефтеносных комплексов Западного Предкавказья. — В кн.: Литология и стратиграфия палеозойских и мезозойских отложений Русской и Скифской платформ. М., Наука, 1972, с. 148—157.
75. Лазарева В. М. К характеристике пород-покрышек Ферганской впадины над залежами нефти и газа различного типа. — Геол. нефти и газа, 1976, № 4, с. 58—59.
76. Ларская Е. С. Размеры и форма включений рассеянного органического вещества как функция исходного состава и условий fossilization. — Тр. ВНИГНИ, 1975, вып. 175, с. 16—27.
77. Латышева М. О., Вендельштейн Б. Ю., Тузов В. П. Обработка и интерпретация материалов геофизических исследований скважин. М., Недра, 1975, 269 с.
78. Леворсен А. Геология нефти и газа. М., Мир, 1970, 639 с.
79. Леше А. Ядерная индукция. М., Изд-во иностр. лит., 1963, 387 с.
80. Липкес М. И. Совершенствование методов химической обработки буровых растворов во ВНИИБТ. — Бурение, 1976, № 10, с. 13—16.
81. Лисицын А. П. Процессы океанской седиментации. М., Наука, 1978, 392 с.
82. Максимов С. П. К вопросу формирования залежей нефти в каменно-

угольных и девонских отложениях Самарской Луки. — Нефт. хоз-во, 1954, № 10, с. 40—47.

83. Максимов С. П., Строганов В. П. Современное состояние проблемы миграции нефти и газа и формирования их залежей в СССР и за рубежом. — Труды ВНИГНИ, 1975, вып. 178, с. 5—24.

84. Марковский Н. И. Палеогеографические основы поисков нефти и газа. М., Недра, 1973, 300 с.

85. Методическое руководство по петрографо-минералогическому исследованию глин / М. Ф. Викулова, Е. И. Орешников, Б. М. Васовский и др. М., Госгеолтехиздат, 1957, 448 с.

86. Мирчинк М. Ф. Современное состояние и основные задачи нефтяной геологической науки. — В кн.: Проблемы геологии нефти. М., Недра, 1975, вып. 5, с. 3—36.

87. Михеев В. Л. Технологические свойства буровых растворов. М., Недра, 1978, 212 с.

88. Мухин Ю. В. Процессы уплотнения глинистых осадков. М., Недра, 1965, 200 с.

89. Носов Г. И., Владарская В. Р. О генетической связи нефтегазоносности Предкавказья и Закавказья с минералогическими типами глинистых пород. — Литол. и полезн. ископ., 1968, № 3, с. 104—119.

90. Обработка карбонатных коллекторов кислотными пенами / В. А. Амирян, М. Н. Галимов, В. А. Илюков и др. — Нефтепромысл. дело, 1977, № 3, с. 17—20.

91. О диагностике и генезисе шамотитов в древних осадочных породах / А. А. Шилин, Д. Д. Котельников, Н. А. Солодкова и др. — Вестн. Московск. ун-та, геол., 1979, № 4, с. 49—58.

92. О минералогии и физико-химических особенностях глинистых покрышек и цемента коллекторов нефтяных месторождений в Западной Сибири / И. Н. Ушатинский, В. М. Цепелев, Л. М. Гаврилова и др. — Геол. нефти и газа, 1969, № 10, с. 50—54.

93. Онищенко Б. А. Палеогеография Северного Кавказа в раннем и среднем эоцене. — Докл. АН СССР, т. 237, № 6, 1977, с. 1449—1451.

94. Определение оптимальной глубины обработки продуктивных пластов месторождений Ставрополя / Б. З. Сергеев, В. В. Калашнев, И. В. Журкин и др. — Нефтепромысл. дело, 1977, № 3, с. 27—30.

95. Определение петрофизических характеристик по образцам / В. Н. Кобранова, Б. И. Извеков, Л. С. Пацевич, М. Д. Шварцман. М., Недра, 1977, 295 с.

96. Определение проницаемости коллекторов методами ядерного магнитного резонанса / С. В. Веденин, Г. Р. Булка, В. М. Винокуров и др. — Геол. нефти и газа, 1972, № 8, с. 63—68.

97. О трансформации глинистых минералов в присутствии органических соединений / С. В. Белов, И. Д. Зхус, Г. И. Крутова и др. — Докл. АН СССР, 1974, т. 215, № 6, с. 1454—1457.

98. Петров В. П. Основы учения о древних корах выветривания. М., Наука, 1967, 343 с.

