

• •

—



Дмитриевский А. Н. Системный литолого-генетический анализ нефтегазоносных осадочных бассейнов. М., Недра, 1982. 230 с.

Рассмотрены теоретические и методологические основы системного литолого-генетического анализа осадочных бассейнов (последние учитываются как целостные, закономерно развивающиеся природные системы). Изложены принципы структурно-литологической типизации осадочных бассейнов, главные системно-структурные положения палеогеологического районирования. Аргументированы системно-литологические критерии прогнозирования нефтегазоносности осадочных бассейнов.

Для геологов-нефтяников и геологов-газовиков, литологов, а также специалистов, занимающихся системными исследованиями.

Табл. 17, ил. 95, список лит.— 49 назв.

Рецензент — доктор экономических наук *А. А. Арбатов* (ВНИИ системных исследований)

ПРЕДИСЛОВИЕ

Современный этап развития наук о Земле характеризуется комплексным, всесторонним подходом к изучению геологических объектов, что стало возможным в результате технического прогресса, широкого внедрения современных методов исследований, позволяющих получить качественно новые сведения об изучаемых объектах. С одной стороны, геология использует материалы глобального масштаба (космические снимки, сейсмические данные и т. п.), дающие общее, цельное представление о геологических телах, с другой стороны, новейшие физические методы исследований позволяют установить детали микроскопического строения изучаемых тел. Синтез подобных данных наиболее эффективен при системном подходе, дающем возможность раскрыть целостность объекта, выявить механизм целостности, установить многообразие связей элементов изучаемого объекта. Обобщение этого материала создает объективные предпосылки для адекватного познания изучаемого геологического тела.

Начало системным исследованиям в геологии положили работы В. И. Вернадского. Новым импульсом этих исследований стали работы Ю. А. Косыгина и В. А. Соловьева (1969 г.). Необходимость широкого внедрения системного подхода в практику геологических исследований признается многими учеными, однако число последователей В. И. Вернадского пока невелико, и еще очень мало примеров практического применения системного анализа для изучения конкретных геологических объектов. Это объясняется большими трудностями, которые возникают при практическом применении системного подхода для исследования сложнейших природных геологических систем.

Характерной особенностью развития геологических наук в последние годы является возросший интерес к изучению вещественного состава геологических объектов. Перспективное направление исследований — использование системного подхода для изучения литологического состава, структуры и нефтегазоносности таких сложных геологических объектов, как осадочные бассейны.

В основе системного литолого-генетического анализа лежат традиционные литологические, фациальные и формационные исследования. Преимущество системного анализа в том, что он дает возможность извлечь максимальную информацию из этих исследований и поднимает их на новый уровень обобщения фактического материала.

Проведенные системно-литологические исследования имеют нефтегеологическую направленность, поэтому в монографии большое внимание уделено изучению коллекторских и экранирующих

свойств горных пород и систематизации результатов исследований.

В монографии изложены теоретические основы системного литолого-генетического анализа и на примере Прикаспийского и Вилюйского осадочных бассейнов показаны возможности, открывающиеся при использовании системного подхода для изучения нефтегазоносности регионов.

При обосновании теоретических основ системного анализа разработаны:

основы структурно-литологической типизации осадочных бассейнов;

основные положения седиментационной трансляции;

литолого-генетическая классификация обломочных пород-коллекторов;

системно-структурные основы палеогеологического районирования;

системно-литологические основы прогнозирования нефтегазоносности осадочных бассейнов;

методика геолого-геофизического изучения осадочных бассейнов как целостных природных систем.

В «Основных направлениях экономического и социального развития СССР на 1981—1985 годы и на период до 1990 года» предусмотрено широкое развитие нефтегазопроисковых работ в районах Восточной Сибири и Казахской ССР. Освоение обширных труднодоступных, геологически сложно построенных районов Восточной Сибири и Якутской АССР, глубокозалегающих нефтегазовых горизонтов Прикаспийской впадины сопряжено с большими трудностями в практическом и теоретическом отношении, связано со значительными затратами материальных ресурсов. Поэтому первоочередной задачей нефтегазовой геологической науки является повышение эффективности проводимых нефтегазопроисковых работ. Использование системных методов исследований в нефтегазовой геологии позволяет увеличить достоверность прогнозирования нефтегазоносности осадочных бассейнов и разработать эффективную стратегию нефтегазопроисковых работ.

ГЛАВА ПЕРВАЯ

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ СИСТЕМНОГО ЛИТОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ

§ 1. ОСНОВНЫЕ ЦЕЛИ И СТРУКТУРА СИСТЕМНОГО ЛИТОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Цели системного литолого-генетического анализа — изучение осадочных бассейнов как целостных природных систем; установление их структуры и состава, генезиса и этапов развития; проведение структурно-литологической типизации осадочных бассейнов и прогнозирование на этой основе их нефтегазоносности. Характерной особенностью анализа является обобщенное комплексное исследование осадочных бассейнов и природных резервуаров с литолого-генетических позиций, позволяющее разработать новые принципы классификации обломочных пород-коллекторов, основы палеорайонирования и методику геолого-геофизического изучения осадочных бассейнов.

Стремление привлечь системные исследования для изучения геологических объектов объясняется тем, что системный подход позволяет с более широких познавательных позиций изучить сложнейшие геологические объекты, установить их целостность и структуру, выявить основу (механизм) целостности объекта, определить и объяснить многообразие связей элементов системы, дать историко-геологический анализ развития системы и взаимодействия ее с окружающей средой.

Основными системными принципами являются целостность, структурность, нерархичность, взаимозависимость системы и среды [Садовский В. Н., 1974].

При изучении геологических объектов Ю. А. Косыгин и В. А. Соловьев (1969 г.) предлагают различать статические, динамические и ретроспективные системы.

Системный подход к исследованиям сложных геологических объектов и дальнейшее развитие системных исследований демонстрируют работы А. А. Арбатова, А. И. Айнемера, А. Ф. Белоусова, В. И. Васильева, Н. Б. Вассоевича, И. В. Высоцкого, О. А. Вотеха, Ю. А. Воронина, В. И. Драгунова, Э. А. Еганова, В. Ю. Забродина, А. А. Ивакина, А. Н. Истомина, П. Ф. Иванкина, И. В. Крутя, О. В. Кашменской, В. А. Кулындышева, Ю. Н. Карогодина, Э. И. Кутырева, Г. П. Леонова, С. В. Мейна, И. И. Нестерова, А. Ю. Ретеюма, Ю. П. Смирнова, Б. С. Соколова, Ю. С. Салина, А. А. Трофимука, В. М. Цейслера, Э. М. Халимова и др.

Системный литолого-генетический анализ нефтегазоносных осадочных бассейнов отличается многоплановостью и подразделяется

*Исходные данные:
результаты
исследований*

*Итоговый материал и
результаты анализа:*

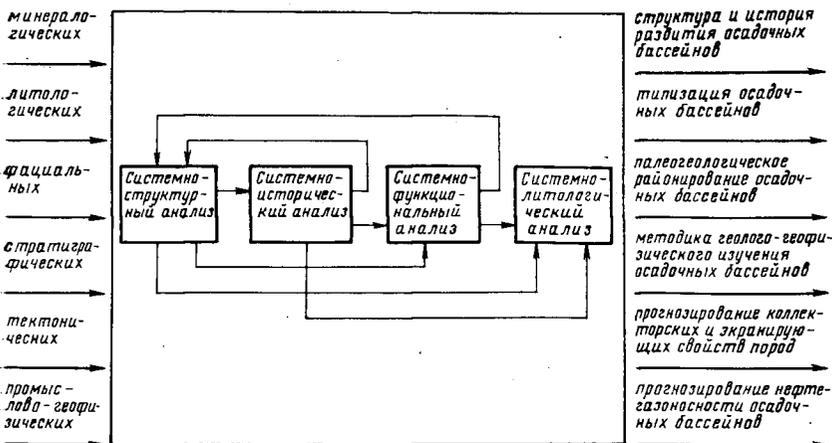


Рис. 1. Схема системного литолого-генетического анализа нефтегазоносных осадочных бассейнов

на системно-структурные, системно-исторические, системно-функциональные и системно-литологические исследования (рис. 1).

При проведении системного литолого-генетического анализа нефтегазоносных осадочных бассейнов необходимо различать три последовательных этапа исследований. Первый этап базируется на результатах системно-структурных и системно-исторических исследований и имеет целью установление структуры изучаемого осадочного бассейна и истории его геологического развития. Второй этап предусматривает изучение природных резервуаров, их коллекторских и экраняющих параметров и основывается на данных системно-литологических и системно-функциональных исследований. Главной целью третьего, завершающего этапа исследований является прогнозирование нефтегазоносности изучаемых осадочных бассейнов. На этом этапе системный литолого-генетический анализ выступает как обобщающий инструмент и направлен на решение практических задач выявления наиболее перспективных в отношении нефтегазоносности участков осадочного бассейна.

Основы системно-структурного и системно-исторического анализов

При изучении сложных геологических образований необходимо тесное сочетание системно-структурных и системно-исторических исследований. Системно-структурный анализ позволяет подразделить систему на элементы, изучить их взаимосвязь, дает представление о структуре изучаемого геологического объекта. Однако

через одну структуру познать такую сложную систему, как осадочный бассейн, невозможно. Сочетание системно-структурных и системно-исторических исследований не только позволяет установить последовательность событий, в результате которых образуются осадочные тела, но и дает возможность определить генезис, проследить эволюцию, а также получить целостную картину об осадочном бассейне как об исторически развивающейся системе.

Одним из свойств образующейся системы, в том числе геологического тела, является ее постоянное взаимодействие со средой. При этом, формируя свои свойства, система отражает особенности внешней среды. Это положение достаточно широко используется в геологии: по литологическим, палеонтологическим и другим особенностям осадочных пород восстанавливаются условия их образования.

А. Ф. Белоусов (1979 г.) приводит обобщенную системную схему факторов воспроизводства биологических видов, из которой следует, что реализация биовидов является результатом действия двух подсистем — видового генетического кода и случайных факторов (среди последних основная роль принадлежит факторам среды). Он считает, что подобную схему можно распространить на все природные образования, возникающие под контролем независимых программирующих механизмов, и отмечает принципиальную возможность перенесения ее на объекты неживой природы. Отличительной чертой этой схемы в случае небιологических природных образований, по его мнению, является то, что «генетический код», управляющий механизмом их возникновения, не так совершенен в смысле независимости от внешних условий.

Этот вывод имеет важное значение, особенно для изучения осадочных образований. По-видимому, какого-либо иного «генетического кода», управляющего в обобщенном виде механизмом образования осадочных тел, кроме среды осадкообразования, в природе не существует. В каждой природной системе имеются структурные связи как присущие этой системе, т. е. обусловленные природой системы, так и обзанные своим возникновением внешней среде. В осадочных образованиях главная роль принадлежит структурным связям, которые возникают при формировании осадочного тела и отражают особенности среды.

Подразумевая подобную связь осадка и среды, Н. М. Страхов (1973 г.) обосновал теоретические основы сравнительно-литологического метода. Установленные закономерности связи свойств осадка с различными параметрами среды используются затем для реконструкций условий и механизма образования древних пород.

Признание среды как главного механизма, формирующего целостность осадочных тел, помогает понять в каждом конкретном случае роль, место и структурные связи каждого элемента системы, участвующего в формировании целостности.

Основываясь на изложенном, следует различать стационарность и масштабность воздействия среды на формирующиеся осадки и в связи с этим выделять физико-географическую и ланд-

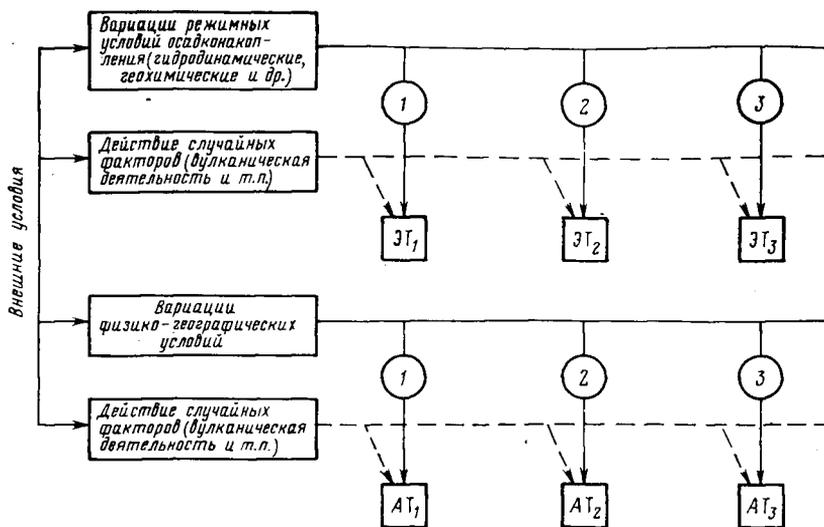


Рис. 2. Схема образования элементарных осадочных тел (ЭТ) и ассоциаций осадочных тел (АТ)

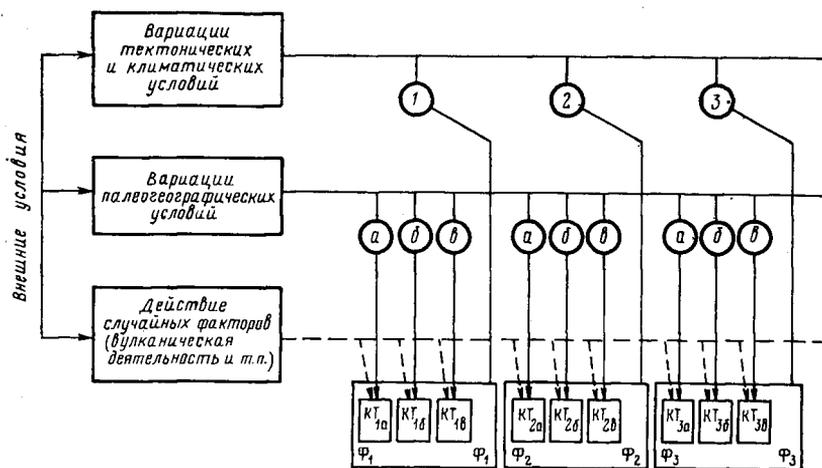


Рис. 3. Схема образования комплексов осадочных тел (КТ) и формаций (Ф)
 Вариации: 1, 2, 3 — тектонических и климатических условий, а, б, в — палеогеографических условий

шафтно-климатическую обстановки осадконакопления. Ландшафтно-климатическая обстановка определяется рельефом и климатом. Физико-географическая обстановка является элементом, составной частью ландшафтно-климатической обстановки.

М. В. Рац (1963 г.) ввел понятие о стационарной форме седиментогенеза. По-видимому, целесообразно различать стационар-

ную и нестационарную физико-географические обстановки осадконакопления. Физико-географическая обстановка характеризуется обычно частой сменой гидродинамического, гидрохимического и других режимных условий осадконакопления, что обуславливает ее многовариантность. Нестационарная физико-географическая обстановка осадконакопления приводит к формированию элементарных тел-осадков, имеющих однотипный состав и, как правило, сравнительно небольшие размеры и мощность. Сохранение стационарной физико-географической обстановки осадконакопления приводит к формированию ассоциации элементарных тел, которая, безусловно, характеризуется большими мощностью и размерами.

Действие тектонических и климатических факторов носит долговременный характер, и, как показал Н. М. Страхов (1960 г.), ландшафтно-климатическая обстановка может сохраняться практически без значительных изменений на протяжении нескольких геологических периодов. Следует подчеркнуть, что одни и те же тектонические и климатические условия по-разному могут отражаться в образующихся осадках в зависимости от палеогеографической обстановки.

На рис. 2 и 3 показаны принципиальные схемы формирования осадочных тел различных масштабов. Образование тел осуществляется в результате действия как стационарных факторов, присущих обстановке осадконакопления данного масштаба, так и возможных случайных факторов, среди которых наиболее распространена вулканическая деятельность.

В соответствии с изложенными принципами проводится выделение элементов в изучаемой системе — осадочном бассейне, который представляет собой целостную и достаточно автономную систему [«Нефтегазоносный бассейн...», 1970]. Любая система может быть подразделена на множество подсистем и элементов. Следует отметить, что отдельные элементы могут рассматриваться как системы и, в свою очередь, могут быть расчленены на конечное число подсистем и элементов.

При выделении осадочных тел использованы разработанные Г. П. Леоновым (1977 г.) основы историко-геологической взаимосвязи осадочных образований.

Элементарное осадочное тело (ЭТ) представляет собой монопородное тело или ряд монопородных тел, образующих системное сочетание и объединенных единством места, времени и однотипными условиями осадконакопления (нестационарная физико-географическая обстановка). ЭТ отличается от соседних элементарных тел комплексом признаков и их сочетанием, а также сочетанием типов пород и их соотношением.

При системно-структурном и системно-историческом анализе осадочных бассейнов выделяются объекты, группирование которых имеет две главные цели:

восстановить историю развития осадочного бассейна, его эволюцию в пространстве и во времени; условия осадконакопления,

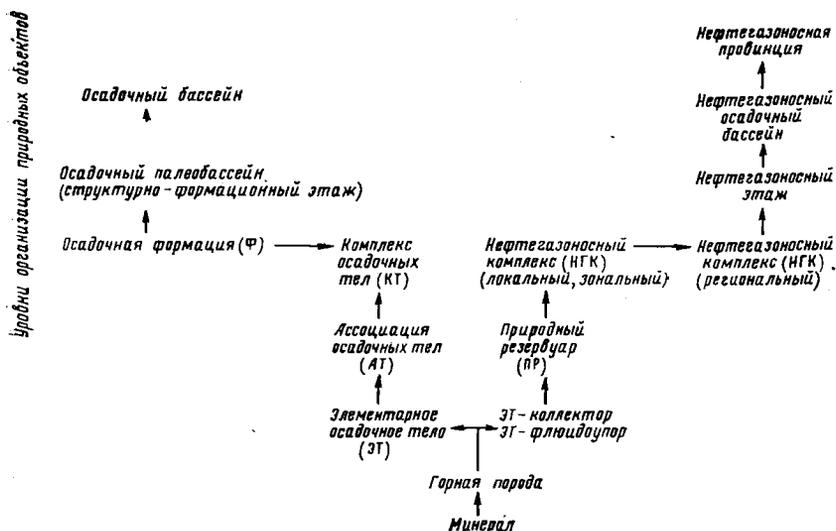


Рис. 4. Иерархия природных геологических объектов

тектонические и климатические особенности для каждого этапа развития бассейна;

установить характеристику нефтегазоносности осадочного бассейна, характер изменения коллекторских и экранирующих свойств пород, условия генерации и аккумуляции углеводородов [Дмитриевский А. Н., 1979].

Для решения первой задачи выделяются объекты, объединяемые в литолого-генетическую ветвь иерархии и отличающиеся друг от друга главным образом масштабами (рис. 4).

Ассоциацией осадочных тел (АТ) называется совокупность ЭТ, объединенных единством места, времени и однотипными условиями осадконакопления (стационарная физико-географическая обстановка). АТ отличаются друг от друга сочетанием видов ЭТ и их соотношением. Комплексом осадочных тел (КТ) называется совокупность АТ, объединенных единством места, времени и однотипными условиями осадконакопления (ландшафтно-климатическая обстановка). КТ отличаются друг от друга сочетанием видов и соотношениями АТ. КТ могут занимать часть площади или всю площадь осадочного бассейна. Совокупность КТ (или один КТ), занимающих всю площадь изучаемого осадочного бассейна, будет представлять собой формацию (Ф). В осадочном бассейне часто выделяются структурные этажи, фиксируемые по несогласиям. Они могут включать одну или несколько формаций. Структурно-формационные этажи отражают определенные этапы в развитии изучаемого участка земной коры и соответствуют древним осадоч-

ным бассейнам (палеобассейнам). При увеличении интенсивности тектонических движений, активизации поднятий, как правило, происходит изменение границ, объемов и набора видов Ф, участвующих в строении палеобассейнов. Высшую ступень в литолого-генетической ветви иерархии занимает осадочный бассейн.

При решении второй задачи выделяются объекты, которые обладают существенно иными свойствами. Эти объекты образуют нефтегазовую ветвь иерархии (см. рис. 4). Начальным отправным элементом этой ветви иерархии также является ЭТ. Сочетание ЭТ-коллектор и ЭТ-флюидоупор приводит к образованию системы, а точнее, подсистемы, которая соответствует новому уровню организации геологических объектов. Природный резервуар (ПР) есть единая система двух, различных по отношению к фильтрации флюидов объектов — пород-коллекторов и пород-флюидоупоров. Отделение одного объекта от другого ведет к разрушению системы ПР и переходу объектов на предшествующий уровень организации. ПР объединяются в нефтегазоносный комплекс (НГК). Если НГК содержит нефтегазопродуцирующие отложения, он может рассматриваться по отношению к ПР как объект следующего уровня организации, ибо в этом случае имеется в виду новая система, которая обладает новым свойством, а именно, способностью генерации углеводородов и их аккумуляции. НГК, содержащий скопления углеводородов в пределах отдельных месторождений и зон нефтегазоаккумуляции, Э. А. Бакиров (1972 г.) предлагает называть соответственно локальным и зональным НГК, а НГК, в котором имеются скопления нефти и газа в пределах всего или большей части осадочного бассейна, — региональным НГК. НГК, размещенные в пределах структурно-формационного этажа (палеобассейна), образуют этаж нефтегазоносности. Осадочный бассейн, содержащий скопления нефти и газа, носит название нефтегазоносного осадочного бассейна. Высшую ступень в нефтегазовой ветви иерархии занимает нефтегазоносная провинция [Губкин И. М., 1934], под которой понимаются один или несколько осадочных бассейнов, имеющих сходные черты геологического строения и развития и объединенных общностью стратиграфического положения основных региональных НГК (А. А. Бакиров, 1976).

Выделение иерархизированных объектов позволяет в соответствии со структурной системы «осадочный бассейн» выполнить системно-исторические исследования, установить связи между элементами и тем самым выявить последовательность геологических событий, давших начало выделенным осадочным телам, а также восстановить условия их образования и историю геологического развития осадочного бассейна.

Предложенное в работе системно-структурное подразделение осадочного бассейна создает основу для уточнения терминов «осадочная формация» и «нефтегазоносный комплекс».

В самом деле, осадочная формация занимает четкое положение в структуре системы «осадочный бассейн» (рис. 5). Выделяе-

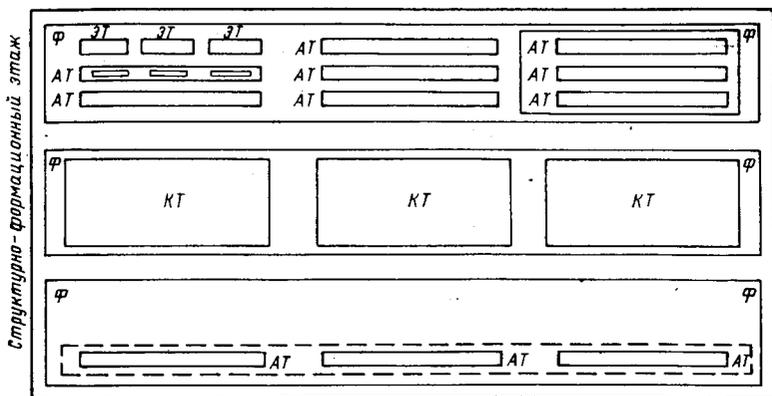


Рис. 5. Схема структуры системы «осадочный бассейн»

мые в соответствии с проведенными системно-структурными исследованиями формации образуются в однотипных тектонических и климатических условиях и распространены в пределах всей площади осадочного бассейна. Разная палеогеографическая обстановка осадконакопления может привести к неодинаковому вещественному выражению образующейся формации, что заставляет подразделять ее на КТ, которые, следовательно, являются частями формации. Таким образом, будучи разновозрастными образованиями, осадочные формации занимают определенную часть разреза и распространены в пределах всей площади осадочного бассейна.

Осадочная формация — это совокупность осадочных тел, образовавшихся в однотипных тектонических и климатических условиях в пределах единого исторически развивающегося осадочного бассейна.

Подобная трактовка осадочной формации ближе всего отвечает термину «формация» в понимании Н. М. Страхова (1956, 1962 гг.). Отличием ее является более четкое ограничение области распространения формации. Определение Н. М. Страхова не получило распространения как раз по причине обширности территории, занимаемой в соответствии с его воззрениями формацией.

Широко используется в геологии парагенетический метод изучения формаций [Шатский Н. С., 1951, 1955 гг.; Херасков Н. П., 1952 г.], при котором стремятся выделить парагенетические сообщества пород, связанных друг с другом как в возрастном, так и в пространственном отношении. Однако подобный подход к выделению формаций вызывает критику. Г. П. Леонов (1974, 1977 гг.) приходит к выводу, что парагенетический метод при выделении формаций не может привести к однозначно обоснованному результату. Ю. А. Воронин и Э. А. Еганов (1969 г.) делают заключение об отсутствии в земной коре каких-либо естественных «генетических» единиц формационного уровня.

По-видимому, выводы Ю. А. Воронина и Э. А. Еганова об отсутствии в земной коре «генетических» единиц формационного уровня слишком категоричны. Необходимо помнить, что формационный анализ получил развитие именно потому, что классические формации типа молассовых, флишевых, угленосных, красноцветных, обязанные своим происхождением своеобразным тектоническим и климатическим условиям имеют определенный набор признаков, позволяющий распознавать их в различных участках земной коры.

Эффективность традиционного формационного анализа значительно снизилась при попытках выделения формаций в чрезвычайно распространенных, но однообразных по составу и строению толщах осадочных пород. Неудачи этих попыток, возможно, объясняются тем, что исследователи во всех регионах независимо от их геотектонического положения и тектоно-климатических условий выделяли терригенные, карбонатные, карбонатно-терригенные и т. п. формации. При этом не отмечается характерный набор признаков выделяемых формаций, не устанавливается их структура.

Дальнейший прогресс в изучении формаций, безусловно, связан с системно-структурными исследованиями. Предложенная структура системы «осадочный бассейн» создает предпосылки для сближения позиций сторонников генетического и парагенетического методов выделения формаций. Введение в структуру бассейна комплексов осадочных тел, являющихся частями формаций и отражающих различную палеогеографическую обстановку осадконакопления, снимает возражения Н. С. Шатского и Н. П. Херакова против генетических принципов выделения формаций.

Системный подход позволяет использовать богатый опыт изучения формаций, накопленный различными школами геологов, и исследовать формации как образования, порожденные определенными тектоно-климатическими условиями, и как парагенетические совокупности.

Введение в системный литолого-генетический анализ элементов фациального и формационного анализов дает возможность при изучении осадочных бассейнов использовать детально разработанные методы этих анализов.

Особенности образования осадочных формаций дают основание называть их по тектоническим и климатическим признакам. Для тектонической характеристики формаций В. И. Драгунов (1966 г.) предложил использовать фазы С. Н. Бубнова (1960 г.) и различать трансгрессивную, инундационную, регрессивную и эмерсивную формации. Особенности развития изученных осадочных бассейнов показывают необходимость добавления к этим формациям дифференционной (по терминологии С. Н. Бубнова) и инверсивной (по терминологии В. В. Белоусова) формаций, которые отражают переходные стадии в развитии бассейнов. Климатическая характеристика формаций дается в соответствии с климатическими построениями Н. М. Страхова (1962 г.).

Таким образом, осадочные формации имеют двойное наименование.

Аридно- Гумидно- Нивально-	{ трансгрессивная инундационная дифференционная регрессивная эмерсивная инверсивная
----------------------------------	---

В настоящее время разными исследователями по-разному трактуются термины «нефтегазоносный комплекс», «литолого-стратиграфический комплекс», «природный резервуар», «этаж нефтегазоносности».

Следует различать элементарный ПР, который включает элементарное осадочное тело-коллектор и элементарное осадочное тело-флюидоупор, и суммарный ПР, состоящий из нескольких элементарных ПР.

И. О. Брод (1964 г.) подразделял всю толщу осадочного бассейна на ряд литологических, а при совпадении границ выделяемых подразделений со стратиграфическими интервалами разреза — литолого-стратиграфических комплексов (ЛСК). Эти комплексы характеризуются относительно однородным соотношением пород-коллекторов и пород-флюидоупоров. ЛСК могут содержать один или несколько суммарных ПР. Если последние содержат или если к ним добавляются нефтегазопродуцирующие отложения, то они объединяются в НГК. Эпигенетично нефтегазоносные комплексы отличаются от суммарных ПР лишь масштабом.

Границы выделяемых ПР и НГК, как правило, не соответствуют границам осадочных тел (АТ, КТ), так как в основе их выделения и группирования лежат разные признаки.

Под этажом нефтегазоносности следует понимать нефтегазоносные структурно-формационные этажи (которые соответствуют, как было показано выше, палеобассейнам) независимо от того, включает изучаемый этаж нефтегазопродуцирующие отложения или нет. Следовательно, только на уровне структурно-формационных этажей и этажей нефтегазоносности отмечается соответствие выделяемых осадочных тел и нефтегазоносных подразделений.

Осадочный бассейн, содержащий скопления нефти и газа, называется нефтегазоносным осадочным бассейном. Следует отличать его от нефтегазоносного бассейна в понимании И. О. Брода. Осадочный бассейн, представляющий собой сложную систему, в качестве составных компонентов включает артезианскую и углеводородную системы [Вассоевич Н. Б., 1978 г.].

Таким образом, системный литолого-генетический анализ позволяет производить дробное расчленение объектов исследования с четко очерченными границами, что, безусловно, способствует конкретизации и повышению эффективности исследований. Системный анализ дает возможность по сгруппированным признакам и на генетической основе выделять и изучать осадочные тела с точки зрения особенностей их состава, строения, условий формирования,

содержания полезных ископаемых и прогнозировать наличие аналогичных осадочных тел в сходных по строению бассейнах.

§ 2. МЕТОДИКА ВЫДЕЛЕНИЯ И ИЗУЧЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ ТЕЛ

Группирование иерархизированных объектов (осадочных тел) по набору видов составляющих их тел предшествующего уровня организации и по типу структурных соотношений последних называется систематизацией изучаемых объектов. Дополнительное группирование систематизированных объектов по каким-либо признакам следует называть целевым классифицированием [Драгунов В. И., Айнемер А. И., Васильев В. И., 1974].

Выделенные иерархизированные осадочные тела — ЭТ, АТ, КТ — характеризуются, как было показано выше, сочетанием видов и соотношениями слагающих их элементов, что создает основу для их систематизации в любом типе осадочного бассейна.

Границы между ЭТ, АТ и КТ проводятся по комплексу (набору) признаков и типу их сочетаний. К таким признакам относятся литологический состав, текстура, структура, гранулометрический состав, количественная и цветовая характеристики пород, минеральный состав легкой и тяжелой фракций, типоморфные особенности акцессорных минералов, состав малых элементов, тип и состав цемента, количество глинистого цементирующего материала, состав глинистых минералов, состав органических остатков и т. п.

Важное значение при выделении осадочных тел имеют наличие или отсутствие размывов, характер границы между осадочными телами, выдержанность или изменчивость состава и мощности тел в латеральном направлении и т. п.

Прежде чем отдать предпочтение тому или иному набору признаков, необходимо изучить возможно большее их число, проследить их изменение по разрезу и по площади. Группировка признаков является важным звеном в системно-структурном анализе, ибо она определяет направленность исследования, дает «инструмент» для «препарирования» разреза, для подразделения его на осадочные тела. Она должна быть максимально объективной, выделение признаков необходимо производить на основе установленных закономерностей, сформулировав предварительно основную цель системно-структурного анализа.

Следует учитывать, что объем и границы выделяемых осадочных тел при этом могут быть разными. Чтобы иметь объективные критерии выделения осадочных тел, требуется привлечение данных о всех несогласиях и перерывах в осадконакоплении, материалов палеонтологических и промыслово-геофизических исследований, а также результатов изучения цикличности.

Таким образом, системно-структурный анализ позволяет придать исследованию направленный характер. При этом, чтобы избежать субъективности в группировании признаков, необходимо предварительно изучить закономерности их изменения по разрезу и по площади и после этого отобрать наиболее информативные

для целей исследования. Следует также подчеркнуть, что обычно к перерывам, поверхностям несогласия приурочены изменения признаков. Наиболее важные границы, разделяющие КТ, Ф и структурно-формационные этажи, подчеркиваются изменениями многих признаков. В связи с этим необходимо остановиться на месте и роли формальных методов при изучении геологических объектов.

Введение в геологию формальных методов, сущность которых заключается в выявлении устойчивых признаков изучаемого геологического объекта, безусловно, является прогрессивным и перспективным направлением. Но следует всегда помнить, что формальные методы не могут дать целостного представления об изучаемом объекте и потому формализация — хотя и необходимый, но все же лишь один из этапов процесса познания. Приступая к изучению толщи осадочных пород, исследователь должен отыскивать устойчивые признаки и по ним выделять формализованные объекты. Вследствие сложности геологических объектов, большой мощности изучаемых отложений, множественности факторов трудно выделить те и только те свойства, которые позволят выявить четко ограниченные объекты исследования. Поэтому предварительным этапом исследования будет разделение осадочной толщи на объекты, имеющие генетическую общность, которая устанавливается по особенностям их макроскопического строения. Опираясь с этими объектами, исследователь, на время абстрагируясь от явных генетических признаков, выбирает из множества признаков объекта наиболее устойчивые и представительные для целей исследования. После выделения формализованных объектов необходимо снова вернуться к их генетическому изучению, которое выступает на этот раз как высшая форма обобщения всего имеющегося материала. Только такое сочетание (сочетание, а не смешение) формальных и содержательных методов может привести к успешному познанию сложных геологических образований.

Выделяемое осадочное тело с точки зрения вещественного состава может рассматриваться как:

сложное тело, в строении которого принимают участие близкие, но различные по составу породы (глины, алевролиты);

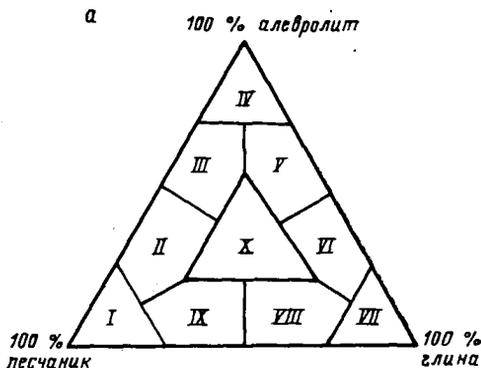
относительно однородное по составу тело (глинисто-алевролитовое, глинисто-карбонатное и т. п.).

Подобное строение осадочных тел обуславливает использование для их характеристики и классификации методики количественного подсчета мощностей литологических разностей пород, участвующих в строении изучаемого осадочного тела [Крумбейн В. К., Слосс Л. Л., 1960 г.], и методики изучения соотношения составных частей породы [Рухин Л. Б., 1961 г.].

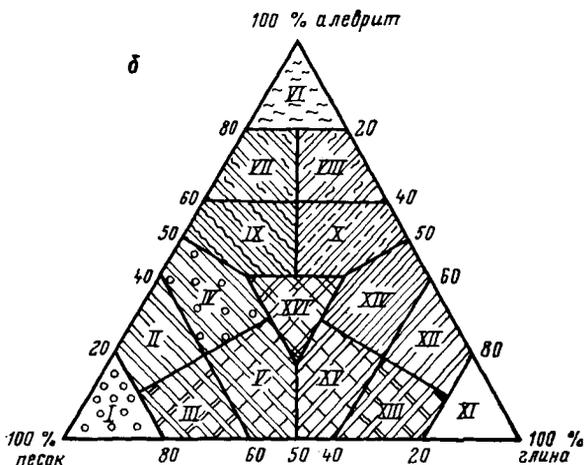
Первая методика приемлема и широко используется для характеристики достаточно сложных геологических образований и поэтому может быть рекомендована для изучения АТ и КТ, а также для изучения ЭТ при детальном изучении. Вторая методика применяется для классификации ЭТ.

Рис. 6. Треугольные диаграммы для подразделения осадочных тел (осадков) по литологическому составу

а — по Ф. Шипарду, Дж. Муру: I — песчанниковые (песчаные); II — алевролитово-песчанниковые (алевролитово-песчаные); III — песчаниково-алевролитовые (песчано-алевролитовые); IV — алевролитовые (алевролитовые); V — глинисто-алевролитовые (глинисто-алевролитовые); VI — алевролитово-аргиллитовые (алевролитово-глинистые); VII — аргиллитовые (глинистые); VIII — песчаниково-аргиллитовые (песчано-глинистые); IX — аргиллитово-песчанниковые (глинисто-песчаные); X — смешанные песчаниково-алевролитово-аргиллитовые (песчано-алевролитово-глинистые).



б — по А. Н. Дмитриевскому, Б. К. Прошлякову: I — песчанниковые (песчаные); II — алевролитово-песчанниковые (алевролитово-песчаные); III — субаргиллитово-песчанниковые (субглинисто-песчаные); IV — алевролитово-песчанниковые (алевролитово-песчаные); V — аргиллитово-песчанниковые (глинисто-песчаные); VI — алевролитовые (алевролитовые); VII — субпесчаниково-алевролитовые (песчанисто-алевролитовые); VIII — субаргиллитово-алевролитовые (субглинисто-алевролитовые); IX — песчаниково-алевролитовые (песчано-алевролитовые); X — аргиллитово-алевролитовые (глинисто-алевролитовые); XI — аргиллитовые (глинистые); XII — алевролитово-аргиллитовые (алевролитово-глинистые); XIII — субпесчаниково-аргиллитовые (песчанисто-глинистые); XIV — алевролитово-аргиллитовые (алевролитово-глинистые); XV — песчаниково-аргиллитовые (песчано-глинистые); XVI — смешанные песчаниково-алевролитово-аргиллитовые (песчано-алевролитово-глинистые).



Для количественной характеристики изменения состава ЭТ, АТ и КТ необходимо определить мощность изучаемого тела и установить три преобладающих типа пород. Группировка пород зависит от вещественного состава изучаемых тел и от целей исследования. Результаты подсчета мощности каждого выделенного типа пород наносятся на треугольную диаграмму, вершины которой соответствуют 100 %-ному содержанию трех основных групп пород. В треугольнике выделяется 10 (Ф. Шипард, Дж. Мур, 1957 г.) или 16 полей (А. Н. Дмитриевский, Б. К. Прошляков, 1980 г.), что позволяет детально охарактеризовать строение изучаемого тела (рис. 6). Эти данные могут быть использованы для построения карт, показывающих распределение изучаемых тел по площади [Дмитриевский А. Н., Прошляков Б. К., 1970 г.]. По соотношению выделенных разностей устанавливаются соответствующее данному осадочному телу поле треугольника, а следовательно, и определенная зона на карте. Границы между зонами проводятся путем интерполяции по методике предложенной В. А. Долицким и др. (1963 г.).

Построенная карта дает возможность охарактеризовать изменение состава и строения ЭТ, АТ, КТ как в латеральном, так и в вертикальном направлении. Используя данные о текстурных особенностях осадочных тел, их структурной и цветовой характеристике и т. п., можно определить принадлежность выделенных зон к той или иной физико-географической обстановке осадконакопления. ЭТ, АТ и КТ называются карбонатными, терригенными, эвапоритовыми и т. п. в том случае, если содержание основного компонента составляет более 80 % от общей мощности изучаемого осадочного тела. Если содержание основного компонента в АТ или КТ 50—80 %, то они имеют двойное название (см. рис. 6). При характеристике условий осадконакопления осадочное тело будет именоваться, например, песчано-алевритовым, а при характеристике особенностей размещения осадочных тел в разрезе — песчаниково-алевролитовым. Аналогичным образом подразделяются АТ и КТ вулканогенно-осадочных тел.

Существенно иного подхода требует классификация ЭТ по вещественному составу. Являясь относительно однородным осадочным телом, каждое ЭТ может быть охарактеризовано соотношением составных частей, в сумме составляющих 100 %. Все раз-

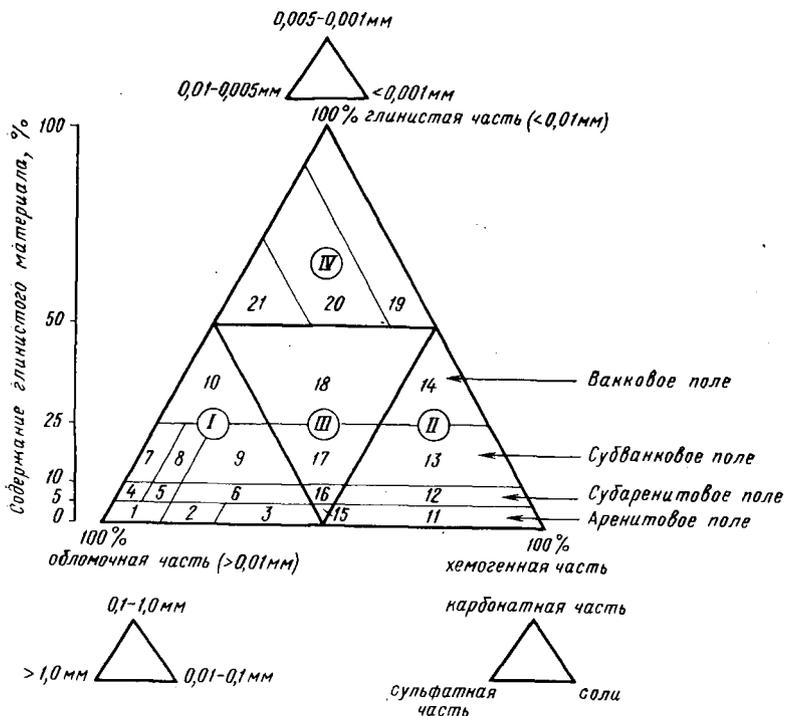


Рис. 7. Треугольная диаграмма для подразделения осадочных пород с целью выделения групп пород-коллекторов и пород-флюидоупоров

новидности осадочных пород и ЭТ могут быть подразделены на три составные части: обломочную (размер обломочных зерен $>0,01$ мм), глинистую (размер частиц $<0,01$ мм) и биохемогенную.

Разработана целевая классификация ЭТ, которая позволяет выделить среди них литологические типы ЭТ-возможных коллекторов и ЭТ-возможных флюидоупоров. Выделение первых производится с учетом количественного содержания глинистого материала. Присутствие глинистой примеси в песчаниках и алевролитах в значительной мере определяет их коллекторские свойства. Количественное содержание глинистого материала влияет на развитие в карбонатных породах трещиноватости, перекристаллизацию, образование в них пустот выщелачивания и стилолитовых швов.

Следует также отметить, что сегодняшний уровень геофизических исследований скважин позволяет достаточно уверенно выделять породы с различным содержанием глинистого материала [Вендельштейн Б. Ю., Резванов Р. А., 1977 г.] и, следовательно, с неодинаковыми коллекторскими свойствами.

Для классификации использована треугольная диаграмма, полюса которой соответствуют 100 % обломочной ($>0,01$ мм), глинистой ($<0,01$ мм) и хемогенной частей (рис. 7). В соответствии с процентным содержанием глинистого материала в пределах треугольной диаграммы выделяются классификационные подразделения.

Содержание глинистого материала, %	Наименование подразделения %
0—5	Аренитовое
5—10	Субаренитовое
10—25	Субвакковое
25—50	Вакковое

Термины «аренит» и «вакка» широко применяются американскими литологами. Так, К. Джильберт (1954 г.) различает песчаники по содержанию в них глинистой связующей массы. Песчаники с содержанием глинистого материала до 10 % он называет аренитами, более 10 % — вакками. Понятия «аренит» и «аренитовый» используются во французской геологической литературе для характеристики чистых, промытых песчаников, а термины «вакка» и «вакковый» — для обозначения терригенных плохого отсортированных пород, загрязненных глинистым цементирующим материалом.