99. Петросов И. Х. О природных моделях глинообразования и принципе их воссоздания на примере глинистых пород фанерозоя Армянской ССР. — Изв. АН АрмССР, отделение наук о Земле, 1977, № 4—5, с. 134—141.

100. Поспелов В. В. Исследование влияния структуры и минерального состава полимиктовых коллекторов нефти и газа на их важнейшие электрические свойства. Автореф. дисс. на соиск. учен. степ. канд. геол.-минер. наук, МИНХ и ГП, 1975, 20 с.

101. Постникова И. Е., Котельников Д. Д., Постников В. Г. О влиянии ди- и триоктаэдрических смешаннослойных образований на экранирующую способность и коллекторские свойства средне- и верхнедевонских отложений Припятского прогиба. — Изв. вузов, геол. и разведка, 1972, № 9, с. 32—39.

102. Постникова И. Е., Котельников Д. Д., Кирсанов В. В. Глинистые

минералы и условия накопления верхнедокембрийских отложений Московского грабена. — Изв. вузов, геол. и разведка, 1977, № 2, с. 31—41.

103. Потеряев А. Г. Некоторые особенности распространения крупных и гигантских залежей природного газа. — В кн.: Литологические критерии и прогноз нефтегазоносности (на примере Западно-Сибирского седиментационного бассейна). — Труды ЗапСибНИГНИ, Тюмень, 1973, вып. 66, с. 84—122.

104. Применение карбонизированной воды для увеличения нефтеотдачи / Г. А. Бабалян, А. Б. Тумасян, В. Г. Пантелеев и др. М., Недра, 1976, 143 с.

105. Прозорович Г. Э. Покрышки залежей нефти и газа. М., Недра, 1972, 118 с.

106. Прошляков Б. К. Зависимость коллекторских свойств от глубины залегания и литологического состава пород. — Геол. нефти и газа, 1960, № 12, с. 24—29.

107. Прошляков Б. К. Вторичные изменения терригенных пород-коллекторов нефти и газа. М., Недра, 1974, с. 97—141.

108. Прошляков Б. К., Котельников Д. Д. Роль аутигенных минералов в изменении коллекторских свойств песчано-алевритовых пород на больших глубинах. — Труды МИНХ и ГП. М., Недра, 1977, вып. 123/124, с. 33—36.

109. Работнов В. Т., Котельников Д. Д. Постседиментационные преобразования пород верхнедокембрийских формаций центральной части Сибирской платформы. — В кн.: Осадочные формации и их нефтегазоносность. Всесоюзный семинар МГУ. Тезисы докладов. М., Изд-во МГУ, 1978, с. 196—198.

110. Ратев М. А., Котельников Д. Д. О новых находках  $\alpha$ -сепиолита в карбоне Русской платформы. — Докл. АН СССР, 1956, т. 109, № 1, с. 191—194.

111. Региональные глинистые покрышки мезозоя Западно-Сибирской плиты / С. Г. Саркисян, М. С. Зонн, Г. Н. Комардинкина и др. — В кн.: Размещение зон нефтегазоаккумуляции в Западной Сибири. М., Наука, 1974, с. 27—38.

112. Роль глин в нефтеобразовании / Н. Б. Вассоевич, Ю. И. Бурлин, А. И. Конохов и др. — Сов. геол., 1975, № 3, с. 15—29.

113. Румянцева Н. Н. Изучение влияния глинистости на проводимость терригенных пород в связи с определением пористости по методу удельных сжатий. — Автореф. дисс. на соиск. учен. степ. канд. геол.-минер. наук. М., МИНХ и ГП, 1967, 26 с.

114. Русько Ю. А. Вариации структурного совершенства каолинита как типоморфная особенность. — В кн.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М., Наука, 1975, с. 81—89.

115. Саркисян И. С. Исследование рассеянных битумов с помощью ультрафиолетовой микроскопии. М., Наука, 1970, 77 с.

116. Саркисян С. Г., Котельников Д. Д., Шилин А. В. Применение растрового микроскопа для изучения пород-коллекторов девона Волгоградского Правобережья. — Докл. АН СССР, 1970, т. 195, № 2, с. 444—447.

117. Саркисян С. Г., Котельников Д. Д. Глинистые минералы и проблемы нефтегазовой геологии. Л., Недра, 1971, 183 с.

118. Саркисян С. Г., Комардинкина Г. Н. Значение литолого-фациальных особенностей верхнемеловых отложений для выявления зон нефтегазоаккумуляции на севере Западно-Сибирской низменности. — В кн.: Литолого-фациальные комплексы меловых нефтегазоносных отложений Западно-Сибирской низменности. М., Изд. ИГ и РГИ, 1973, с. 47—74.

119. Сахибгареев Р. С., Питкевич П. Т. О происхождении глинистых минералов (на примере продуктивных отложений Усть-Балыкского месторождения). — Докл. АН СССР, 1967, т. 176, № 4, с. 910—913.

120. Скибицкая Н. А. Петрофизические исследования с целью обоснования методики определения остаточной водонасыщенности пород по данным электротометрии (на примере терригенных нефтегазовых отложений Западно-Сибирской низменности). М., Недра, 1971, 280 с.

121. Скибицкая Н. А., Котельников Д. Д. Электронномикроскопическое исследование нерастворимых остатков карбонатных пород верхнего мела Ок-

тябрьской площади Крыма. — Труды МИНХ и ГП, 1966, вып. 56, с. 12—22.

122. *Смехов Е. М.* Теоретические и методические основы поисков трещинных коллекторов нефти и газа. Л., Недра, 1974, 199 с.

123. *Солодкова Н. А., Котельников Д. Д.* Использование глинистых минералов для расчленения и выяснения условий накопления позднедокембрийских отложений бассейнов рек Теи и Чапы (Енисейский кряж). — Изв. вузов, геол. и разведка, 1971, № 2, с. 31—38.

124. *Столярова Г. В., Дзюба С. А., Климкин Н. Е.* Применение высококонцентрированных кислот для обработки терригенных коллекторов. — Нефтепромысловое дело, 1977, № 3, с. 23—25.

125. *Страхов Н. М., Залманзон З. С.* Распределение аутигенно-минералогических форм железа в осадочных породах и его значение для литологии. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1955, № 1, с. 34—52.

126. *Строганов В. П.* Факторы, определяющие экранирующую способность глинистых покрышек и их влияние на высоты залежей углеводородов. — Труды ВНИГНИ, 1971, вып. 108, с. 107—125.

127. *Строганов В. П.* О главных фазах генерации газообразных и жидких углеводородов и условиях формирования зон нефтегазоаккумуляции. — Сов. геол., 1973, № 9, с. 65—75.

128. *Структурные и генетические особенности глинистых минералов в отложениях позднего докембрия Енисейского кряжа и Канско-Тасеевской впадины/Н. А. Солодкова, Б. Б. Звягин, Д. Д. Котельников и др.* — Изв. вузов, геол. и разведка, 1975, № 8, с. 39—50.

129. *Структурно-морфологическое исследование серпентитов из кимберлитов и ассоциирующихся с ним пород/Н. Н. Зинчук, А. Д. Харьков, Д. Д. Котельников и др.* VIII Всесоюз. Совещ. по рентгенографии минеральной сырья. Тезисы докладов, ч. I. Изд-во Львовск. ун-та, 1977, с. 74—75.

130. *Сулганов С. А.* Контроль за заводнением нефтяных пластов. М., Недра, 1974, 224 с.

131. *Термоинтенсификация добычи нефти/Н. К. Байбаков, В. А. Брагин, А. Р. Гарушев, И. В. Толстой.* М., Недра, 1971, 280 с.

132. *Термосолеустойчивые промывочные жидкости на основе палыгорскита. Разработка и применение/Ф. Д. Овчаренко, Н. Н. Круглицкий, С. П. Ничипоренко и др.* М., Недра, 1970, 200 с.

133. *Тосунов Э. М., Моллаев Р. Х., Хуршудов А. Г.* Влияние нефтеводонасыщенности карбонатных пород на интенсивность их взаимодействия с кислотами. — Нефтепромысловое дело, 1977, № 3, с. 30—32.

134. *Условия формирования пород-коллекторов и миграция нефти/К. Р. Чепиков, Ермолова Е. П., Суркова Г. И. и др.* М., Наука, 1976, 107 с.

135. *Ушатинский И. Н.* Экранирующие свойства глинистых пород над залежами нефти и газа в мезозойских отложениях Западно-Сибирской низменности. — Сов. геол., 1971, № 5, с. 51—63.

136. *Формирование основных типов ископаемого органического вещества и их эволюция на последовательных этапах литогенеза/В. А. Успенский, С. Г. Неручев, О. А. Радченко и др.* — В кн.: Природа органического вещества современных ископаемых осадков. М., Недра, 1973, с. 68—78.

137. *Франк-Каменецкий В. А., Котов Н. В.* Новое в области моделирования структурных преобразований глинистых минералов. — В кн.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М., Наука, 1975, с. 139—145.