Треугольная диаграмма (см. рис. 7) разбивается на четыре поля, в пределах которых размещаются породы: I — обломочные (песчаники, алевролиты, гравелиты); II — хемогенные (известняки, доломиты, ангидриты, соли); III — смешанные; IV — глины (аргиллиты). С помощью дополнительных построений уточняются granulометрические составы обломочных пород и глин, состав хемогенных пород. Вершинами дополнительных треугольников, уточняющих состав, например, хемогенных пород, могут быть любые их различия, встреченные в изучаемом районе. При большом разно-

Таблица 1

Наименование групп пород в соответствии с содержанием глинистого материала		Содержание в % составных частей породы			Номер поля	Наименование обломочных пород в соответствии с содержанием хемогенного и глинистого (<0,01 мм) материала
		глинистой	хемогенной	обломочной		
Обломочные	Песчаники (алевролиты, гравелиты) аренитовые	0—5	0—10	85—100	1	Собственно аренитовые
			10—25	70—90	2	Хемогенно-аренитовые
			25—50	50—75	3	Аренитово-хемогенные
	Песчаники субаренитовые	5—10	0—5	85—95	4	Собственно субаренитовые
			5—10	80—90	5	Хемогенно-субаренитовые
			10—50	50—85	6	Субаренитово-хемогенные
	Песчаники субвакковые	10—25	0—5	75—90	7	Собственно субвакковые
			5—10	65—85	8	Хемогенно-субвакковые
			25—50	50—80	9	Субвакково-хемогенные
	Песчаники вакковые	25—50	0—25	50—75	10	Вакковые
Хемогенные	Известняки (доломиты, ангидриты, соли) аренитовые	0—5	50—100	0—50	11	
	Известняки субаренитовые	5—10	50—95	0—45	12	
	Известняки субвакковые	10—25	50—90	0—40	13	
	Известняки вакковые	25—50	50—75	0—25	14	
Смешанные	Арениты	0—5	45—50	45—50	15	
	Субарениты	5—10	40—50	40—50	16	
	Субвакки	10—25	25—50	25—50	17	
	Вакки	25—50	0—25	25—50	18	
Глины	Глины чистые (без терригенной примеси)	50—10	0—50	0—10	19	
	Глины алевритистые (алевритистопсаммитовые)	50—90	0—40	10—25	20	
	Глины алевритовые (алевритовопсаммитовые)	50—75	0—25	25—50	21	

Таблица 2

Содержание глинистого материала, %	Осадочные породы — возможные коллекторы нефти и газа					
	Обломочные с содержанием хемогенного материала в %				Хемогенные (органогенные) с содержанием обломочного (>0,01 мм) материала 0—50%	Смешанные с содержанием 0—50% хемогенного и 0—50% обломочного (>0,01 мм) материала
	0—5	5—10	10—25	25—50		
0—5	Аренитовые			Аренитовые	Арениты	
	Собственно аренитовые	Хемогенно-аренитовые	Аренитово-хемогенные			
5—10	Субаренитовые			Субаренитовые	Субарениты	
	Собственно субаренитовые	Хемогенно-субаренитовые	Субаренитово-хемогенные			
10—25	Субвакковые			Субвакковые	Субвакки	
	Собственно субвакковые	Хемогенно-субвакковые	Субвакково-хемогенные			
25—50	Вакковые			Вакковые	Вакки	
50—100	Трещиноватые аргиллиты					

образии хемогенных пород необходимо их группировать в зависимости от целей исследования. При изучении пород-коллекторов вершины дополнительных треугольников могут занять хемогенный кальцит, доломит и органическая часть породы. При развитии процессов сульфатизации или сульфатном цементе песчаников в одной из вершин можно разместить гипс или ангидрит, процессов окремнения — опал или халцедон и т. п. Всего на основной диаграмме по составу пород выделено 21 поле (табл. 1).

Литологические типы осадочных пород возможных коллекторов нефти и газа приведены в табл. 2. К учтенным в классификации типам пород-коллекторов следует добавить органогенные разновидности пород — зоогенные и фитогенные, а также трещинова-

Таблица 3

Содержание глинистого материала, %	Эвапориты, сульфатные и карбонатные породы	Смешанные породы	Глинистые породы с содержанием обломочного материала ($>0,01$ мм), %		
			0—10	10—25	25—50
100—50			Глины чистые	Глины алевритистые	Глины алевритовые
50—25	Вакковые Субвакковые Субаренитовые Аренитовые	Вакки Субвакки Субарениты Арениты			
25—10					
10—5					
0—5					

тые аргиллиты, вулканогенно-осадочные, выветрелые и трещиноватые магматические и метаморфические породы.

Литологические типы пород возможных флюидопоров приведены в табл. 3.

§ 3. ГЕНЕТИЧЕСКИЕ И МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПУСТОТНОГО ПРОСТРАНСТВА ПОРОД-КОЛЛЕКТОРОВ

Состояние системы «коллектор» определяется структурой порового пространства. Основы структуры порового пространства, особенно обломочной породы-коллектора, закладываются на стадии седиментогенеза. Значительные изменения она может претерпеть в течение диа- и катагенеза.

Морфология пустотного пространства пород-коллекторов в значительной мере зависит от структурных и текстурных особенностей пород. В породах-коллекторах следует различать матричное пустотное пространство, морфология которого определяется структурой породы и соответствует ей, и аматричное пустотное пространство, морфология которого определяется текстурой породы и соответствует ей.

Матричная емкость — это емкость породы-коллектора, формирующаяся и изменяющаяся в процессе образования осадка и его постседиментационных физико-механических преобразований (уплотнение и т. п.). Морфология матричного пустотного пространства зависит от размеров обломочных зерен, форменных образований, оолитов и кристаллов, способа их укладки, количества связующего материала и характера распределения его в пустотном пространстве. Пустотное пространство будет относиться к матричному в том случае, если формирование и преобразование его морфологии происходит в пределах межзернового пространства обломочных пород, в межформенном, межкристалловом поровом пространстве, а также в пределах обломочных зерен, раковин и фор-

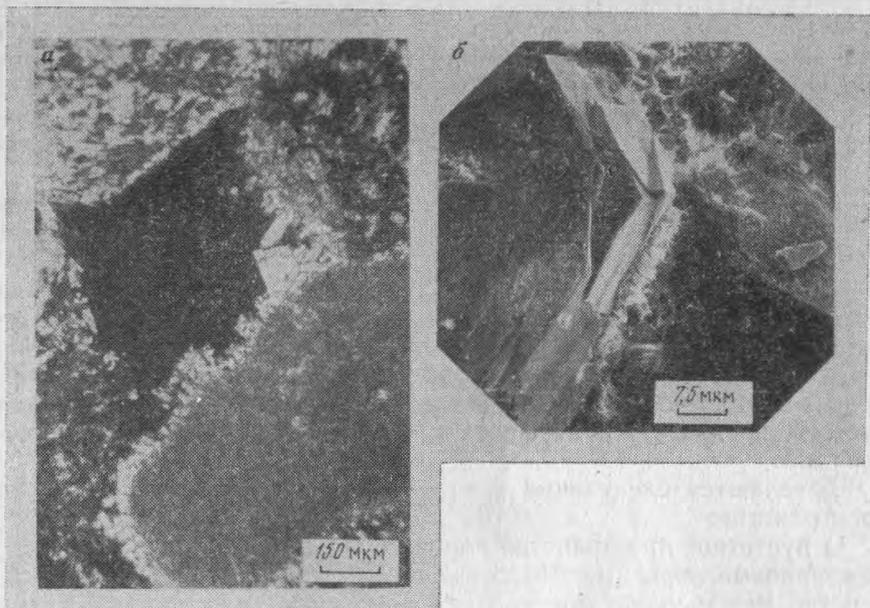


Рис. 8. Межзерновая емкость

a — песчаник; площадь Кандык, скв. 5-г, инт. 3479—3483 м; николи +. *б* — песчаник; площадь Верхневилучанская, скв. 615, инт. 2536,1—2540,9 м; хоронохская пачка

менных образований. Матричная емкость образуется и преобразуется параллельно с формированием структурных особенностей горной породы и является составной частью ее матрицы.

К матричному пустотному пространству относятся также поровидные полости, образовавшиеся в результате растворения и вы-

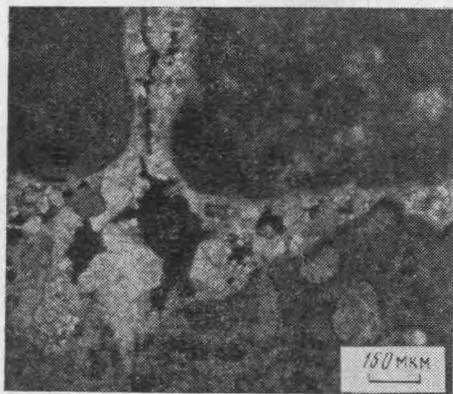


Рис. 9. Межформенная емкость

Аргиллит известковистый; площадь Кожасай, скв. 1-п, инт. 4029,0—4032,0 м

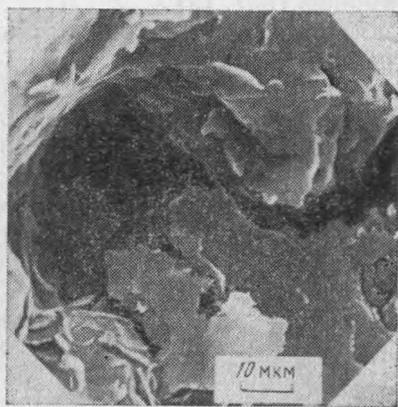


Рис. 10. Межагрегатная емкость

Мергель; площадь Северный Киндысай, скв. 2-п, инт. 4810,0—4816,0 м

носа легко выщелачиваемых компонентов цементирующего и связывающего материала из межзернового и межформенного пустотного пространства без нарушения текстурного строения породы. Подобные пустоты выщелачивания являются структурным компонентом породы и относятся к пустотам структурного выщелачивания.

Таким образом, разновидности матричного пустотного пространства можно объединить в два типа: поровый — формирование пустотного пространства связано с седиментогенезом, и поровидный, или поровидный, — формирование пустотного пространства связано с постседиментационными преобразованиями пород. Пустоты, образующиеся при доломитизации, перекристаллизации, структурном выщелачивании в пределах межзернового, межформенного пространства, морфологически сходны с порами. Такие пустоты предлагается называть поровидными пустотами, или пороидами.

Выделяются следующие разновидности матричного пустотного пространства:

1) пустотное пространство порового типа: межзерновые поры (рис. 8), межформенные поры (поровое пространство между оолитами и ступково-комковатыми карбонатными образованиями (рис. 9), межагрегатные поры (емкость между агрегатами и частицами аллотигенных глинистых минералов и емкость между коллоидно-, тонко- и мелкозернистым карбонатным материалом) (рис. 10), межкристалловые поры (емкость между кристаллами), биогенные поры (емкость между- и внутрираковинная, внутрискелетная емкость) (рис. 11);

2) пустотное пространство поровидного типа: пороиды структурного выщелачивания (рис. 12, 13), межкристалловые пороиды, образующиеся в результате доломитизации и перекристаллизации хомогенных пород (рис. 14), трещины структурные (рис. 15).

По данным Л. П. Колгиной и Н. А. Черновой (1977 г.), в поровом пространстве пород-коллекторов нижнего неокома нефтяных месторождений Среднего Приобья в результате перекристаллизации аллотигенной цементирующей массы образуются крупные кристаллы гидрослюда, хлорита, каолинита, что способствует появлению внутрицементных пор размером 0,2 мкм и сопровождается повышением емкости и сообщаемости порового пространства. М. Ф. Мирчинк (1952 г.) считает, что через поры указанного размера под давлением может происходить движение нефти к забоям скважин.

Детальная характеристика внутрицементной емкости стала возможной с появлением современных методов исследований, в частности растровой электронной микроскопии (РЭМ)*.

* Снимки на рис. 8, б, 10, 11, а, 12—18 сделаны с помощью РЭМ в проблемной лаборатории электронной микроскопии МИНХ И ГП им. И. М. Губкина, руководимой Р. А. Бочко.

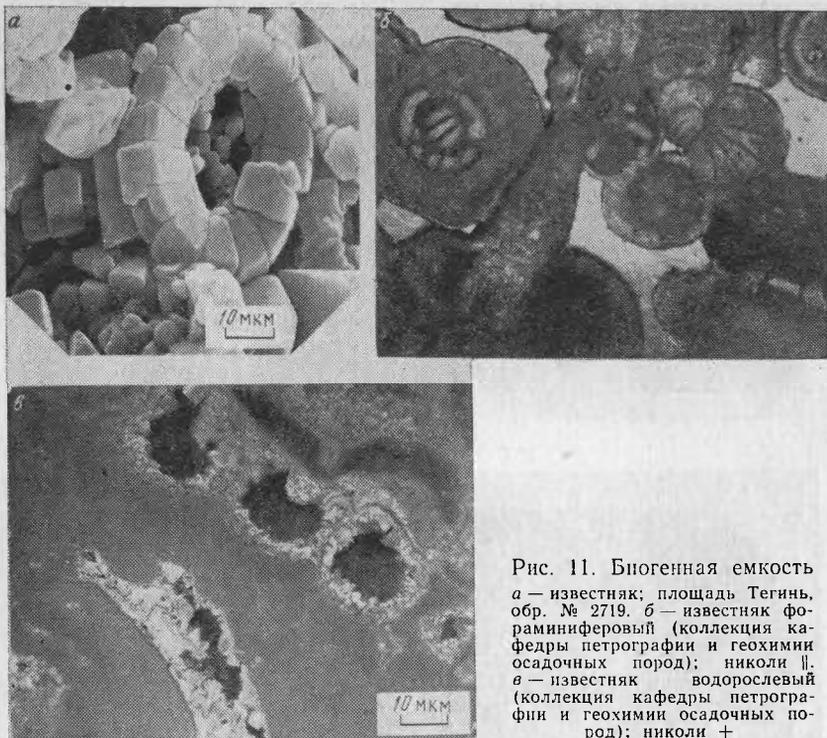


Рис. 11. Биогенная емкость
a — известняк; площадь Тегинь, обр. № 2719. *б* — известняк фораминиферовый (коллекция кафедры петрографии и геохимии осадочных пород); николи ||. *в* — известняк водорослевый (коллекция кафедры петрографии и геохимии осадочных пород); николи +

Внутрицементная емкость формируется при процессах перекристаллизации хомогенного цемента, образования аутигенных минералов и т. п. Все эти процессы осуществляются в пределах морфологически ограниченного межзернового (межформенного) пу-

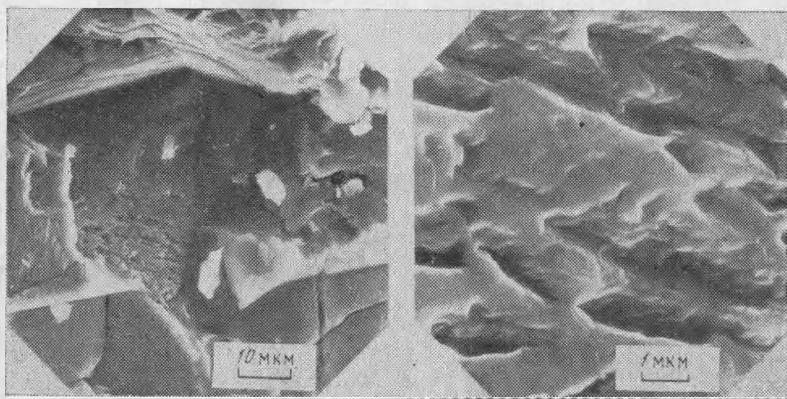


Рис. 12. Поронды структурного выщелачивания
 Доломит; площадь Верхневилучанская, скв. 602, инт. 2232,8—2235,8 м; харыстанский горизонт

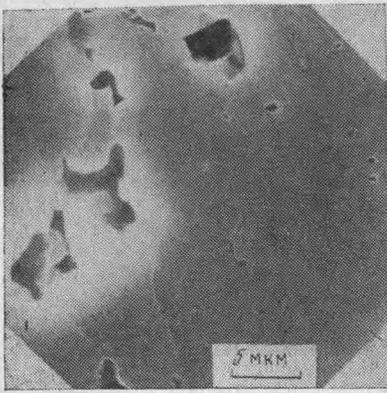


Рис. 13. Поровидная емкость
Известняк; площадь Восточный Торколь,
скв. 1, инт. 2726,0—2732,0 м

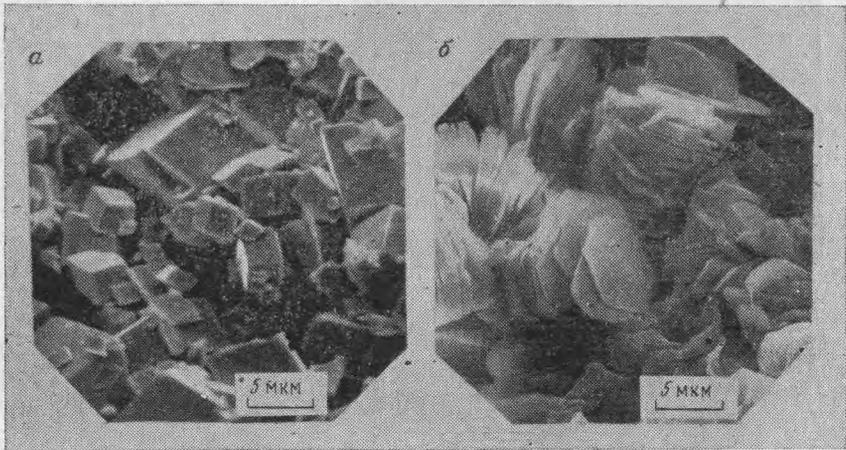


Рис. 14. Межкристалловая емкость.
а — известняк доломитизированный; площадь Западно-Тепловская, скв. 3-п, инт. 3170,0—3177,0 м. *б* — известняк доломитизированный; площадь Жанажол, скв. 5, инт. 2898,0—2906,0 м

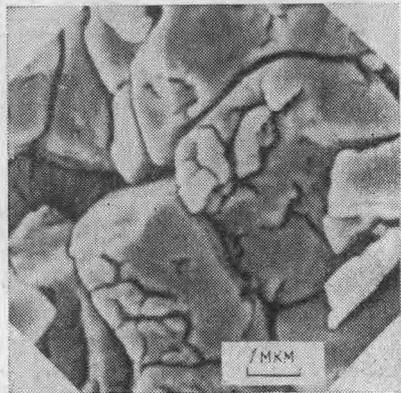


Рис. 15. Трещины структурные
Известняк; площадь Западно-Тепловская,
скв. 2-п, инт. 3470,0—3475,0 м

Рис. 16. Внутрицементная емкость, образованная хомогенными минералами

Песчаник крупнозернистый с аутигенным хомогенным цементом; площадь Верхневилучанская, скв. 602, инт. 2554,2—2564,3 м; талахская пачка

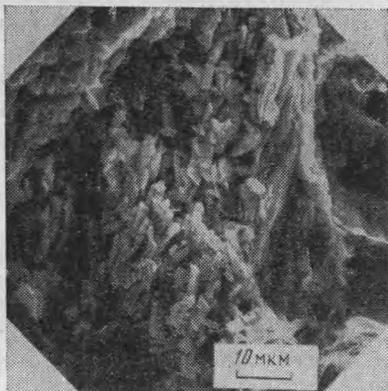


Рис. 17. Внутрицементная емкость, образованная глинистыми минералами

а — песчаник с плечочным аутигенным каолинитовым цементом; площадь Тасс-Юряхская, скв. 575, инт. 1573,6—1581,4 м; нижнеюдейская свита. *б* — песчаник с регенерационным и порово-плечочным аутигенным глинистым цементом; площадь Верхневилучанская, скв. 615, инт. 2536,1—2540,9 м; хоронохская пачка.

в — песчаник с аутигенным глинистым цементом; площадь Верхневилучанская, скв. 615, инт. 2536,1—2540,9 м; хоронохская пачка

тотного пространства. Седиментационные факторы при этом определяют направленность и масштабы постседиментационных преобразований. В связи с этим межзерновая, межформенная и биогенная емкости могут быть дополнительно подразделены на внутривещные емкости, образованные минералами:

хемогенными (рис. 16);

глинистыми (рис. 17);

смешанными хемогенно-глинистыми (рис. 18).

В образовании пустотного пространства хемогенных пород коллекторов основную роль играют процессы доломитизации и перекристаллизации. Эти пустоты в меньшей степени связаны с седиментационными факторами и не имеют седиментационных морфологических ограничений. Они выделены в отдельную разновидность — межкристалловую емкость.

Аматричная емкость, как правило, образуется в уже сформированной породе под действием внешних сил или в результате интенсивных процессов выщелачивания, поэтому возникновение ее часто сопровождается изменением структурных и текстурных особенностей породы. Аматричное пустотное пространство подразделяется на:

1) пустотное пространство трещинного типа (рис. 19):

трещины литологические и тектоногенетические, стилолитовые швы;

2) пустотное пространство кавернового и карстового типов (рис. 20).

При выделении типов пустотного пространства по размерам используется получившая широкое распространение в литологии десятичная система. В частности, на этой основе разработана в 30-х годах на кафедре петрографии Московского нефтяного института классификация обломочных пород по размеру зерен. Десятичная система позволяет классифицировать пустотное пространство в соответствии с его размером на пелитовое, алевроитовое, псаммитовое или псефитовое (табл. 4).

А. А. Ханин (1969 г.) выделяет ультракапиллярные (субкапиллярные), капиллярные и сверхкапиллярные поры. В ультракапиллярных порах с размером менее 0,1 мкм движение воды практически не происходит, так как вследствие действия адсорбционных сил она прочно удерживается поверхностью обломочных зерен и минералов. В капиллярных порах (0,1 мкм — 0,1 мм) передвижение воды осуществляется под действием капиллярных сил, а в сверхкапиллярных порах (>0,1 мм) действуют гравитационные силы.

Трещины по классификации Е. М. Смехова (1958 г.) подразделяются на микротрещины с раскрытостью менее 0,1 мм и макротрещины — более 0,1 мм.

Следует различать трещины тектонические и литогенетические, а среди последних структурные и текстурные. Структурные литогенетические трещины — разновидность матричной емкости, а текстурные литогенетические трещины — аматричной. К структурным

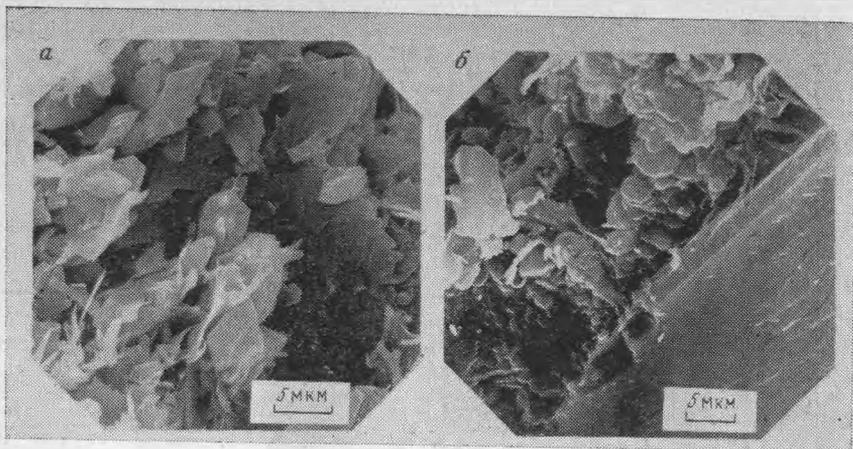


Рис. 18. Внутрицементная емкость, образованная хемогенно-глинистыми минералами

a — песчанник с аутигенным базальным глинисто-карбонатным цементом; площадь Верхневилочанская, скв. 602, инт. 2530,6—2541,0 м; талахская пачка. *б* — песчанник с аутигенным глинисто-карбонатным цементом; площадь Среднеботуобинская, скв. 32, инт. 1994,5—1994,9 м

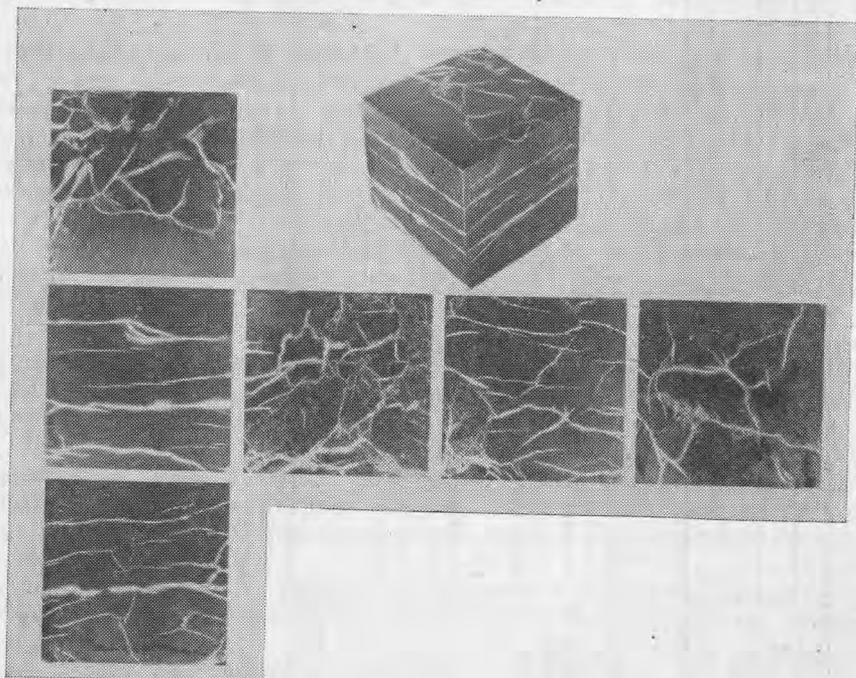


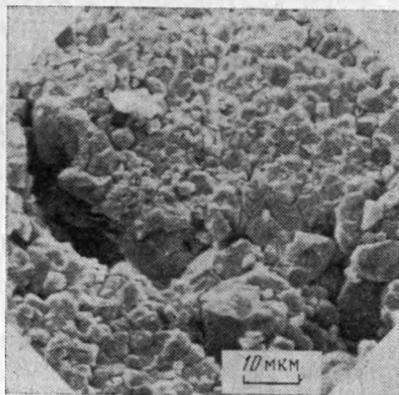
Рис. 19. Трещинный тип пустотного пространства

Известняк хемогенный (коллекция К. И. Багринцевой); площадь Жанажол, скв. 5-г, инт. 2834,0—2837,0 м; средний карбон

Таблица 4

Размер пустотного пространства, мм	Морфология пустотного пространства			
	матричного		аматричного	
	порового типа	поровидного типа	трещинного типа	кавернового и карстового типов
$< 0,0001$ $0,0001-0,01$ $0,0001-0,001$ $0,001-0,005$ $0,005-0,01$	Субпелитопоры Пелитопоры: мелкие средние крупные	Субпелитопоронды Пелитопоронды: мелкие средние крупные	Микротрещины Субпелитотрещины Пелитотрещины: мелкие средние крупные	Пелитокаверны: мелкие средние крупные
$0,01-0,1$ $0,01-0,025$ $0,025-0,05$ $0,05-0,1$	Алевропоры: мелкие средние крупные	Алевропоронды: мелкие средние крупные	Алевротрещины: мелкие средние крупные	Алеврокаверны: мелкие средние крупные
$0,1-1,0$ $0,1-0,25$ $0,25-0,50$ $0,50-1,0$	Псаммопоры: мелкие средние крупные	Псаммопоронды: мелкие средние крупные	Макротрещины Псаммотрещины: мелкие средние крупные	Псаммокаверны: мелкие средние крупные
$1,0-100,0$ $1,0-25,0$ $25,0-50,0$ $50,0-100,0$ $> 100,0$	Псефитопоры: мелкие средние крупные	Псефитопоронды: мелкие средние крупные	Псефитотрещины: мелкие средние крупные	Псефитокаверны: мелкие средние крупные Карстовые полости

Рис. 20. Каверновая емкость
Известняк; площадь Западно-Тепловская,
скв. 2-п, инт. 3470—3475 м



литогенетическим трещинам относятся те нарушения сплошности, которые не оказывают существенного влияния на текстурные особенности породы, т. е. разрывы, размеры (длина) которых соизмеримы с размерами обломочных зерен, фрагментов и кристаллов, слагающих породу. Раскрытость таких трещин обычно составляет 0,1—0,05 их длины. Структурные литогенетические трещины размещаются в пределах порового пространства. Они в виде тонких коротких линий огибают обломочные зерна или пересекают отдельные зерна и кристаллы в различных направлениях. Трещины структурные литогенетические возникают в течение диагенеза и катагенеза в результате уплотнения осадка, при старении коллоидов, при кристаллизации и перекристаллизации, при растрескивании зерен и кристаллов под давлением. Ю. К. Бурлин (1976 г.) указывает на возможность образования мельчайших трещин в результате микрогидроразрывов в глинистых породах при выделении межслоевых вод.

Среди текстурных литогенетических трещин следует различать трещины напластования, которые разделяют отдельные слои пород, и ветвящиеся трещины уплотнения, возникающие в позднем диагенезе и пересекающие слои в различных направлениях.

Тектонические трещины в отличие от литогенетических характеризуются значительной протяженностью. Рассекая слои и пласты, они проходят перпендикулярно, под углом к напластованию или параллельно ему и часто переходят в стилолитовые швы и каверны.

Подразделение пустотного пространства на матричное и аматричное дает возможность не только отразить морфологию и генетические особенности формирования его, но и сделать выводы об особенностях фильтрации флюидов. Введение терминов, отражающих генезис, морфологию и размер пустотного пространства, позволяет дать в краткой, лаконичной форме достаточно полную характеристику емкостного пространства.

ТИПИЗАЦИЯ И СТРУКТУРНО-ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ

§ 1. СТРУКТУРНО-ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ

Основной теоретической предпосылкой прогнозирования нефтегазоносности крупных территорий является эмпирически установленная связь нефтегазообразования и нефтегазонакопления со структурными элементами земной коры, испытавшими длительное и стабильное погружение.

И. М. Губкин (1934 г.) отмечает, что зоны глубоких депрессий являются тем местом, где возникает диффузионно-рассеянная нефть и откуда в дальнейшем она мигрирует к периферии впадины или к внутренним ее поднятиям.

На связь нефтегазонакопления с длительно и стабильно погружавшимися участками земной коры указывается в работах И. О. Брода (1947 г.), А. А. Бакрова (1949 г.), И. В. Высоцкого (1954 г.), В. Е. Хаина (1954 г.), З. А. Табасаранского (1972 г.) и др. Основной закон нефтегазонакопления получил свое отражение в учении о нефтегазоносных бассейнах. Под нефтегазоносными бассейнами понимают области значительного и длительного погружения в современной структуре земной коры, с которыми связаны многочисленные зоны нефтегазонакопления и питающие их нефтесборные площади [Брод И. О., Еременко Н. А., 1953 г.]. В последующие годы И. О. Брод обосновывает принципы выделения и классификации нефтегазоносных бассейнов.

Дальнейшее развитие учение о нефтегазоносных бассейнах получило в трудах Н. Б. Вассоевича, И. В. Высоцкого, В. Б. Оленина, Б. А. Соколова, В. Е. Хаина и др. Этими исследователями приводятся новые данные о строении нефтегазоносных бассейнов, закономерностях размещения в них месторождений нефти и газа, обосновывается новая классификация их.

Б. А. Соколов и А. М. Серегин (1973 г.) предлагают нефтегазоносные бассейны подразделять на семь типов:

- 1) внутриплатформенные;
- 2) складчато-платформенные, приуроченные к областям прогибания на стыке платформ и складчатых сооружений;
- 3) внутрискладчатые;
- 4) периконтинентально-платформенные, связанные с областями прогибания в зоне сочленения подводной окраины континентальной платформы и океанской структуры;
- 5) периконтинентально-складчатые, расположенные на стыке складчатой периферии материка и океанской структуры;
- 6) периокеанские, приуроченные к областям прогибания в переходных от океана к континенту зонах, когда из океанской структуры развиваются сооружения типа островных дуг.
- 7) внутриюкеанские.

Первые три типа соответствуют платформенным, предгорным и межгорным бассейнам классификации И. О. Брода, В. Г. Васильева, И. В. Высоцкого и др. (1965 г.). Выделение остальных типов нефтегазоносных бассейнов стало возможным лишь в последние годы, когда широко развернувшиеся работы в акваториях позволили обосновать их наличие.

Типизация осадочных бассейнов по литологическим условиям нефтегазоносности больших глубин проведена Б. А. Лебедевым, Г. С. Кузьминой, Г. В. Лебедевой и Г. В. Ляпичевой (1978 г.). Авторы выделяют три типа бассейнов: платформенные; с выдержанными соленосными толщами; молодые с высокими скоростями осадконакопления. К литологическим показателям нефтегазоносности бассейнов первого типа относятся наличие или отсутствие региональных зон выклинивания проницаемых тел и определенное положение крупных внутренних поднятий и палеоподнятий; второго типа — доля первичных коллекторов, наличие или отсутствие крупных перерывов и региональных зон выклинивания, распространение красноцветов; третьего типа — определенные интенсивность наложенных процессов, степень вертикальной изоляции и интенсивность динамоэпигенеза.

Дальнейшее совершенствование теории прогнозирования нефтегазоносности ставит задачи по разработке основ структурно-литологической типизации осадочных бассейнов, позволяющей дифференцированно подходить к прогнозной оценке их нефтегазоносности. В основу типизации бассейнов автором положена степень преобразованности первичных седиментационных параметров, определяющих коллекторские и экранирующие свойства пород [Дмитриевский А. Н., 1979]. Как показали проведенные исследования, главными факторами, влияющими на интенсивность преобразования седиментационных параметров, являются: генетическое положение бассейна, возраст осадочного выполнения, структура и литологический состав пород, особенности седиментогенеза (скорость осадконакопления, климат), термобарические условия недр.

Осадочные бассейны в соответствии с классификацией А. А. Бакирова, Г. Е. Рябухина, Н. М. Музыченко и др. (1979 г.) подразделены на платформенные, складчатые (или орогенные) и переходные (или пограничные).

Работами С. В. Богдановой, Е. Г. Журавлева, В. С. Князева, Т. А. Лапинской, В. П. Флоренского, А. М. Чарыгина, О. А. Шнипа показано влияние строения фундамента на особенности нефтегазоносности залегающих выше осадочных пород. Подразделение бассейнов по возрасту фундамента выполнено в соответствии с предложениями А. А. Бакирова (1972 г.).

Влияние указанных выше факторов на преобразование седиментационных параметров обломочных пород наиболее четко прослеживается при сравнении мобильных окраинных и центральных частей древних платформ. Интенсивность преобразования коллекторских и экранирующих свойств максимальная в древних пограничных бассейнах (особенно в пределах геосинклинальных

склонов) и минимальная в молодых пограничных и молодых орогенных бассейнах (на участках, не затронутых интенсивными стрессовыми давлениями).

Особенности строения бассейнов в значительной степени определяются литологическим составом пород (наличием или отсутствием соленосных толщ, вулканогенно-осадочных пород и т. п.).

В соответствии с проведенной типизацией осадочных бассейнов выделяется пять типов бассейнов, наиболее четко и резко отличающихся по степени сохранности первичных седиментационных параметров и, следовательно, по интенсивности преобразования коллекторских и экранирующих свойств (табл. 5).

Различия платформенных бассейнов обусловлены их литологическими особенностями. Выделяются два типа осадочных бассейнов окраинных частей древних платформ: прикаспийский (в строении осадочного чехла бассейнов принимают участие мощные толщи соленосных пород) и вилюйский (особенностью бассейнов является широкое развитие вулканогенно-осадочных пород).

Присутствие мощных толщ солей в осадочных бассейнах прикаспийского типа определяет особенности формирования коллекторских и экранирующих свойств подсолевых пород. Развитие АВПД в подсолевых отложениях обуславливает аномально низкое уплотнение пород. Соленосные отложения служат региональными флюидоупорами. Наличие солей в разрезе осадочного чехла обеспечивает также хорошие экранирующие свойства глинистых пород подсолевых отложений вследствие затрудненности оттока вод вверх по разрезу через толщу соленосных пород [Пинчук И. А. и др., 1977 г.]. В то же время присутствие солей обуславливает высокую минерализацию пластовых вод и в связи с этим высокую степень хемогенной цементации пород, проявление процессов наложенного галокаатагенеза, который, как показали исследования А. А. Махнача (1978 г.), является существенным фактором изменения коллекторских свойств подсолевых отложений. Формирование соляных куполов приводит к оттоку соли из межкупольных пространств и образованию «окон» в региональной соленосной покрывке.

Осадочные бассейны вилюйского типа характеризуются широким развитием вулканогенно-осадочных пород. Постседиментационные преобразования вулканогенного материала обуславливают формирование разбухающих глинистых минералов, что отрицательно сказывается на коллекторских и положительно на экранирующих свойствах пород. Особенности распределения вулканогенного материала определяют изменение коллекторских и экранирующих свойств в латеральном и вертикальном направлениях и соответственно — размещение залежей углеводородов.

Волго-Камский осадочный бассейн сложен терригенными и карбонатными породами палеозойского возраста. Степень преобразованности первичных седиментационных параметров наиболее наглядно можно проследить по обломочным породам девона.

По данным М. М. Алиева, Г. П. Батанова, Р. О. Хачатряна и др. (1978 г.), терригенная толща девона содержит до 20 проникаемых пластов. Отмечается приуроченность скоплений нефти к верхним продуктивным пластам. Продуктивные пласты девона сложены мономинеральными кварцевыми песчаниками и алевролитами. Хорошо отсортированные разности песчаников сцементированы глинистым и глинисто-карбонатным цементом (с содержанием 2—3, редко 10 %) контактового и пленочного типов или вторичным регенерационно-кварцевым цементом. Коллекторские свойства песчаников высокие: пористость песчаников кыновского горизонта Казанско-Кажимского прогиба 20 %, проницаемость до 2,6 мкм², песчаники муллинского горизонта Кушкульской площади характеризуются проницаемостью до 2,2 мкм² и пористостью 21 %. Коллекторские свойства пород значительно снижаются при приближении к зонам литологического выклинивания, при этом содержание глинистого цементирующего материала увеличивается до 20—30 %, ухудшается сортировка обломочных зерен. В районе Бузулукской впадины проницаемость алевролитов старооскольского горизонта менее 0,001 мкм². М. М. Алиев и др. (1978 г.) отмечают также связь между коллекторскими свойствами и мощностью: пласты повышенной мощности, как правило, сложены преимущественно песчаниками с высокими фильтрационными и емкостными свойствами.

В целом для палеозойских пород Волго-Камского осадочного бассейна характерна достаточно высокая степень уплотнения пород, которая приводит к резкому уменьшению первичной межзерновой емкости. Наличие пород с высокими коллекторскими параметрами объясняется их высокой минералогической зрелостью, ранним приходом нефти и образованием на первых стадиях катагенеза регенерационного кварцевого каркаса, препятствующего уплотнению пород (К. Р. Чепиков и др., 1971 г.).

Пограничный тип осадочных бассейнов описан на примере Предуральского бассейна, характеризующегося высокими скоростями накопления древних палеозойских осадков. Размещение его по соседству с развивающейся горной страной определило высокую степень уплотнения обломочных пород и их низкие коллекторские свойства.

Предуральский краевой прогиб в пределах Актюбинского Приуралья подразделяется на две зоны: внутреннюю — на складчатом основании и внешнюю — на платформенном [Замаренов А. К., 1970 г.]. В пределах внутренней зоны обнажаются верхнекаменноугольные и нижнепермские породы. Внешняя зона занимает значительную часть территории восточного обрамления Прикаспийской впадины.

А. К. Замаренов (1970 г.) отмечает уменьшение интенсивности проявления динамометаморфизма, улучшение коллекторских свойств верхнекаменноугольных и нижнепермских обломочных пород в южной части Предуральского краевого прогиба.

Признаки типизации осадочных бассейнов	Платформенные бассейны			Орогенные бассейны	Пограничные бассейны
	прикаспийского типа	вилюйского типа	волго-камского типа	южно-каспийского (апшеронского) типа	предуральского типа
Литологический состав осадочного чехла	Соленосно-осадочный	Вулканогенно-осадочный	Карбонатно-терригенный	Терригенный	Биохемогенно-терригенный
Возраст осадочного чехла	PZ, MZ, KZ	PZ, MZ	PZ	MZ, KZ	PZ
Мощность осадочного чехла, км	15—20	10—12	5—7	15—20	10—15
Скорость осадко-накопления	Средняя, высокая (с быстрым накоплением соленосных толщ)	Средняя — высокая (пульсирующая в соответствии с интенсивностью поступления вулканогенного материала)	Низкая	Высокая	Высокая
Минералогическая зрелость	Низкая — средняя	Низкая — средняя — высокая (в зависимости от наличия или отсутствия вулканогенного материала)	Высокая	Низкая	Низкая
Седиментационная зрелость	Средняя — низкая	Низкая	Средняя — высокая	Низкая	Низкая
Структурная зрелость пород	Средняя	Средняя	Высокая	Низкая	Высокая

Степень уплотнения пород	Аномально низкая в подсолевых отложениях	Неравномерная в зависимости от состава и количества вулканогенного материала	Высокая; низкая — при образовании регенерационного каркаса в раннем катагенезе	Минимальная; в зоне действия стрессовых напряжений относительно высокая	Максимальная
Сохранение седиментационной емкости обломочных пород-коллекторов	В подсолевых отложениях до глубины 5—6 км	До глубины 3—4 км	До глубины 3—4 км	До глубины 6—7 км (за исключением зоны действия стрессовых напряжений)	До глубины 2—3 км
Постседиментационная емкость пород-коллекторов	За счет трещиноватости и вторичных пустот выщелачивания	За счет преобразования монтмориллонита в гидрослюда и трещиноватости	За счет формирования вторичных пустот и трещиноватости	За счет пустот выщелачивания	За счет трещиноватости и вторичных пустот выщелачивания
Факторы, оказывающие максимальное положительное влияние на коллекторские свойства пород в катагенезе	Бассейновые аномально высокие пластовые давления	Ранний приход в коллектор углеводородов; трещиноватость	Выщелачивание и трещиноватость	Малая степень уплотнения	Трещиноватость и выщелачивание
Факторы, оказывающие максимальное влияние (отрицательное) на коллекторские свойства пород в катагенезе	Высокая минерализация пластовых вод, наложенный галокатагенез	Преобразование вулканогенного материала в разбухающие компоненты	Уплотнение, растворение под давлением	Аутигенное минералообразование	Уплотнение
Состав пород флюидоупоров	Соль, полиминеральные глины	Разбухающие глинистые минералы	Глины каолиновые и гидрослюдистые	Глины монтмориллонитовые	Глины полиминеральные, соль

Признаки типизации осадочных бассейнов	Платформенные бассейны			Орогенные бассейны	Пограничные бассейны	
	прикаспийского типа	вилюйского типа	волго-камского типа	южно-каспийского (апшеронского типа)	предуральского типа	
<p>Факторы, оказывающие влияние на экранирующие свойства пород в катагенезе</p>	положительное	Аномально высокие поровые давления	Преобразование вулканогенного материала в разбухающие компоненты	Сохранение смешаннослойных компонентов и монтмориллонита до глубины 5—6 км	Трещиноватость	
		отрицательное	«Окна», образующиеся в результате оттока соли при росте куполов	Гидросланцизация монтмориллонита		Трещиноватость
Преобладающая приуроченность скоплений нефти и газа		К соляным куполам (экранированные залежи) и межкупольным поднятиям; в подсолевых отложениях к крупным сводовым поднятиям	К крупным сводовым поднятиям, к локальным зонам фациального замещения	К крупным сводовым поднятиям	К линейным антиклинальным зонам	К линейным структурам и рифовым массивам

В первом обобщении данных о коллекторских свойствах Актюбинского Приуралья, выполненном П. Я. Авровым (1957 г.), приводятся данные, свидетельствующие о крайне невысоких величинах общей и открытой пористости и делается вывод об ухудшении коллекторских свойств верхнепалеозойских отложений в восточном направлении, т. е. при приближении к Уралу. Результаты последующих исследований подтвердили выводы о низких значениях первичной межзерновой емкости и преимущественном развитии коллекторов трещинного типа [Бакиров К. Х., 1962 г. и др.].

Молодой орогенный Южно-Каспийский (Апшеронский) бассейн характеризуется высокой скоростью накопления осадков, сложен он мезозойско-кайнозойскими образованиями. Мощность кайнозойских отложений более 10 км. Разрез продуктивной толщи (средний плиоцен) представлен чередованием глин, алевролитов и песчаников. С увеличением глубины залегания отмечается незначительное ухудшение коллекторских свойств пород [Ахмедов Г. А. и др., 1977 г.].

По данным Э. А. Даидбековой и др. (1978 г.) в обломочных породах отсутствуют явления регенерации кварца, конформные структуры и другие признаки глубоких катагенетических преобразований. На больших глубинах (4—5 км) встречаются слабосцементированные породы с высокими коллекторскими свойствами: площадь Бахар, скв. 7, глубина 4343—4346 м, проницаемость 0,198 мкм², пористость 22,8 %; о-в Булла, скв. 525, глубина 4982—4986 м, проницаемость 1,41 мкм², пористость 23,1 %. Ухудшение коллекторских свойств происходит в результате аутигенного минералообразования, в том числе вследствие образования аутигенного монтмориллонита. К факторам улучшающим экранирующие свойства пород, относится сохранение монтмориллонита до глубины 5—6 км. Так, он составляет более 60 % тонкопелитовой фракции на глубинах 6016—6026 м (скв. 30, Булла-море), 5024—5027 м (скв. 537, о-в Булла), 5300—5304 м (скв. 58, площадь Калмас).