138. *Ханин А. А.* Петрофизика нефтяных и газовых пластов. М., Недра, 1976, 294 с.

139. *Цветкова М. А.* Влияние минералогического состава песчаных пород на фильтрующие способности и на нефтеотдачу. — Труды Ин-та нефти АН СССР, 1954, т. 3, с. 207—211.

140. *Черников О. А., Куренков А. И.* Литологические исследования песчаных продуктивных коллекторов. М., 1977, 110 с.

141. *Четверикова О. П., Дубовик В. И., Пештина Т. Ю.* Изменение строения рассеянного органического вещества при погружении вмещающих по-

род. — В кн.: Исследования органического вещества и ископаемых осадков. М., Недра, 1976, с. 217—223.

142. *Шербаков О. А.* Буквенные обозначения турнейских фаций. Труды Пермск. политехн. ин-та, 1970, № 67, с. 96—101.

143. *Шербаков О. А.* Применение фациальных кривых для сопоставления разрезов. — Труды Пермск. политехн. ин-та, 1970, № 67, с. 102—106.

144. *Ядерные* магнитные методы исследования скважин/С. М. Аксельрод, В. И. Даневич, В. М. Запорожец и др. М., Недра, 1976, 127 с.

145. *ЯМР-метод* определения типов вод в коллекторах нефти/Г. Р. Булка, С. В. Веденин, В. М. Винокуров и др. — Геол. нефти и газа, 1976, № 6, с. 42—45.

146. *Яншин А. Л.* О так называемых мировых трансгрессиях и регрессиях. — Бюлл. МОИП, отд. геологич., 1973, т. XLVIII, № 2, с. 9—44.

147. *Bailey S. W., Brown B. E.* Chlorite polytypism: 1. Regular and semi-random one-layer structures. — Amer. Mineralogist, 1962, vol. 47, p. 819—850.

148. *Beutelspacher H., Van der Marel H. W.* Atlas of electron microscopy of clay minerals and their admixtures. Amsterdam—London—New York, 1968, 333 p.

149. *Bochko R. A.* Types of microtextural elements and microporosity in clays (based on scanning electron microscopy studies). Intern. symp. on soil structure. Gothenburg, Swedish, 1973, p. 97—103.

150. *Bürst G. F.* Diagenesis of Gulf Coast clayey sediments and its possible relation of petroleum migration Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1969, vol. 53, p. 73—93.

151. *Diagenesis in Sediments.* (Developments in sedimentology vol. 8). Ed. by G. Larsen and G. V. Chilingar. Amsterdam, Elsevier, 1967, 551 p.

152. *Edzward I. K., O'Meila C. R.* Clay distribution in recent estuarine sediments. — Clays and Clay Minerals, 1975, vol. 23, p. 39—44.

153. *Eggleton K. A., Bailey S. W.* Structural aspects of dioctahedral chlorite. — Amer. Mineralogist, 1967, vol. 52, p. 673—689.

154. *Estéoule J., Estéoule-Choux J.* Étude en microscopie électronique de divers types géologiques de kaolin. — Compt. Rend. Acad. Sci., 1964, t. 259, N 15, p. 2469—2472.

155. *Grim R. E.* Applied Clay Mineralogy; Toronto, London, New York, Mc Graw Hill Company Inc, 1962, 422 p.

156. *Grim R. E.* Clay mineralogy. 2-nd Edn. Mc Graw hill, New York, 1969, 596 p.

157. *Grim R. E., Bradley W. F.* Structural implications in diagenesis. — Geol Rundsch., 1955, Bd, 43, Nr. 2, S. 469—474.

158. *Gussow W. C.* Differential entrapment of oil and gas; a fundamental principle. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1954, vol. 38, No. 5, p. 816.

159. *Hayes J. B.* Polytypism of chlorite in sedimentary rocks. Clays and Clay Minerals, 1970, vol. 18, p. 285—306.

160. *Krevelen D. W.* Coal, Elsevier, London, 1961, p. 252.

161. *Lucas J.* The transformation of clay minerals during sedimentation study on triassic clays. Mém. Serv. Carte. Géol. D'Alsace—Lorraine, 1962, No. 23, 202 p.

162. *Millot G.* Géologie des argiles. (Alterations, sédimentologie, géochimie), Paris, Masson, 1964, 499 p.

163. *Moore J. E.* Clay mineralogy problems in oil recovery. Part I, Petrol Eng., 1960, vol. 32, No. 2, p. 40—41.

164. *Moore J. E.* Clay mineralogy in oil recovery. Part II, Petrol Eng. 1960, vol. 32, No 3, p. 44—47.