Как видно из табл. 5, осадочные бассейны каждого типа характеризуются различными условиями для сохранения первичной седиментационной емкости. Резко различны и глубины, до которых сохраняется первичная межзерновая емкость. В недрах бассейнов выделенных типов протекают процессы, по-разному влияющие на преобразование коллекторских и экранирующих свойств пород. Бассейны различаются по структурно-литологическим особенностям, обеспечивающим образование скоплений нефти и газа.

Работы по совершенствованию структурно-литологической типизации осадочных бассейнов необходимо продолжить. При этом следует включать в типизацию бассейны, которые можно достаточно четко разграничить по степени сохранности первичных седиментационных признаков. Только в этом случае типизация будет выполнять свое основное предназначение, а именно: прогнозирование в общих чертах свойств обломочных пород-коллекторов, что имеет большое значение при проведении нефтегазописковых работ в слабо изученных бассейнах. При накоплении фактически-

го материала структурно-литологическая типизация, по-видимому, охватит все типы осадочных бассейнов, выделяемых Б. А. Соколовым и А. М. Серегиним (1973 г.).

Таким образом, предложенная структурно-литологическая типизация позволяет дифференцированно проводить прогнозную оценку нефтегазоносности осадочных бассейнов и устанавливать глубины, до которых могут сохраниться первичные седиментационные параметры обломочных пород в осадочном бассейне того или иного типа.

Для детального системно-литологического изучения выбраны Прикаспийский и Вилъюйский осадочные бассейны, имеющие сходное геотектоническое положение, широкий возрастной диапазон отложений, большую мощность осадочного выполнения и являющиеся литологически разнородными объектами.

§ 2. СТРУКТУРА И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ПРИКАСПИЙСКОГО БАСЕЙНА

Прикаспийская впадина представляет собой один из крупнейших осадочных бассейнов земного шара, в пределах которого накопилась толща осадочных пород мощностью более 20 км. Характерной чертой ее геологического строения является наличие мощных толщ солей, определяющих особенности структуры Прикаспийского бассейна.

Прикаспийская впадина с севера и с запада ограничивается системой крупных разломов. Наиболее четко выражены Волгоградский и Жадовский разломы. На востоке она граничит с горными сооружениями Урала и Мугуджар. Вдоль Уральской складчатой системы до широты Актюбинска четко прослеживается Предуральский краевой прогиб.

О существовании прогиба южнее Актюбинска нет единой точки зрения. По данным Н. С. Шатского (1945 г.), М. В. Муратова (1955 г.), В. Е. Хаина (1958 г.), М. П. Казакова, М. М. Чарыгина и др. (1958 г.), М. С. Арабаджи, Ю. М. Васильева, В. С. Мильничука, М. М. Чарыгина, (1965 г.), И. Ю. Лапкина (1965 г.), Ю. А. Иванова (1966 г.); Ю. М. Васильева, М. С. Арабаджи, Л. В. Камарова и др. (1973 г.) на востоке и юго-востоке Прикаспийской впадины был Предуральский краевой прогиб, отделявший впадину от герцинских складчатых сооружений.

А. Л. Яншин (1951, 1955, 1962 гг.), Р. Г. Гарецкий (1962, 1972, гг.), П. Я. Авров и др. (1965 г.), И. С. Вольвовский и др. (1966 г.), П. Я. Авров, И. Б. Дальян и др. (1972 г.) считают, что Предуральский краевой прогиб прослеживается до широты ст. Акбулак. Южнее Зилаирского синклинория выделяется Актюбинский периклинальный прогиб, который замыкается на широте ст. Кандагач. Далее на юг сочленение Прикаспийской впадины с герцинскими складчатыми сооружениями осуществляется через краевой шов, представляющий собой систему разломов.

По данным Н. В. Неволлина (1958, 1961 гг.), И. В. Хворовой (1961 г.), А. К. Замаренова (1970 г.), Предуральский краевой прогиб замыкается на широте Кокпектинской антиклинали.

Выполненные исследования [Дмитриевский А. Н., 1966 г.] позволили установить, что геологическое строение Актюбинского Приуралья имеет много общих черт с геологическим строением Предуралья и поэтому должна включаться в состав последнего.

Анализ особенностей распределения геофизических (гравитационного, геомагнитного и теплового) полей, материалы опорных сейсмических профилей дают возможность судить о характере и глубине залегания поверхности фундамента в пределах Прикаспийского бассейна. Сейсмические исследования позволили установить ступенчатое погружение поверхности фундамента от северного борта впадины к ее центральному району. Поверхность фундамента неровная, имеются приподнятые и опущенные блоки. О строении и глубине залегания фундамента в центральных районах впадины сведения недостаточные и противоречивые. По данным треста Спецгеофизика фундамент в центральных районах находится на глубине 20—25 км, по данным ВНИИГеофизики — 15—18 км. Большая мощность осадочного чехла, слабая изученность и сложность тектонического строения затрудняют исследования впадины.

При изучении геологического строения Прикаспийского бассейна исследователи стремились выделить в том или ином объеме структурные этажи (В. С. Журавлев, 1960 г.; Ю. С. Кононов, 1961 г.; Ю. М. Бутковский, И. И. Кожевников, 1962 г.; Н. А. Калинин, 1963 г.; Н. В. Неволин, 1965 г.; Г. Е.-А. Айзенштадт, С. Н. Колтыпин и др., 1967 г.; В. Л. Соколов, 1970 г.; Ю. М. Васильев, М. С. Арабаджи, Л. В. Каламкаров и др., 1973 г.; А. Н. Дмитриевский, 1975 г.). Несмотря на различный подход, большинство исследователей выделяют подсолевой структурный этаж.

Прикаспийский осадочный бассейн зародился, как полагает В. С. Журавлев (1972 г.), в рифее — нижнем кембрии. В это время фундамент юго-восточной части Восточно-Европейской платформы начал претерпевать расколы.

В. Е. Хаин (1978 г.) относит Прикаспийскую впадину к своеобразному типу периконтинентальных бассейнов, расположенных на выступающих углах кратонов, на схождении двух зон перикратонных опусканий, и отвечающих синеклизам. Такие синеклизы В. Е. Хаин называет узловыми, В. С. Журавлев — экзогональными, а А. Л. Ставцев — батисинеклизами. Е. Е. Милановский, В. Е. Хаин (1964 г.) впадины подобного типа рассматривают как участки с реликтовым характером строения, которые в то время, когда окружающие их зоны проходили этап геосинклинального развития, не испытали складчатости и метаморфизма и не нарастили гранитно-метаморфического слоя.

С востока Прикаспийский осадочный бассейн граничил с Уральской геосинклиной, что определило его интенсивное опускание в раннем палеозое. Обрамлением впадины и источниками сноса в это время служили морфологически слабо выраженные выступы и массивы Восточно-Европейской платформы.

О существовании и составе докембрийских и нижнепалеозойских отложений можно судить по материалам бурения в соседних районах и на основании изучения пород в обрамлении впадины. Так, докембрийские (протерозойские) отложения вскрыты скважинами на Карпенской площади Саратовской области, где они представлены терригенными породами. Ордовикские, силурийские и нижнедевонские терригенные отложения пройдены скважинами в пределах Шуваловской и Оренбургской площадей. Терригенно-карбонатные средне- и верхнедевонские породы вскрыты соответственно на Ташлинской (Уральская область) и Шуваловской (Оренбургская область) площадях.

Верхнедевонские отложения изучены на Изембетской и Кокпектинской складках (Сакмарско-Уралтауская зона), где они представлены песчаниками, алевролитами, аргиллитами с прослоями известняков (Кокпектинская складка).

Прикаспийская впадина, являясь юго-восточной частью Восточно-Европейской платформы, по-видимому, вместе с ней прошла древнепалеозойский цикл развития, который по данным С. Н. Бубнова (1960 г.), начался трансгрессией в кембрии и закончился эмерсией в нижнем девоне.

Недостаток фактического материала не дает возможность детально охарактеризовать ранне-среднепалеозойский этап развития Прикаспийской впадины. Очевидно, накопление осадочных пород в пределах современных границ Прикаспийского бассейна началось с трансгрессивной серии пород и происходило в опущенных блоках фундамента.

По данным А. Л. Яншина и др. (1977 г.), в позднем девоне Прикаспийская впадина испытала интенсивное опускание, в результате чего в ее центральной части образовался глубоководный бассейн с депрессионными осадками.

В конце раннего карбона произошло образование Южно-Эмбенской складчатой зоны, а в позднем карбоне — ранней перми отмечаются первые фазы герцинских горообразовательных движений, которые привели к образованию Уральской горной страны.

Развитие Уральской геосинклинали, соседство молодой развивающейся горной страны с неоднократно возобновляющейся тектонической активностью в значительной мере определили историю геологического развития Прикаспийского осадочного бассейна.

В соответствии с принципами системно-структурного анализа в Прикаспийском осадочном бассейне выделяются нижнепалеозойско-среднедевонский, верхнедевонско-верхнекаменноугольный, нижнепермско-триасовый и юрско-кайнозойский структурно-формационные этажи и соответствующие им палеобассейны. Наиболее детально охарактеризованы верхнедевонско-верхнекаменноугольный и нижнепермско-триасовый этажи, с которыми связаны основные перспективы нефтегазоносности бассейна. Эти этажи подразделяются на формации (снизу вверх): аридно-трансгрессивную верхнего девона, гумидно-инундационную нижнего и среднего карбона, гумидно-дифференционную верхнего карбона, гумидно-рег-

рессивную нижней перми (докунгурская), аридно-регрессивную кунгурского яруса, аридно-эмерсивную верхней перми, гумидно-эмерсивную нижнего и среднего триаса, гумидно-инверсивную верхнего триаса (рис. 21).

Палеозойские отложения достаточно сложный объект стратиграфического и литологического изучения, так как они содержат крайне незначительные остатки фауны и флоры и характеризуются изменением литологического состава по разрезу и по площади. Скважины, вскрывшие подсолевые отложения, немногочисленны и отстоят друг от друга на большом расстоянии. Все эти обстоятельства затрудняют изучение и сопоставление палеозойских отложений.

Данных о строении аридно-трансгрессивной Ф верхнего девона в пределах Прикаспийского осадочного бассейна недостаточно для подразделения ее на КТ. В восточной части бассейна преимущественно развит, по-видимому, терригенный КТ, образование которого происходило в прибрежной части мелководного морского бассейна [Дмитриевский А. Н., 1975 г.].

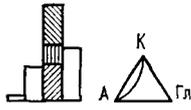
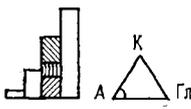
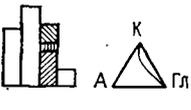
В каменноугольных отложениях восточной части Прикаспийского бассейна выделены карбонатный КТ нижнего и среднего карбона и терригенно-карбонатный КТ верхнего карбона.

Карбонатный КТ нижнего и среднего карбона восточной части Прикаспийского осадочного бассейна подразделяется на АТ: карбонатную визейского и серпуховского ярусов; глинисто-карбонатную башкирского яруса; терригенно-карбонатную московского яруса. Детальные литологические исследования позволили установить, что наиболее постоянным признаком, позволяющим различать карбонатные осадочные тела в ниже- и среднекаменноугольных отложениях восточной части Прикаспийского осадочного бассейна, является содержание в них глинистого и раковинного материала и обуглившихся растительных остатков. Следует также отметить, что содержание глинистого материала определяет такие особенности пород, как трещиноватость, степень кристаллизации, наличие или отсутствие стилолитовых швов, цвет и т. п. По изменению этих признаков выделяются ЭТ и различаются разновозрастные АТ.

АТ визейского и серпуховского ярусов представлены сероцветными аренитовыми известняковыми ЭТ, в которых отмечено незначительное содержание глинистого материала (до 5 %). Выделенные ЭТ сложены отдельными разностями известняков мощностью 3—5 м. ЭТ различаются по степени раскристаллизации, по монолитности (трещиноватые и плотные), по цвету (серые и темно-серые), по наличию или отсутствию раковинных органических остатков, сгустково-комковатых образований, обуглившихся растительных остатков. Максимальная вскрытая мощность карбонатной АТ визейского и серпуховского ярусов 506 м.

АТ башкирского яруса сложена субаренитовыми и реже субвакковыми известняковыми ЭТ, в которых содержание глинистого материала увеличивается до 10—15 %. ЭТ представлены монолитными и трещиноватыми известняками, органогенно-обломочными

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14			
Система отбора	Местная	Т р и а с о в а я	Н и ж н и й	В е р х н и й	Формация	КТ	АТ	Литолягия	Максимальная мощность, м	Характеристика породообразующих минералов и цемента	Состав глинистых минералов	Пористость, %	Проницаемость $\cdot 10^{-15} \text{ м}^2$			
Пермская	Верхний	Нижний	Ветлужский	Баскунчакский	Гумидно-эмерсидная	Терригенный	Терригенная		584	527	543	314	269	381	181	
Татарская	Верхний	Нижний	Ветлужский	Баскунчакский	Гумидно-эмерсидная	Терригенный	Терригенная		584	527	543	314	269	381	181	
Подъярская	Верхний	Нижний	Ветлужский	Баскунчакский	Гумидно-эмерсидная	Терригенный	Терригенная		584	527	543	314	269	381	181	
Горизонт	Верхний	Нижний	Ветлужский	Баскунчакский	Гумидно-эмерсидная	Терригенный	Терригенная		584	527	543	314	269	381	181	
Формация	Верхний	Нижний	Ветлужский	Баскунчакский	Гумидно-эмерсидная	Терригенный	Терригенная		584	527	543	314	269	381	181	
КТ	Верхний	Нижний	Ветлужский	Баскунчакский	Гумидно-эмерсидная	Терригенный	Терригенная		584	527	543	314	269	381	181	
АТ	Верхний	Нижний	Ветлужский	Баскунчакский	Гумидно-эмерсидная	Терригенный	Терригенная		584	527	543	314	269	381	181	
Литолягия	Верхний	Нижний	Ветлужский	Баскунчакский	Гумидно-эмерсидная	Терригенный	Терригенная		584	527	543	314	269	381	181	
Максимальная мощность, м	Верхний	Нижний	Ветлужский	Баскунчакский	Гумидно-эмерсидная	Терригенный	Терригенная		584	527	543	314	269	381	181	
Характеристика породообразующих минералов и цемента													Гс + Хл	2,3-25,3	1,0,001-61,50	11,0,001-382,6
													Гс + Хл + М	3,0-18,7		
													М	17,0-22,0	1,0,1-17,72	
													М + Гс + Хл	16,9-22,9	1,0,001-22,2	11,0,001-437,6
Характеристика породообразующих минералов и цемента													М + Гс + Хл	22,3-29,4	1,0,001-22,2	11,0,001-437,6
													Гс + Хл + М	8,7-19,6	1,0,01-835	
													Гс + Хл	3,0-18,7		
													Гс + Хл	5,3-35,4		

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14		
П е р м с к а я	Н и ж н и й	Верхний	Казанский						618		Гс + Хл	2,8 - 6,3	1,0,001 - 37,8 11 0,001 - 15,6		
		Уфимский						540				3,7 - 21,4	1,7 - 3,3 1,9 - 12,6	1,0,001 - 0,66	
	А р т и м с к и й	К у н г у р с к и й	Яридно-регрессивная	Яридно-эммерсидная	Терригенно-эвапоритовый	Терригенный	Терригенно-сульфатная	Терригенно-сульфатная	Терригенно-сульфатная	678			1,8 - 4,3	1,4 < 0,001 11 < 0,0001	
														Терригенно-сульфатная	Терригенно-сульфатная
	А р т и м с к и й						Терригенно-сульфатная	Терригенно-сульфатная	Терригенно-сульфатная	366				1,7 - 3,7	1,4 < 0,001 11 < 0,001
														Терригенно-сульфатная	Терригенно-сульфатная
	А р т и м с к и й						Терригенно-сульфатная	Терригенно-сульфатная	Терригенно-сульфатная	565		Гс + Хл + (Кл)	2,1 - 15,5	1,0,001 - 4,16 11 0,001 - 6,18	
													Терригенно-сульфатная	Терригенно-сульфатная	3185
													1,3 - 14,0	1,0,001 - 5,41 11 0,001 - 15,2	
													2,8 - 8,9	1,4 < 0,001 11 < 0,001	
												3,9 - 15,8	1,0,001 - 0,34 11 0,001 - 3,15		

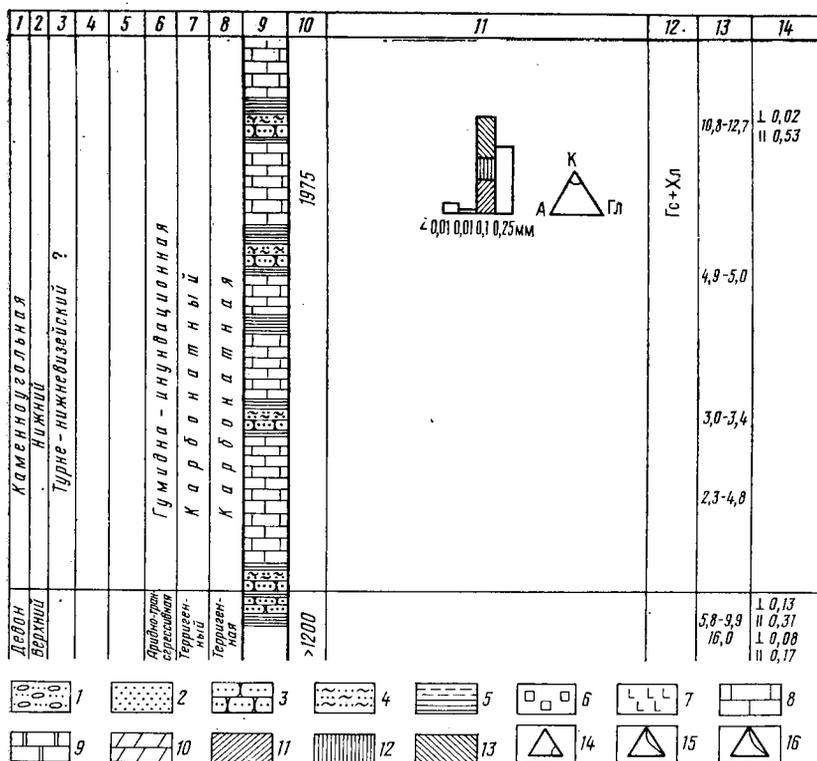


Рис. 21. Сводный геологический разрез каменноугольных, пермских и триасовых отложений восточной части Прикаспийского осадочного бассейна

Литология: 1 — гравелиты и конгломераты; 2 — пески; 3 — песчаники; 4 — алевриты и алевролиты; 5 — глины и аргиллиты; 6 — соли; 7 — гипсы и ангидриты; 8 — известняки; 9 — доломиты; 10 — мергели. Характеристика породообразующих минералов и цемента: минеральный состав обломочных зерен: 11 — кварц, 12 — полевые шпаты, 13 — обломки пород; соотношение компонентов: 14 — преобладание одного компонента, 15 — преобладание двух компонентов с подчиненным значением одного из них, 16 — преобладание двух компонентов, присутствующих в равных количествах; минеральный состав цемента: К — карбонатный, Гл — глинистый, А — ангидритовый. Состав глинистых минералов: Гс — гидрослюда; Хл — хлорит; М — монтмориллонит; Кл — каолинит. Проницаемость по направлениям: ⊥ — перпендикулярно к напластованию; || — параллельно ему

и кристаллическими разностями, в большей или меньшей степени глинистыми. Увеличение содержания глинистого материала ограничивает процессы перекристаллизации. Максимальная вскрытая мощность башкирского яруса 196 м.

Для АТ московского яруса характерна еще большая концентрация глинистого материала. В разрезе ассоциации преобладают известняковые ЭТ, причем отмечаются глинистые и чистые разности известняков. Описаны также ЭТ, сложенные глинами, реже алевролитами и песчаниками. Мощность выделяемых ЭТ от 0,1 до 4 м, представлены они субвакковыми известняками (с содержанием глинистого материала до 25 %); глинами и аргиллитами со значительным содержанием карбонатного материала; известняка-

ми аренитовыми и субаренитовыми кристаллическими, доломитизированными, органогенными; доломитами плотными, тонкокристаллическими; алевролитами и песчаниками полимиктовыми с глинистым и карбонатно-глинистым цементом. Максимальная вскрытая мощность ниже-среднекаменноугольных отложений 3577 м.

Терригенно-карбонатный КТ верхнего карбона представлен различными по литологическому составу АТ: карбонатной, сульфатно-карбонатной и терригенно-карбонатной. На северных площадях восточной части Прикаспийского осадочного бассейна развиты известняковые ЭТ, сложенные хемогенными и органогенно-хемогенными разностями. Мощность ЭТ 1,0—7,0 м. Южнее установлена сульфатно-карбонатная АТ. Снизу вверх отмечается постепенное обогащение АТ сульфатным материалом, который сначала в виде стяжений и линз присутствует в глинистых и суглисто-комковатых известняковых ЭТ, глинистых и кристаллических доломитовых ЭТ и аргиллитовых ЭТ. В верхней части АТ увеличивается число ангидритовых ЭТ, мощность которых достигает 1,5—4 м. В пределах изученной территории установлена также серая и темно-серая терригенная АТ, сложенная в основном глинистыми и аргиллитовыми ЭТ, мощностью от нескольких миллиметров до 60—70 см, редко 1,6—1,8 м. В виде прослоев присутствуют песчаниковые и алевролитовые полимиктовые ЭТ мощностью до 20—40 см и известняковые ЭТ мощностью 10—90 см.

Следует отметить, что описанные разновидности АТ далеко не полностью характеризуют верхнекаменноугольный КТ, так как большая часть комплекса была размыва в предассельское время. Максимальная мощность вскрытой части КТ 475 м.

Гумидно-регрессивная формация нижней перми (докунгурские отложения) представлена терригенными КТ и АТ, состав которых закономерно изменяется. В зависимости от удаленности от области сноса, которой в это время служила молодая горная страна, наблюдается различный состав ЭТ. Так, при удалении от области сноса отмечается уменьшение размерности обломочных зерен и числа прослоев грубообломочных ЭТ, которые залегают в виде клиноформ. В районах, расположенных западнее, происходит увеличение количества и мощности известняковых и доломитово-известняковых ЭТ. Необходимо отметить также уменьшение количества и мощности грубообломочных ЭТ в направлении от ассельской АТ к артинской АТ. Преобладающим развитием характеризуются аргиллитовые ЭТ, в разной степени обогащенные песчано-алевритовым материалом, обугленными растительными остатками и карбонатным материалом. Мощность аргиллитовых ЭТ колеблется от 3 мм до 3 м. Алевролитовые и песчаниковые ЭТ представлены полимиктовыми разностями с карбонатным, карбонатно-глинистым и глинистым цементом; мощность ЭТ 10—80 см, редко 2—3 м. Гравелитовые и конгломератные ЭТ развиты в крайней восточной части изученной территории, сложены они полимиктовыми разностями с обилием песчано-алевритового и глинисто-

карбонатного материала. Мощность ЭТ изменяется от 1 до 11 м. Максимальная мощность ассельской АТ 895 м, сакмарской 464 м, артинской 565 м.

Для восточной части Прикаспийского бассейна выполнено сопоставление по каменноугольным и нижнепермским отложениям (рис. 22, 23), которое показывает изменение состава и строения выделенных КТ и АТ.

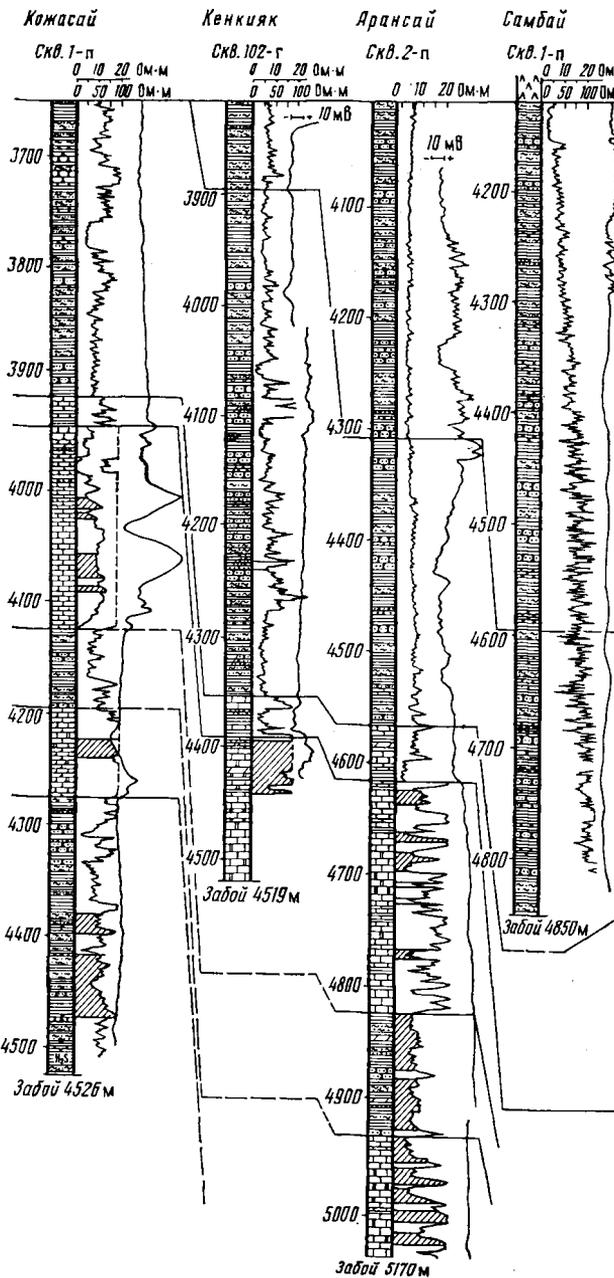
Преимущественно эвапоритовый КТ кунгурского яруса имеет, как правило, трехчленное строение. В нижней и верхней частях комплекса развиты терригенно-сульфатные АТ, представленные ангидритовыми, аргиллитовыми и песчаниково-алевролитовыми ЭТ. Количество терригенных ЭТ и содержание обломочного материала в ангидритовых ЭТ увеличиваются в восточном направлении. Мощность ЭТ изменяется от 2 мм до 6,5 м. Средняя часть ассоциации представлена преимущественно соленосной АТ, сложенной галитовыми ЭТ, мощность которых иногда достигает 8—14 м. Подчиненное значение имеют ангидритовые и аргиллитовые ЭТ мощностью от 0,5 мм до 4 см. Максимальная мощность нижней АТ 366 м, средней 3185 м и верхней 678 м.

Верхнепермский терригенный КТ представлен терригенными АТ уфимского, казанского и татарского ярусов. Установлены закономерности изменения состава и строения АТ по разрезу и по площади. В уфимской АТ развиты в основном сероцветные тонкообломочные ЭТ — аргиллитовые, алевролитовые, мелкопесчаниковые, часто занимающие большую площадь. Вверх по разрезу они уступают место крупнообломочным ЭТ обычно линзовидного строения. В казанской и татарской АТ развиты преимущественно красноцветные аргиллитовые и глинистые ЭТ с подчиненными прослоями алевролитовых и песчаниковых ЭТ. Вверх по разрезу также отмечается уменьшение мощности и числа известняковых и доломитовых ЭТ. Максимальная мощность уфимской АТ 540 м, казанской 618 м, татарской 1659 м.

Нижнетриасовая АТ также представлена преимущественно песчаниковыми, алевролитовыми, аргиллитовыми и глинистыми пестроцветными ЭТ. Начинается ее разрез с конгломератовой ЭТ. При удалении от Урала отмечается уменьшение размера обломочных зерен и числа грубообломочных ЭТ. Максимальная мощность нижнетриасовой АТ 583 м. Верхнетриасовая АТ сложена алевроитовыми и глинистыми ЭТ с подчиненными прослоями песчаниковых ЭТ. Максимальная мощность ее 886 м.

Таким образом, в восточной части Прикаспийского осадочного бассейна глубокими разведочными и структурно-поисковыми скважинами вскрыты подсолевые палеозойские отложения, наиболее древние из которых относятся к верхнему девону.

Аридно-трансгрессивная формация верхнего девона начинает новый палеозойско-мезозойский цикл развития Прикаспийского осадочного бассейна. В это время Прикаспийская впадина испытала интенсивное опускание, что привело к формированию в ее центральной части глубоководного бассейна с депрессионными



АТ	КТ	Ф	Ярус	Отдел	Система
Терригенно-карбонатная	Терригенно-карбонатная	Терригенно-карбонатная	Терригенная	Терригенная	Терригенная
Карбонатный	Терригенно-карбонатный	Терригенно-карбонатный	Терригенный	Терригенный	Терригенный
Гумидно-индифференциальная	Гумидно-карбонатная	Гумидно-карбонатная	Гумидно-регрессивная	Гумидно-регрессивная	Гумидно-регрессивная
Московский	Московский	Московский	Сахарский	Сахарский	Сахарский
Средний	Средний	Средний	Верхний	Верхний	Верхний
			Каменноугольный	Каменноугольный	Каменноугольный
			Нижний	Нижний	Нижний
			Пермский	Пермский	Пермский

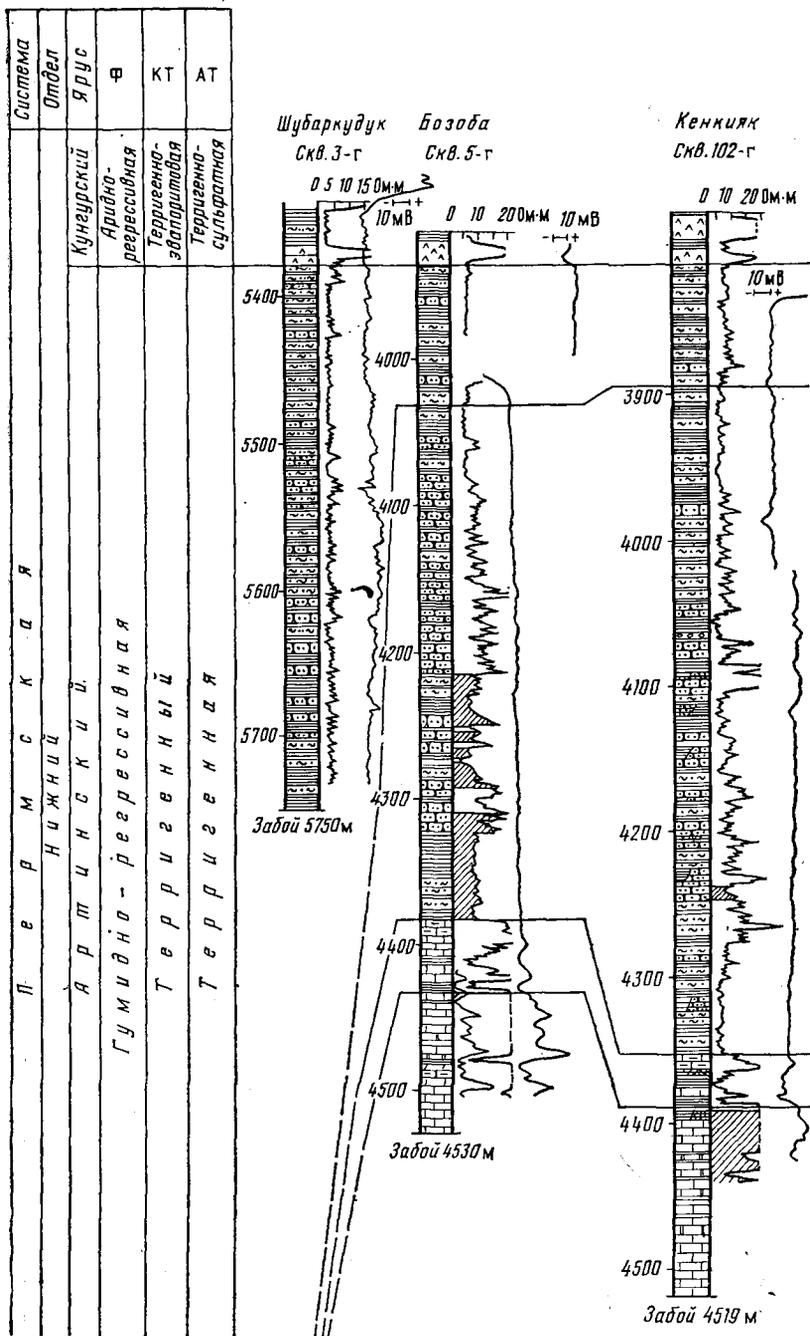


Рис. 23. Схема сопоставления каменноугольных и пермских отложений восточной части Прикаспийской впадины по линии скв. 3-п Шубаркудук — скв. 13-п Алибекмола. Составили А. Н. Дмитриевский, Ю. Г. Пименов
Условные обозначения см. на рис. 21

осадками [Яншин А. Л., Артюшков Е. А., Гарецкий Р. Г., 1977]. Верхнедевонские отложения восточной части впадины образовались в прибрежной части морского бассейна, о чем свидетельствуют литологический состав пород и находки фауны фораминифер. Различные по размеру и минеральному составу обломочные материалы поступали в область осадконакопления, где господствовала слабовосстановительная среда. Гидродинамический режим бассейна осадконакопления в течение позднедевонского времени не оставался постоянным.

В ранне-среднекаменноугольное время в результате развития Уральской геосинклинали восточная часть Прикаспийского бассейна вовлекается в интенсивное прогибание. В это время здесь накапливаются преимущественно карбонатные отложения, объединяемые в гумидно-инундационную формацию. Важную роль в строении ниже-среднекаменноугольных отложений играют также терригенные породы. Состав и морфология спорово-пыльцевых комплексов свидетельствуют о смене аридной климатической обстановки, существовавшей в девонское время, гумидной.

В восточной части Прикаспийской впадины в течение каменноугольного периода существовал морской бассейн, что доказывается литологическим составом пород, их текстурными и структурными особенностями, находками морских по происхождению фаунистических остатков. Наличие прослоев песчаников, а иногда гравелитов и конгломератов свидетельствует об усилении механической эрозии в области сноса и указывает на относительную близость области сноса от области осадконакопления. В бассейне происходило достаточно активное осаждение карбонатов кальция, которое подавлялось интенсивным накоплением обломочного материала в местах впадения в бассейн рек и временных потоков. Подобные условия привели к преимущественному развитию на одних участках известняков, на других — аргиллитов, алевролитов и песчаников. Минерализация вод на протяжении позднекаменноугольного времени была непостоянной, особенно на участках, обособленных от морского бассейна. Это приводило к образованию доломитов и ангидритов.

Гумидно-инундационная Ф нижнего и среднего карбона образовалась в едином бассейне, существовавшем в пределах Прикаспийской впадины, при однотипных климатических и тектонических условиях. В зависимости от палеогеографической обстановки осадконакопления она подразделяется на различные КТ. Развитие в юго-восточной части бассейна преимущественно терригенных осадочных тел объясняется приносом обломочного материала в эти районы с Северо-Устьюртского массива. С конца раннего — начала среднего карбона юго-восточная часть попадает в область действия нового источника сноса, поставлявшего обломочный материал, — Южно-Эмбенской складчатой зоны. В восточной и северной частях бассейна происходило накопление карбонатных осадочных тел. В соответствии с палеогеографической обстановкой осадконакопления гумидно-инундационная Ф нижнего и среднего карбона

подразделяется на терригенный КТ юго-восточной части и преимущественно карбонатный КТ восточной и северной частей Прикаспийского бассейна.

В позднекаменноугольное время отмечается уменьшение интенсивности прогибания восточной части бассейна, сопровождавшееся дифференциацией области осадконакопления и формированием пород различного литологического состава.

Гумидно-дифференционная Ф верхнего карбона имеет иное по сравнению с нижележащей Ф расположение КТ. Накопление преимущественно карбонатных осадочных тел сохраняется только в северной части Прикаспийского бассейна, где и выделяется карбонатный КТ. В юго-восточной и восточной его частях установлено развитие терригенно-карбонатного КТ, что соответствует большей дифференциации этих частей бассейна на поднятые и опущенные участки.

В конце позднекаменноугольного — начале раннепермского времени произошли первые горообразовательные движения на Урале, сопровождавшиеся общим подъемом территории.

Гумидно-регрессивная Ф нижней перми знаменует начало нового этапа в развитии Прикаспийского осадочного бассейна. Она характеризуется резко отличным грубообломочным составом в восточной и юго-восточной частях бассейна, что отражает горообразовательные процессы.

В предассельское время в результате поднятий значительная часть каменноугольных отложений восточной части бассейна была размыта. Интенсивность размыва неодинакова и зависит от подвижности различных блоков фундамента. В северной части бассейна сохраняются условия для накопления карбонатных осадков. В соответствии с этим в восточной и юго-восточной частях бассейна выделяется терригенный КТ, в северной части — карбонатный КТ.

Литологический состав нижнепермских отложений закономерно изменяется как по разрезу, так и по площади.

Ассельские и сакмарские отложения в пределах Актюбинского Приуралья представлены песчаниками, алевролитами, аргиллитами и глинами, а в районах выноса грубообломочного материала временными потоками и реками — гравелитами и конгломератами; в Западном Примугоджарье — песчаниками, алевролитами и аргиллитами с пачками и прослоями известняков, доломитов и ангидритов, прослоями конгломератов, гравелитов и мергелей.

В строении артинских отложений этих районов можно выделить две толщи. Нижняя толща по литологическому составу ближе к ассельскому и сакмарскому ярусам, а верхняя — к кунгурскому ярусу. В пределах Актюбинского Приуралья нижняя толща — это глины и аргиллиты с прослоями песчаников и мощными пачками доломитов и известняков, а в районах выноса — линзы грубообломочных пород. Верхняя толща в восточных районах, расположенных близ Урала, сложена песчано-глинистыми породами с прослоями гравелитов и конгломератов, а в верхних частях раз-

реза — с прослоями мергелей и ангидритов. В западных районах верхняя толща состоит из известняков с прослоями песчано-глинистых пород.

В пределах Западного Примугоджарья артинские отложения представлены песчаниками, алевролитами и аргиллитами, в нижней части разреза установлены единичные прослои гравелитов и мергелей. На большей части территории артинские отложения отсутствуют, что связано с предкунгурским эрозионным размывом.

В восточной части Актюбинского Приуралья в ассельское, сакмарское и артинское время накапливались континентальные и прибрежно-морские грубообломочные породы. Для этого времени характерно существование водных потоков, которые в обилии поставляли грубообломочный материал. Значительное количество его отлагалось на склонах гор, образуя конусы выносов, остальная часть водными потоками и реками перемещалась в прибрежную зону, где обломочный материал принимал участие в строении дельтовых и прибрежно-морских отложений.

В западной части Актюбинского Приуралья в ассельское, сакмарское и артинское время осадконакопление осуществлялось в прибрежной части крупного бассейна, где происходило накопление преимущественно терригенных, а во второй половине артинского века — хемогенных пород.

В пределах Актюбинского Приуралья П. Я. Авров (1963 г.) выделил и описал пять тектонических линий (с востока на запад): I, II, III, IV и V. В пределах этих линий расположены узкие антиклинальные складки меридионального направления, повторяющие простирание основных структурных элементов Уральской складчатой системы. Общее протяжение складок на каждой тектонической линии от 50 до 75 км.

Ко времени отложения кунгурских осадков на территории Актюбинского Приуралья верхнекаменноугольные, сакмарские и артинские отложения были смяты в хорошо выраженные в рельефе антиклинальные складки, погружение и уменьшение амплитуды которых в западном направлении хорошо видно по поверхности докунгурских отложений. Так, по сейсмическим данным, артинские образования на меридиане пос. Озерный погружаются на глубину 5000 м и имеют уже почти горизонтальное залегание со слабым наклоном на запад, в сторону Прикаспийской впадины. К началу кунгурского века территория Актюбинского Приуралья оказалась вовлеченной в региональное опускание Прикаспийской впадины, что подтверждается увеличением мощности и фациальным изменением кунгурских отложений в западном направлении.

На меридиане Жилианской антиклинали в разрезе кунгурских отложений появляется соль, мощность которой в западном направлении увеличивается. Меридионально вытянутые складки тектонических линий I, II и III сменяются соляными антиклиналями тектонических линий IV и V. Еще далее на запад при закономерном возрастании мощности гидрохимических осадков кунгура соляные антиклинали переходят в соляные купола.

Проникновение в пределы Актыбинского Приуралья мелкого морского бассейна, хорошо выраженные в рельефе в восточной части рассматриваемой территории меридионально вытянутые антиклинальные складки, продолжающийся интенсивный снос обломочного материала, региональное погружение Прикаспийской впадины — все это обусловило здесь своеобразные условия осадконакопления в кунгурский век.

Обломочный материал, сносимый со склонов Горного Урала быстрыми реками и временными потоками, встречал на своем пути хорошо выраженные в рельефе антиклинальные складки. Первыми на пути временных потоков были Александровская и Белогорская складки — узкие асимметричные антиклинали. Восточное крыло у Белогорской антиклинали более крутое, чем у Александровской. Современные углы падения их восточных крыльев соответственно 60—65 и 40—45°. Разница в углах падения восточных крыльев определила разные условия осадконакопления в кунгурское время на западных крыльях этих складок. Часть временных потоков преодолевали склоны Александровской антиклинали, а от крутых склонов Белогорской антиклинали поворачивала на юг. Поэтому в разрезе западного крыла Александровской антиклинали больше терригенного материала, чем в разрезе западного крыла Белогорской антиклинали. В отложениях, образующих западное крыло Белогорской антиклинали, А. К. Замаренов (1962 г.) отмечает большее количество гипсовых линз, а также развитую в центральной части толщу рифовых водорослевых известняков мощностью 450—500 м. Рифовые известняки протягиваются вдоль антиклинали на 2 км. К северу и югу по простиранию они замещаются глинами с редкими прослоями гипсов и плитчатых известняков.

Обломочный материал, сносимый с Уральских гор, частично отлагался на восточных склонах Александровской и Белогорской антиклиналей, частично сносился временными потоками вдоль крутых склонов этих антиклиналей на юг, частично переносился через пониженные участки этих антиклиналей и принимал участие в строении складок, расположенных западнее.

По-видимому, в самом начале кунгурского века море не проникло на территорию Актыбинского Приуралья и осадочная толща в это время формировалась за счет обломочного материала, приносимого временными потоками с Горного Урала. Подтверждением этого служат терригенные осадочные тела, с которых начинаются кунгурские отложения по всей территории Актыбинского Приуралья. Море, проникшее в среднекунгурское время в пределы Актыбинского Приуралья, обусловило образование на западных, защищенных от временных потоков склонах Александровской и Белогорской антиклиналей соответственно гипсов и рифовых известняков. Рифовые водорослевые известняки образовались на чистом участке морского бассейна, отгороженного от временных потоков наиболее приподнятой центральной частью Белогорской антиклинали. Общее региональное погружение Прикаспийской

впадины и территории Актюбинского Приуралья определили нормальный рост рифа. В конце кунгурского века море отступило, и в это время накапливались в основном осадки временных потоков.

На расположенные западнее Петропавловскую и Борлинскую антиклинали поступало уже сравнительно меньше терригенного материала. Обломочный материал, переносимый временными потоками, участвует в строении восточных и в значительной меньшей степени западных крыльев Петропавловской и Борлинской антиклиналей. Большое количество гипсовых линз на западных крыльях свидетельствует о проникновении морских вод на территорию западных крыльев этих антиклиналей.

Между Петропавловской и Борлинской антиклиналями расположено пониженный участок, через который проходила часть терригенного материала, участвующего в строении Жилианской антиклинали. Обломочный материал, возможно, поступал также с северной части территории Актюбинского Приуралья, где, как указывает А. К. Замаренов, в кунгурский век формировались в основном терригенные осадки.

На восточном крыле Жилианской складки обнажена только нижняя часть разреза, представленная пачкой терригенных пород. Это в основном песчаники и глины с прослоями известняка и линзами гипса. В центральной части западного крыла развиты известняки серого цвета, неоднородные по строению. В. П. Пнев (1949 г.) на основании находки в них корки слоевищ синезеленых водорослей и широкого развития инкрустационной структуры относит эти известняки к рифовым образованиям. Мощность рифовых известняков 500—520 м. Риф вытянулся вдоль Жилианской антиклинали на 1600—2000 м. К югу и северу рифовые известняки сменяются плитчатыми известняками, гипсами с прослоями терригенных пород. Выше рифовых известняков развита довольно мощная толща слабосцементированных песчаников и глин, которая перекрывается серыми массивными и плитчатыми известняками.