165. *Oberlin A.* Altération des cristaux de kaolinite; détermination par microdiffraction électronique de la structure des produits altérés. Compt. Rend. Acad. Sci. 1957, t. 244, No. 12, p. 1658—1661.

166. *Oberlin A., Tchoubar C.* Étude en microscopie électronique de l'altération des cristaux de kaolinite. Comp. Rend. Acad. Sci., 1957, vol. 24, No. 11, p. 1524—1526.

167. *Oberlin A., Tchoubar C.* Etude en microscopie électronique de l'altéra-

tion des cristaux de kaolinite parinesolution magnésienne. Comp. Rend. Acad. Sci., 1958, vol. 247, No. 3, p. 308—310.

168. *Rautureau M., Tchoubar K.* Structural analysis of sepiolite by selected area electron diffraction-relations with physico-chemical properties. Clays and Clay Minerals, 1967, vol. 24, p. 43—49.

169. *Sarkisyan S. G.* Origin of authigenic clay minerals and their significance in petroleum geology. Sedimentary Geology, 1972, vol. 7, p. 1—22.

170. *Sarkisyan S. G., Kotelnikov D. D.* Genesis and thermodynamic stability of dioctahedral and trioctahedral mixed — layer minerals in sedimentary rocks. — In: International Clay Conference, Madrid, 1972, Preprints, vol. 1, p. 343—352.

171. *Seevers D. O.* A nuclear magnetic method for determining the permeability of sandstones. — Transection SPWLA, vol. 6, 1966, p. 1—13.

172. *Timur A.* Pulsed nuclear magnetic resonance studies of porosity, movable fluid, permeability of sandstones. — J. of Petrol. Technology, vol. 21, No. 6, 1969, p. 775—786.

173. *Weaver Ch. E.* Geologic interpretation of argillaceous sediments. P. 1. Origin and significance of clay minerals in sedimentary rocks. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1958, vol. 42, No. 2, p. 254—271.

174. *Weaver Ch. E.* Possible uses of clay minerals in reasearch for oil.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1960, vol. 44, No. 9, p. 1505—1519.

175. *Weaver Ch. E., Beck K. C.* Miocene of the SE United States: a model for chemical sedimentation in a perimarine environment. Sedimentary Geology, 1977, vol. 7, No. 1/2 (Spec. issue), 234 p.

176. *White D.* Some relations in origin between coal and petroleum. Journ. Wash. Acad. Sci., 1915, vol. 5, p. 189—212.

# Оглавление

Введение . . . . .	3
Глава I. Некоторые сведения о генезисе, изменении аллотигенных и образовании аутигенных глинистых минералов . . . . .	5
Глава II. Палеогеографические реконструкции условий накопления нефтегазоносных отложений . . . . .	11
Глава III. Расчленение и корреляция нефтегазоносных толщ . . . . .	48
Глава IV. Битумообразование, миграция и аккумуляция углеводородов . . . . .	76
Глава V. Коллекторы нефти и газа . . . . .	101
Глава VI. Покрышки нефтяных и газовых залежей (месторождений) . . . . .	134
Глава VII. Разработка залежей (месторождений) и интенсификация добычи нефти и газа . . . . .	164
Глава VIII. Буровые растворы и особенности проходки нефтяных и газовых скважин . . . . .	180
Глава IX. Интерпретация данных петрофизических и промыслово-геофизических исследований . . . . .	199
Заключение . . . . .	220
Список литературы . . . . .	223

Сергей Галустович Саркисян  
Дмитрий Дмитриевич Котельников

## ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ И ПРОБЛЕМЫ НЕФТЕГАЗОВОЙ ГЕОЛОГИИ

Редактор издательства *Г. П. Ванторина*  
Переплет художника *А. Е. Генкель*  
Художественный редактор *В. В. Шутько*  
Технический редактор *Л. Я. Голова*  
Корректор *Т. Д. Кучкова*

ИБ № 2142

Сдано в набор 25.09.79.  
Формат 60 90<sup>1/16</sup>  
Печать высокая.  
Тираж 960 экз.

Подписано в печать 24.01.80.  
Бумага типографская № 1.  
Усл. печ. л. 14,5.  
Заказ № 553/6901—7.

Т-04839.  
Гарнитура «Литературная»  
Уч.-изд. л. 15,93.  
Цена 2 р. 60 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва К-12,  
Третьяковский проезд, 1/19

Подольский филиал ПО «Периодика» Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли  
г. Подольск, ул. Кирова, 25

2 р. 60 к.

3252

5

«НЕДРА»

Издательство «Недра»