Жилианская антиклиналь, прослеживаемая на 24 км по большой оси, в предкунгурское время была достаточно хорошо выражена в рельефе. Центральная, наиболее приподнятая ее часть полностью отгородила локальный бассейн от поступления терригенного материала, что способствовало образованию в спокойных чистых водах толщи водорослевых известняков мощностью 500—520 м. Большая мощность рифовых известняков Жилианской антиклинали по сравнению с мощностью известняков Белогорской складки объясняется более быстрым погружением этой части территории Актюбинского Приуралья, так как она расположена западнее и ближе к Прикаспийской впадине. Можно предположить наличие рифового массива на западном склоне Борлинской антиклинали, осадки которой формировались в условиях, аналогичных условиям Жилианской и Белогорской антиклиналей. Мощность рифа предположительно 480—500 м.

Кунгурские отложения, образующие Актюбинско-Биштамскую и Западно-Актыбинскую складки, подразделяются на три

толщи: нижнюю — ангидритово-терригенную, среднюю — сульфатно-галогенную, верхнюю — преимущественно терригенную. Следовательно, на территории Актюбинского Приуралья кунгурские отложения формировались за счет осадков как временных потоков и быстрых рек, стекающих с Горного Урала, так и морского бассейна на фоне общего регионального погружения Прикаспийской впадины. Мощность их закономерно увеличивается с востока на запад. Так, в восточной части Актюбинского Приуралья мощность кунгурских отложений наименьшая — в разрезе Петропавловской и Александровской складок 600—620 м, в районе Актюбинских складок она возрастает до 2000 м, а еще западнее, в районе Каратюбинского соляного купола мощность кунгурской соли по сейсмическим данным достигает уже 4500—5000 км.

В складках тектонических линий I, II, III преобладают осадки временных потоков, причем терригенного материала больше на восточных крыльях, чем на западных. Актюбинская и Актюбинско-Биштамакская антиклинали, расположенные на тектонических линиях IV и V, сложены в основном морскими осадками. Синклиналь между тектоническими линиями I и II выполнена преимущественно терригенными осадками с прослоями сульфатных и карбонатных пород. Синклиналь между тектоническими линиями II и III сложена галогенными и сульфатными осадками со значительным числом терригенных прослоев. На остальной территории Актюбинского Приуралья синклинальные прогибы выполнены в основном галогенными осадками с незначительным числом терригенных, карбонатных и сульфатных прослоев. В нижнекунгурское время в пределах Актюбинского Приуралья происходило накопление преимущественно осадков временных потоков, в среднекунгурское — осадков морского бассейна. В конце кунгурского века на Урале возобновились поднятия. В это время преобладающее значение снова приобрели осадки временных потоков и рек, которые обусловили накопление терригенных отложений в верхнекунгурское время.

В кунгурский век в пределах Прикаспийского бассейна устанавливаются единые условия для образования аридно-регрессивной формации. Формирование мощных соленосных осадочных тел стало возможным в результате установления аридных условий осадконакопления, уменьшения тектонической активности Урала и значительной скорости накопления соленосных пород. В это время, по данным А. Л. Яншина (1961 г.), в пределах Прикаспийской впадины существовал единый солеродный бассейн.

Накопление верхнепермских и нижнетриасовых отложений происходило в эпоху интенсивных горообразовательных движений на Урале в условиях аридного климата. Последнее доказывается присутствием прослоев ангидрита, красноцветной окраской пород, составом и морфологией спор и пыльцы.

Наличие однотипных обломочных составных частей и состав минералов тяжелой фракции свидетельствует о том, что верхнепермские и нижнетриасовые отложения образовались за счет раз-

рушения близких по составу материнских пород — кварцевых порфиров, альбитофиров, порфиринов, диабазов и их глубинных аналогов, а также осадочных карбонатных и кварцево-полевошпатовых пород. Выходы этих пород отмечаются многими исследователями в пределах Южного Урала [Хмелевская Л. В., 1939 г.; Атанасян В. А., 1940 г.; Саркисян С. Г., 1949 г.].

Климатические условия, рельеф и положение области сноса, которой на протяжении этого времени оставался Горный Урал (Мугоджары), определили преобладание механической денудации над химической и полимиктовость материала, поступающего в область осадконакопления — Прикаспийскую впадину. Интенсивное прогибание территории Прикаспийской впадины обеспечило накопление мощных толщ верхнепермских и нижнетриасовых отложений — 1000—3500 м в восточных ее районах и 4000—4500 м в центральных и северных.

Изучение взаиморасположения области сноса и области осадконакопления, а также текстурных особенностей отложений позволило сделать вывод о преимущественном развитии подгорно-верного (по В. И. Попову, 1963 г.) характера распределения динамических фациальных поясов. Это определило линейную зональность в распределении обломочного материала, располагающегося в целом параллельно простиранию основных тектонических элементов Уральской складчатой системы. На протяжении изучаемого отрезка времени эта зональность иногда нарушалась растущими положительными структурами, которые изменяли направление сноса осадочного материала.

В конце кунгурского века Горный Урал испытал поднятия, что привело к перерыву в осадконакоплении, который фиксируется в восточных, расположенных близко к Уралу районах (площадь Шенгельши).

Хорошая отсортированность песчаников и алевролитов, выдержанность пластов на значительном расстоянии, тонкая слоистость пород, наличие прослоев хемогенного известняка и ангидрита свидетельствуют об образовании уфимских отложений в крупном внутриконтинентальном бассейне с повышенной соленостью.

Значительную роль в процессе осадкообразования в уфимский век играли, по-видимому, временные потоки. При этом у подножия гор и в руслах временных потоков накапливался крупнообломочный материал, а в самом бассейне — песчано-глинистый. В периоды ослабления деятельности временных потоков принос кластического материала существенно сокращался, что способствовало накоплению карбонатов и сульфатов кальция. Преимущественная сероцветная окраска пород, обугленные растительные остатки и аутигенный пирит указывают на преобладание восстановительной обстановки осадконакопления.

На схематической литолого-палеогеографической карте уфимского времени в пределах восточной части Прикаспийского бассейна (Западное Примугоджарье) выделены три физико-географические зоны, протягивающиеся в меридиональном направлении

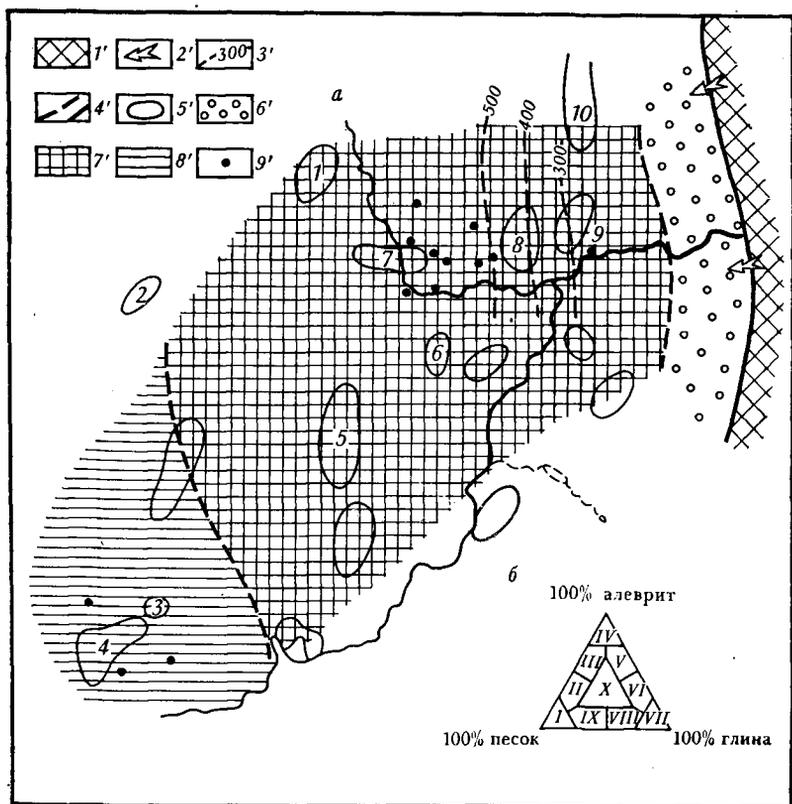


Рис. 24. Схематическая литолого-палеогеографическая карта восточной части Прикаспийского бассейна в уфимский век (а) и литологический треугольник (б): 1' — суша (область размыва); 2' — направление сноса; 3' — изопахиты в м (изолинии проведены через 100 м); 4' — границы физико-географических зон; 5' — соляные купола; физико-географические зоны осадконакопления: 6' — аллювиальная (предполагаемая), 7' — мелководная бассейновая с накоплением песчано-глинисто-алевритовых осадков, 8' — глубоководная бассейновая с накоплением алевритово-глинистых осадков; 9' — скважины. Осадки: I — песчаные; II — алевритово-песчаные; III — песчано-алевритовые; IV — алевритовые; V — глинисто-алевритовые; VI — алевритово-глинистые; VII — глинистые; VIII — песчано-глинистые; IX — глинисто-песчаные; X — песчано-глинисто-алевритовые. Структуры: 1 — Возоба; 2 — Итассай; 3 — Тасши; 4 — Ажар; 5 — Сарксымола; 6 — Урихтау; 7 — Кенкьяк; 8 — Муртук; 9 — Шенгельши; 10 — Талдышоки

(рис. 24). Крайняя восточная зона — зона предполагаемого развития аллювиальных отложений. Основанием для выделения этой зоны послужили следующие соображения. Между площадью Шенгельши — установленной зоной бассейнового осадконакопления и областью погребенных герцинид — установленной сушей располагается «поле недоверности», которое, согласно В. Д. Наливкину, А. Б. Ронову и В. Е. Хаину (1963 г.), разделено на две половины. Западная половина этого поля отнесена к бассейну. Широкое развитие аллювиальных отложений в составе верхнепермских и нижнетриасовых пород установлено при изучении обнажений этих отложений в пределах Актюбинского Приуралья. Как показали

проведенные исследования, литологический состав и условия осадконакопления верхнепермских отложений Актюбинского Приуралья и Западного Примугоджарья имеют много общего. Все это послужило основанием для отнесения восточной половины «поля неустойчивости» (не вскрытой скважинами) к зоне предполагаемого развития аллювиальных отложений. Западнее располагается мелководная бассейновая и еще западнее глубоководная бассейновая зоны. Мощность уфимских образований увеличивается при удалении от области сноса в западном направлении.

Тектонические движения конца уфимского века привели к поднятию Урала, что способствовало поступлению большего количества песчаного материала в область осадконакопления. Образование казанских отложений происходило во внутриконтинентальном бассейне, воды которого имели повышенную, но несколько меньшую, чем в уфимское время, соленость. Это подтверждается меньшей распространенностью сульфатных пород, а также наличием карбонатных пород и известковистостью песчано-глинистых отложений. Это указывает также на то, что накопление осадков происходило в условиях теплого климата в щелочной среде. Наличие хорошо отсортированных песчаников и алевролитов, а также песчаников с мелкой косою слоистостью, преобладание коричневатобурой окраски свидетельствует об образовании осадков в мелководном бассейне, в подвижной гидродинамической среде. Эта обстановка приводила к взмучиванию, аэрации осадка и поддержанию окислительных условий. В то же время присутствие прослоев сероцветных и тонкослоистых алевролитов и аргиллитов говорит о существовании в отдельных моменты осадконакопления спокойной гидродинамической обстановки и о благоприятных условиях захоронения органического вещества. По-видимому, количество поступавшего в область осадконакопления терригенного материала не оставалось постоянным. Периодичность его поступления, во-первых, была сезонная и, во-вторых, очевидно, зависела от тектонических движений, что определяло интенсивность размыва области сноса. В период ослабления интенсивности поступления обломочного материала образовывались сравнительно мощные толщи хемогенных известняков. Перемещение береговой линии в результате тектонических движений приводило к смене дельтовой обстановки осадконакопления прибрежными условиями, что доказывается замещением вверх по разрезу косослоистых песчаников песчаниками с волнистой слоистостью.

На территории Западного Примугоджарья выделены три физико-географические зоны осадконакопления в казанское время (рис. 25). Мощность отложений казанского яруса увеличивается в западном направлении при удалении от области сноса. В этом же направлении возрастает суммарная мощность песчаников при одновременном уменьшении размера обломочных зерен.

В пределах Актюбинского Приуралья в отдельные моменты времени накапливался более грубый обломочный материал. В то же время здесь значительно чаще создавались условия для обра-

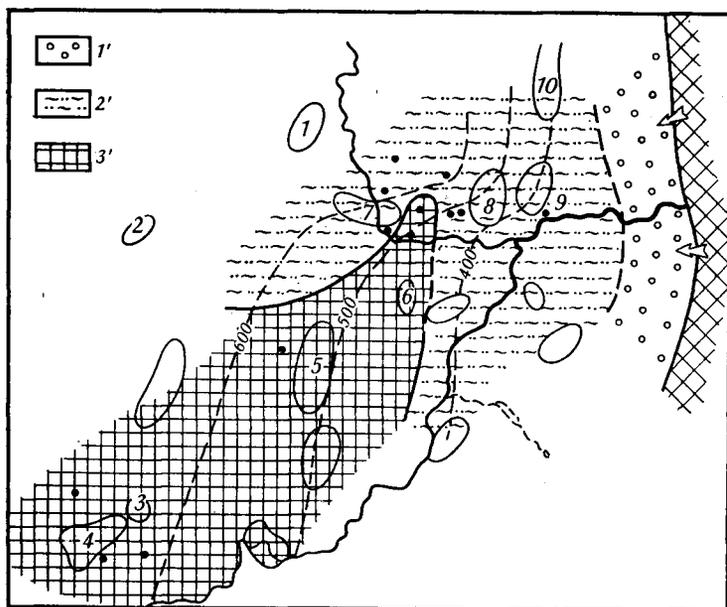


Рис. 25. Схематическая литолого-палеогеографическая карта восточной части Прикаспийского бассейна в казанский век

Физико-географические зоны осадконакопления: 1' — аллювиальная (предполагаемая); 2' — мелководная бассейновая с накоплением песчано-алевритовых осадков; 3' — глубоководная бассейновая с накоплением песчано-глинисто-алевритовых осадков. Остальные условные обозначения см. на рис. 24

зования хемогенных известняков. В казанских отложениях А. К. Гусев (1964 г.) описал строматолитовые образования типа *Saccus*, а также мелкие трубкообразные строматолиты *Tubistromia*. Изучение строматолитов позволило сделать А. К. Гусеву вывод о формировании их в условиях сильных придонных течений в прибрежной части большого тепловодного бассейна. В пределах Западного Примугоджарья в казанское время существовала, по-видимому, более спокойная, чем в Актюбинском Приуралье, гидродинамическая обстановка и было более равномерное и постоянное поступление обломочного материала.

На границе казанского и татарского веков произошло воздымание Урала, которое сопровождалось перерывом в осадконакоплении и размывом верхних горизонтов казанского яруса.

В первой половине раннетатарского времени осадконакопление происходило в отдельных разобщенных водоемах, что привело к формированию пород разнообразного литологического состава. Начинается разрез нижнетатарских пород конгломератами и песчаниками, которые по характеру залегания и слоистости отнесены к русловым отложениям. В пределах Западного Примугоджарья базальный горизонт аргиллитово-песчаниковой толщи сложен линзовидными пластами косослоистого песчаника с примесью гравия и гальки. На территории Актюбинского Приуралья он пред-

ставлен линзовидными пластами и линзами крупногалечных полимиктовых конгломератов и грубозернистых песчаников. Выше по разрезу в аргиллитово-песчаниковой толще отмечены песчаники разнозернистые с косою разнонаправленной слоистостью дельтового типа и песчаники разнозернистые с косою слоистостью руслового типа. Реже отмечаются мелкозернистые, тонкослоистые пески и песчаники с косою слоистостью временных потоков.

В восточных районах, расположенных близко к области сноса, откладывался наиболее грубый обломочный материал, слагающий русла рек и временных потоков. Сравнительно крупнозернистый материал выполнял также подводные части дельт и прибрежные зоны отдельных водоемов. В то же время в центральных частях этих водоемов и в прибрежных частях водоемов, которые получали меньшее количество обломочного материала, имелись условия для образования мелкозернистых отложений. Об этом говорит присутствие в отложениях аргиллитово-песчаниковой толщи мелкозернистых, иногда хорошо отсортированных песчаников, а также алевритов и аргиллитов с волнистой слоистостью. Встречены также алевриты и аргиллиты тонкослоистые с трещинами усыхания, что указывает на образование этих отложений в равнинных засушливых условиях.

В некоторых участках восточной части Прикаспийской впадины имелись своеобразные условия накопления нижнетатарских отложений. По р. Жаманкаргала в толще красно-бурых пород В. В. Липатова (1962 г.) встретила линзу темно-серых плотных алевритистых глин с массой отпечатков листовой флоры, принадлежащей к водным папоротникообразным. В этих же породах найдены многочисленные пеллециподы *Authraconia*, условия жизни которых связаны с пресноводными бассейнами.

Неравномерное и обильное поступление обломочного материала определило спорадическое и локальное распределение известняков и редкие стяжения ангидрита в этих отложениях. Преобладание песчано-алевритового материала, коричневато-бурая, а иногда и красновато-коричневая окраска пород свидетельствуют об аэрации и незначительной глубине водоемов, а наличие локальных перерывов в аргиллитово-песчаниковой толще говорит о том, что в отдельные моменты эти отложения находились выше базиса эрозии.

Расположение физико-географических зон в первую половину раннетатарского времени показано на рис. 26.

Начиная с раннетатарского времени, установлено изменение структурного плана области осадконакопления. Региональное погружение описываемой территории осложнялось воздыманием и опусканием отдельных участков, обусловленными ростом соляных куполов и оттоком соли из межкупольных пространств. Это определяло расположение физико-географических зон и мощностей аргиллитово-песчаниковой толщи. В первую половину раннетатарского времени зона максимальных мощностей охватывает площади Кумсай и Кокжиде (соответственно 548 и 437 м). На характер

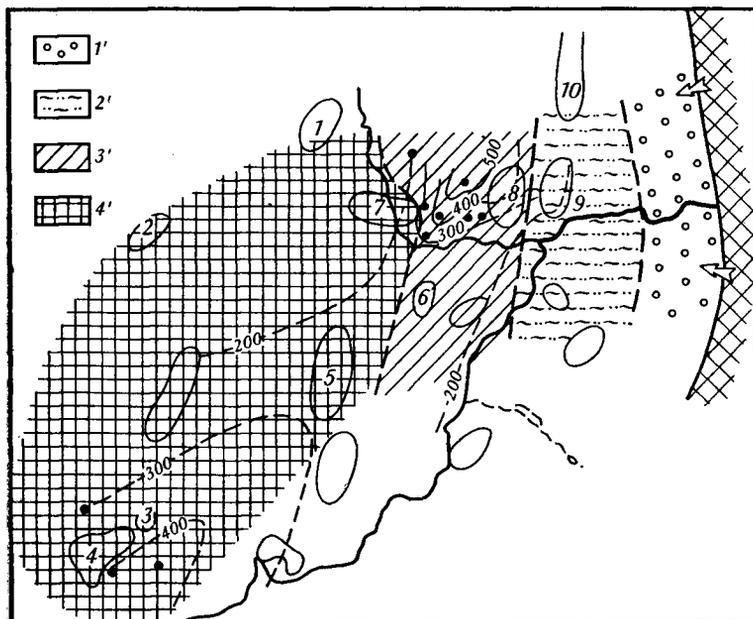


Рис. 26. Схематическая литолого-палеогеографическая карта восточной части Прикаспийского бассейна в начале раннетатарского времени

Физико-географические зоны осадконакопления: 1' — аллювиальная (предполагаемая); 2' — дельтовая с накоплением песчано-алевритовых осадков; 3' — прибрежная с накоплением алевритово-песчаных осадков; 4' — мелководного водоема с накоплением глинисто-алевритово-песчаных осадков.

Остальные условные обозначения см. на рис. 24

распределения зон и мощностей оказывает влияние даже неравномерность в росте отдельных частей купола. Этим, по-видимому, можно объяснить то, что северная и южная части площади Кенкиак попали в разные физико-географические зоны.

Во второй половине раннетатарского времени снижается интенсивность поступления обломочного материала, накапливаются осадки более тонкого гранулометрического состава, значительно уменьшается роль песчаников в разрезе. Большая площадь распространения хорошо выдержанных прослоев песчаников, тонкая слоистость алевролитов и аргиллитов, присутствие в последних тонкорассеянного доломита, наличие хемогенных известняков — все это свидетельствует об образовании осадков в крупном континентальном бассейне повышенной солености в щелочной среде. Серая, зеленовато-серая и коричневатобурая окраска пород указывает на изменчивость окислительно-восстановительной обстановки, чередование периода аэрации осадков и застойных условий.

На схематической литолого-палеогеографической карте второй половины раннетатарского времени выделены зоны: предполагаемого развития аллювиальных отложений; мелководная бассейновая песчано-алевритовых осадков (площадь Шенгельши) и глу-

боководная бассейновая песчано-алевритово-глинистых осадков (площади Мортук, Кумсай, Кокжиде, Кенкияк, Муюнкум, Ақжар, Блактыкуль). Подобное размещение литолого-фациальных зон также свидетельствует о бассейновых условиях осадконакопления во второй половине раннетатарского времени. Структурный план и характер распределения мощностей песчанниково-аргиллитовой толщи существенных изменений не претерпели. Контурь изолиний суммарной мощности песчаных прослоев в общем повторяют изолинии общей мощности.

На границе ранне- и позднеатарского времени Горный Урал испытал новые поднятия. Это привело к перерыву в осадконакоплении, размыву верхних горизонтов нижнетатарского подъяруса, сокращению площади бассейна и разобщению его на отдельные небольшие, мелководные водоемы, местоположение которых периодически менялось. Наличие в верхнетатарских отложениях прослоев крупнозернистых песчанников, а иногда и конгломератов среди аргиллитов свидетельствует о большой роли рек и временных потоков в образовании этих пород. Водные потоки, устремлявшиеся с Урала в область осадконакопления, часто несли значительное количество взвеси, что обуславливало большую их плотность и вязкость. Ввиду незначительных размеров и мелководности некоторых водоемов в них не было сильных волнений и течений. Осадочный материал слабо рассортировывался. Именно с этим связывается присутствие в глинах и аргиллитах верхнетатарского подъяруса значительной примеси обломочных зерен алевритовой и псаммитовой размерности и этим же объясняется наличие песчаников с высоким содержанием цементирующего (глинистого) вещества и плохая сортировка обломочного материала. Следует отметить, что в результате роста куполов, частого изменения направления течения рек и временных потоков различные водоемы получали неодинаковое количество обломочного материала, что приводило к быстрому заполнению некоторых водоемов и, таким образом, определяло дальнейшее отложение обломочного материала выше базиса эрозии. Последнее подтверждается красноцветной и пестроцветной окраской пород и наличием внутриформационных перерывов в отложениях верхнетатарского подъяруса. Вследствие особенностей рельефа и удаленности от области сноса в некоторые водоемы поступало лишь небольшое количество глинисто-алевритового материала, в результате чего в этих водоемах откладывались глины, а в отдельные моменты даже линзы известняков. Наличие трещин усыхания свидетельствует о периодическом обмелении водоемов, о жарком, засушливом климате.

На территории Западного Примугоджарья выделены четыре физико-географические зоны осадконакопления в позднеатарское время (рис. 27). Рост соляных куполов оказывал влияние на формирование рельефа и через него на распределение обломочного материала, конфигурацию физико-географических зон и мощность отложений. Так, интенсивный рост соляного купола Мортук в позднеатарское время (а возможно, и последующий размыв части

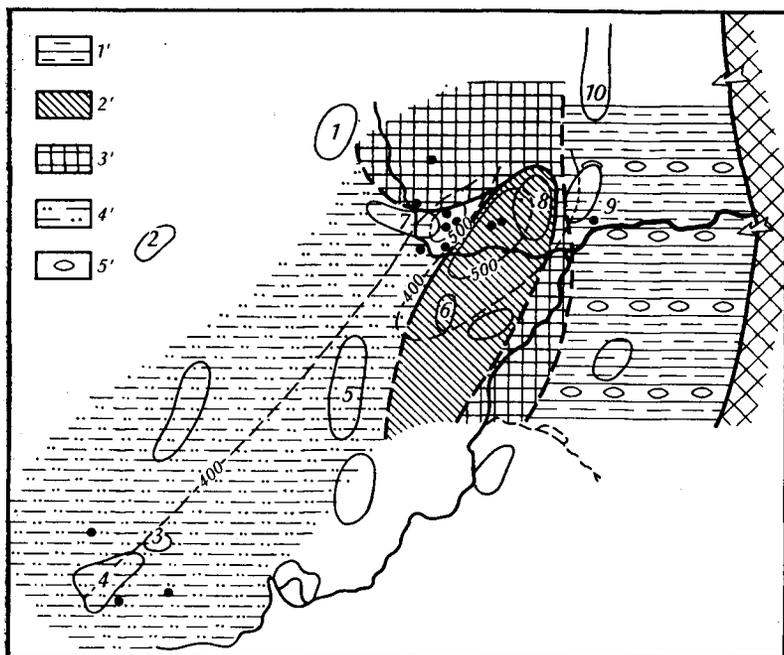


Рис. 27. Схематическая литолого-палеогеографическая карта восточной части Прикаспийского бассейна в позднепермское время

Физико-географические зоны осадконакопления: 1' — аллювиальная и пролювиальная с накоплением глинисто-алевритовых осадков с линзами и прослоями конгломератов; 2' — аллювиальная с накоплением глинисто-песчаных осадков; 3' — аллювиальная и озерная с накоплением песчано-алевритово-глинистых осадков; 4' — мелководная водоёма с накоплением песчано-глинистых осадков; 5' — линзы и прослои конгломератов и гравелитов. Остальные условные обозначения см. на рис. 24

верхнетатарских отложений во время предраннетриасового перерыва в осадконакоплении) определил небольшую мощность и аномально высокое содержание песчаного материала в этих отложениях. Неравномерность в росте южного и северного крыльев купола Кенкияк обусловила разные условия осадконакопления в их пределах. Характерно, что условия осадконакопления в пределах крыла купола идентичны условиям в пределах ближайшего к нему межкупольного пространства. Так, в пределах северной части купола Кенкияк и Кумсайского межкупольного поднятия накапливались аллювиальные и озерные песчано-алевритово-глинистые отложения, в пределах южного крыла купола Кенкияк и Луговского межкупольного пространства, образовывались мелководные песчано-глинистые отложения. Мощность верхнетатарских отложений в Западном Примугоджарье колеблется в широких пределах — от 190 до 547 м.

В конце позднепермской эпохи в Горном Урале произошли интенсивные поднятия, связанные с заключительными этапами герцинского орогенеза. Это привело к резкому росту соляных купо-

лов, перерыву в осадконакоплении и усилению процессов механической денудации в области сноса. В результате роста соляных куполов вся территория Прикаспийской впадины в предраннетриасовое время оказалась расчлененной на поднятые и опущенные участки. Специфика роста соляных куполов определила в одних случаях прорыв толщи верхнепермских пород и выход кунгурской соли на поверхность, в других — расположение кунгурской соли близко к дневной поверхности, а в третьих — глубокую ее погруженность. Процессы денудации, естественно, в разной степени проявлялись на этих участках. В наибольшей степени процессам размыва подвергались прорванные соляные купола вследствие легкой растворимости соли. Перед отложением нижнетриасовых осадков восточная часть Прикаспийской впадины представляла собой в разной степени расчлененную, слегка наклоненную на запад равнину. Поэтому нижнетриасовые отложения с угловым и эрозийным несогласием залегают на различных горизонтах более древних палеозойских пород.

Образование осадков в ветлужское время происходило также на обширной аллювиальной равнине. В основании ветлужской серии залегают горизонт грубозернистых косослоистых песчаников с линзами конгломератов. Характер залегания и морфология косякой слоистости свидетельствуют о преимущественном развитии в это время русловых отложений. Многочисленные реки, временные потоки в ветлужское время в обилии поставляли обломочный материал из области сноса. Преимущественно распространены в отложениях ветлужской серии песчаники, в виде подчиненных прослоев присутствуют глины. Наличие песчаников с хемогенным цементом, меньшая по сравнению с верхнетатарскими отложениями примесь обломочного материала алевритовой и псаммитовой размерности в глинах и аргиллитах, четкие границы последних с песчаниками свидетельствуют о возможности дифференциации обломочного материала в соркульское и акжарское время и накоплении его в более глубоководных, чем в верхнетатарское время, водоемах. В то же время красноцветная и пестроцветная окраска пород ветлужской серии говорит об аэрации осадков и, по-видимому, об относительно небольшой глубине бассейна.

Отложения ветлужской серии образовались как за счет перетложения верхнепермских пород, развитых в краевых восточных участках, так и за счет материала, поступавшего с Урала. Этот вывод базируется на сходстве литологического состава верхнепермских и ветлужских отложений. Вместе с тем для ветлужских отложений отмечается более высокая минералогическая и седиментационная зрелость пород. По сравнению с верхнепермскими здесь отмечаются относительное увеличение содержания кварца и уменьшение количества менее устойчивых обломков эффузивных и карбонатных пород с 45—48 до 33—35 %. Общее содержание обломков пород в ветлужских отложениях до 52, а иногда до 58—64 % за счет привноса с Горного Урала обломков метаморфических пород. Отмечается также более высокая седиментационная

зрелость ветлужских песчаников. Здесь наблюдается уменьшение содержания глинистого вещества в цементе песчаников, а также более высокая степень отсортированности и окатанности обломочных зерен по сравнению с верхнетатарскими.

Интересные выводы получаются при исследовании коэффициента корреляции (K_k), который представляет собой отношение содержания граната к сумме содержаний циркона и рутила [Дмитриевский А. Н., 1966 г.]. Его значение в верхнепермских отложениях 3—4, а в нижнетриасовых — около 1. Это обстоятельство может быть связано с разрушением гранатов при денудации верхнепермских пород, являющихся источником материала при накоплении триасовых отложений. Изменение K_k можно объяснить и наличием существенно иных источников сноса. Наиболее достоверным кажется образование части ветлужских отложений за счет сноса верхнепермских. В пользу этого говорят отмеченная выше более высокая минералогическая и седиментационная зрелость ветлужских пород и наличие кальцитовых горизонтов выветривания в толще верхнепермских отложений. Эти горизонты формируются обычно следующим образом. При выветривании карбонатных пород в условиях аридного климата откладываются кальцитовые почвы. Подобное явление подробно описано еще В. В. Докучаевым в 1887 г. Как известно, при выветривании образуется несколько горизонтов, в каждом из которых протекают свои процессы [Крумбейн В. К., Слосс Л. Л., 1960 г.]. Воды (частично гумусовые) в верхнем горизонте растворяют карбонаты Са и Mg (в обилии содержащиеся в верхнепермских отложениях) и приносят их в нижний горизонт. В процессе транспортировки происходят нейтрализация кислоты и испарение воды (в условиях аридного климата), что приводит к выпадению из раствора карбонатов и концентрации их в нижнем горизонте, причем литологический состав последнего определяет форму концентрации. В слабопроницаемых породах — глинах, глинистых алевролитах — карбонаты встречаются в виде желваков, конкреций, журавчиков, размер которых зависит от количества поступающего материала. Хорошо проницаемые песчаники цементируются равномерно, образуя монолитный пласт песчаников с карбонатным цементом базального и порового типов.

В толще верхнепермских пород многие исследователи (А. К. Замаренов, В. В. Липатова, А. К. Гусев и др.) отмечают наличие горизонта, содержащего известковые журавчики, конкреции и т. д. Часть этих образований возникла при седиментогенезе и диагенезе, а часть при выветривании верхнепермских пород. Причем в толще верхнепермских пород можно проследить смещение этого горизонта по разрезу. В районах, расположенных близко к Уралу, он встречен в более древних отложениях, в западном направлении перемещается в более молодые породы. Несомненно, что формирование ветлужских отложений происходило и за счет материала, сносившегося с Горного Урала. Состав этого материала иной по сравнению с верхнепермскими отложениями. По-видимому, в вет-

лужское время обломочный материал поступал из внутренних районов Урала. В результате заключительных этапов герцинского орогенеза в конце верхнепермского времени в Горном Урале возникла целая серия широтных разломов, что позволило рекам и временным потокам поставлять на территорию Западного Примугоджарья обломочный материал метаморфической толщи. Доказательством этого является увеличение в ветлужской серии по сравнению с верхнепермскими отложениями содержания обломков метаморфических пород среди породообразующих минералов и эпидота (типичного минерала метаморфических толщ) в составе минералов тяжелой фракции. Как было показано выше, общее количество обломков пород в ветлужской серии возрастает за счет обломков метаморфических пород. Последние составляют 2—5 % в верхнепермских отложениях и 16—18 % в образованиях ветлужской серии. Содержание эпидота соответственно увеличивается с 2 до 38 %.

На описываемой территории в ветлужское время выделяются четыре физико-географические зоны (рис. 28).

Соляные купола, выступавшие в рельефе, оказывали существенное влияние на распределение осадочного материала. Так, например, в пределах площади Кокжиде широко развиты глинисто-алевритовые отложения. Их накопление можно объяснить тем, что выступавший в рельефе соляной купол Муртук преграждал водным потокам доступ на эту территорию. Вероятно, на Кокжидинский участок осадочный материал принеслось озерными водами из районов дельт. Активный рост в ветлужское время южной Акжар-Тасшийской группы куполов привел к образованию здесь песчано-алевритовых отложений, хотя восточнее, а следовательно, ближе к источнику сноса шло накопление глинисто-алевритово-песчаных отложений. В пределах Западного Примугоджарья максимальные мощности отмечены в районах площадей Кенкияк, Кокжиде и Акжар. Суммарная мощность песчаных прослоев отдельных участков в общем пропорциональна общей мощности ветлужских отложений в этих пунктах.

Сходство минерального состава ветлужских отложений (повышенное содержание эпидота и др.) восточной, центральной и северной частей Прикаспийской впадины свидетельствует о том, что Горный Урал являлся для них общим источником сноса. Обломочный материал, сносимый с Урала, прежде чем попасть в центральные и северные районы Прикаспийской впадины, подвергался неоднократно «перемыванию», что привело к формированию в этих районах пород тонкого гранулометрического состава и высокой минералогической зрелости (содержание кварца и полевых шпатов составляет 80—90 % от всех обломочных зерен). В центральные районы часть материала поступала, по-видимому, и с запада, со стороны Воронежского массива.

Мощность ветлужской серии возрастает от 360 м в восточных до 1775 м в центральных районах Прикаспийской впадины.

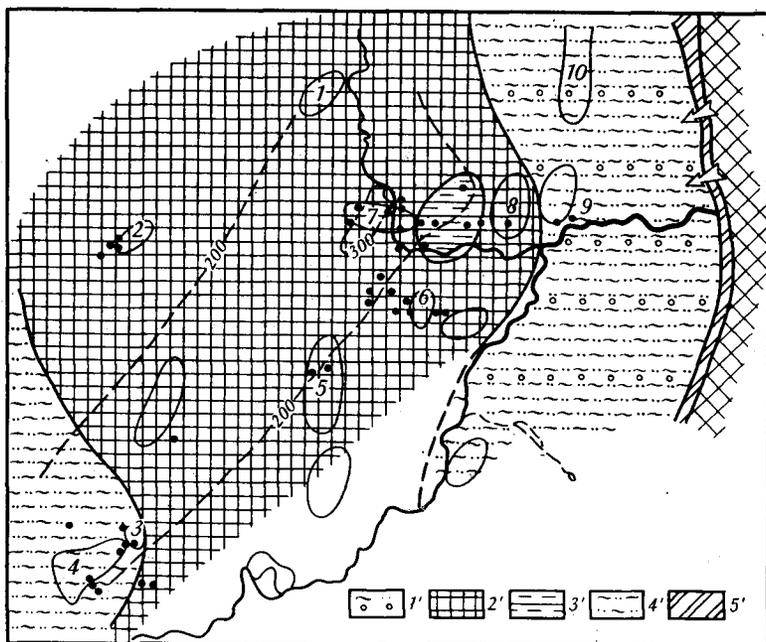


Рис. 28. Схематическая литолого-палеогеографическая карта восточной части Прикаспийского бассейна в венгужское время

Физико-географические зоны осадконакопления: 1' — аллювиальная и пролювиальная с накоплением песчано-конгломератовых осадков, 2' — аллювиальная и озерная с накоплением глинисто-алевритово-песчаных осадков, 3' — озерная застойная с накоплением глинисто-алевритовых осадков, 4' — аллювиальная с накоплением песчано-алевритовых осадков; 5' — предполагаемая зона размыва верхнепермских отложений. Остальные условные обозначения см. на рис. 24

В баскунчакское время физико-географическая обстановка изменилась. Литологические особенности пород и остатки фауны позволяют считать, что осадкообразование происходило в пресноводном бассейне. Накопление осадков осуществлялось преимущественно в восстановительных условиях, лишь иногда этот режим сменялся окислительным. Рельеф прилегающей суши был слабо расчленен, о чем свидетельствуют мелкозернистость обломочных частиц и обилие глинистого материала. Во вторую половину баскунчакского времени (гасшійская свита) привнос песчаного материала усилился. Преобладание сероцветной окраски пород и наличие аутигенного пирита говорит о восстановительной обстановке осадконакопления и о благоприятных условиях сохранения органического вещества.

Баскунчакские отложения восточной части Прикаспийской впадины образовались преимущественно за счет переотложения верхнепермских пород. Подтверждением этого являются сходство их литологического и минерального составов и более высокая минералогическая и седиментационная зрелость баскунчакских отло-

жений. Более высокая минералогическая зрелость последних проявляется в уменьшении количества обломков карбонатных и эффузивных пород до 33—35 % и в увеличении содержания кварца до 45—50 %. Более высокая седиментационная зрелость выражается в уменьшении содержания глинистого вещества в цементе песчаников (по сравнению с верхнетатарскими отложениями) и в повышении степени отсортированности и окатанности обломочных зерен. Состав минералов тяжелой фракции идентичен такому в верхнепермских отложениях. Незначительное содержание эпидота (2—2,5 %) и почти полное отсутствие обломков метаморфических пород говорят о том, что обломочный материал из внутренних районов Урала в баскунчакское время на территорию Западного Примугоджарья не поступал. Значение K_k в баскунчакских отложениях возрастает до 2. Это объясняется тем, что в баскунчакское время верхнепермские отложения более интенсивно размывались, чем в ветлужское, в результате продолжительность воздействия агентов выветривания на составные части пород сократилась и, следовательно, условия для сохранения граната оказались более благоприятными.

На схематической литолого-палеогеографической карте баскунчакского времени выделены четыре физико-географические зоны осадконакопления (рис. 29). Область развития баскунчакских отложений в пределах изучаемой территории существенно уменьшается. Если на площадях Талдышоки и Шенгельши ветлужские отложения характеризуются значительной мощностью, то в баскунчакское время это районы отсутствия отложений. В баскунчакских породах выделены кумсайская и тасшійская свиты, и так как первая из них сложена преимущественно глинами, а вторая преимущественно песчаниками, то специфика распространения этих свит определила особенности в размещении физико-географических зон. Отложения кумсайской свиты распространены на всей территории Западного Примугоджарья (к западу от линии отсутствия баскунчакских отложений). Породы тасшійской свиты известны лишь на крайних западных площадях — Акжар, Тасши, Благтыкуль. В соответствии с этим физико-географические зоны восточных площадей характеризуются преобладанием глинистых осадков и лишь на площадях Акжар и Благтыкуль развита зона глинисто-песчаных пород. Мощность отложений баскунчакской серии и суммарная мощность песчаников увеличиваются в западном и юго-западном направлениях.

В центральных и северных районах Прикаспийской впадины в начале баскунчакского времени существовал мелководный бассейн с неординаровой минерализацией вод на разных участках, о чем свидетельствует приводимый А. Г. Шлейфер (1965 г.) комплекс пресноводных и солоноватоводных остракод. Вторжение морских вод, по мнению А. Г. Шлейфер, произошло с юга и по времени соответствует образованию пород зоны *Glorianella*. Характер фауны, быстро распространившейся в это время на обширной территории Прикаспийской впадины, указывает на солонова-

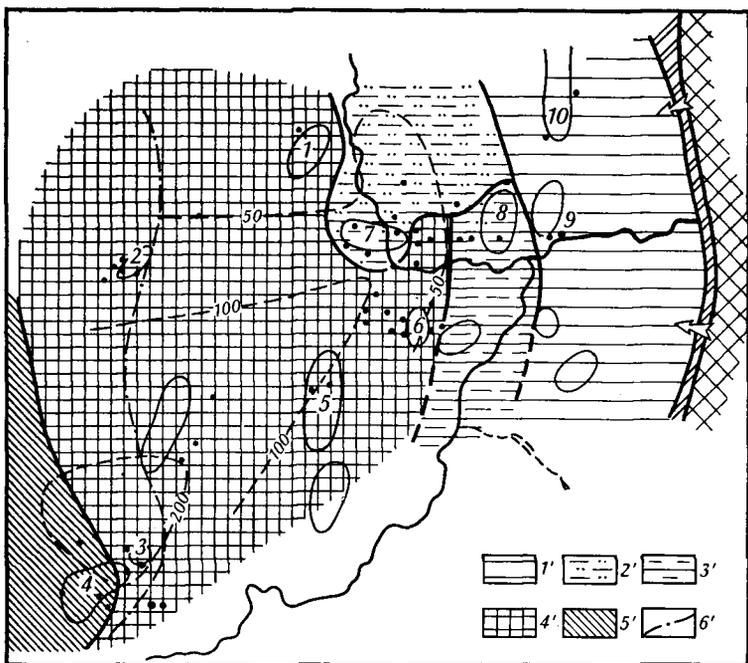


Рис. 29. Схематическая литолого-палеогеографическая карта восточной части Прикаспийского бассейна в баскунчакское время

1' — зона отсутствия отложений баскунчакской серии; физико-географические зоны осадконакопления: 2' — прибрежная с накоплением песчано-глинистых осадков, 3' — прибрежная с накоплением глинисто-алевритовых осадков, 4' — мелководная с накоплением песчано-алевритово-глинистых осадков, 5' — мелководная с накоплением глинисто-песчаных осадков; 6' — граница, к востоку от которой отложения тасшійской свиты отсутствуют. Остальные условные обозначения см. на рис. 24

товодный тип бассейна. В центральных районах Прикаспийской впадины в баскунчакское время формировались мощные толщи терригенно-карбонатных пород, а в северных происходило накопление песчано-глинистых отложений.

Наконец, следует отметить, что образование верхнепермских и нижнетриасовых отложений происходило преимущественно в бассейнах и водоемах с повышенной минерализацией, что доказывается присутствием сульфатов и доломита в виде примеси к терригенным осадкам, толщ известняково-доломитовых пород, а в нижних горизонтах верхнепермских пород — ангидритов в виде линзовидных пластов, линз и стяжений.

Кальцит в верхнепермских отложениях представлен оолитоподобными образованиями и пелитоморфными частицами, что, по Н. М. Страхову (1962 г.), свидетельствует о хемогенной его садке. Часть карбонатного материала поступала в область осадконакопления, по-видимому, во взвешенном состоянии и в виде обломочных частиц. В раннетриасовое время воды пресноводного бассейна были недосыщены карбонатами Ca и Mg и хемогенной садки

их не происходило. Большая часть карбонатного материала поступала в бассейн осадконакопления во взвешенном состоянии. Интересно распределение сульфатов в разрезе. В нижних горизонтах верхнепермских пород ангидрит встречается в виде линзовидных прослоев и линз, выше по разрезу — в соответствии с уменьшением минерализации вод бассейнов — они сменяются стяжениями, количество которых также сокращается вверх по разрезу. В толще нижнетриасовых пород первичный ангидрит не обнаружен. Н. М. Страхов, М. Г. Валяшко, Л. Деллвиг (1961 г.) пришли к выводу, что первично выпавшим минералом является гипс, который при вторичных процессах в результате дегидратации переходит в ангидрит. Ангидрит, попадая в зону выветривания, может снова перейти в гипс. По данным Н. М. Страхова (1962 г.), в Ишимбаевском Приуралье гипс ниже отметок — 450 м не встречается.

Таким образом, изучение палеогеографии позднепермского и раннетриасового времени восточной части Прикаспийской впадины позволило установить эволюцию бассейна осадконакопления во времени. Уфимские и казанские отложения образовались в прибрежной зоне единого внутриконтинентального бассейна с повышенной соленостью (горько-соленый и солоноватоводный). В начале раннетатарского времени произошло обмеление бассейна и разобщение его на ряд мелководных водоемов. Во второй половине раннетатарского времени восстанавливаются бассейновые условия осадконакопления (солоноватоводный бассейн). В начале позднеатарского времени снова отмечается обмеление бассейна и разобщение его на ряд водоемов, причем в разных водоемах условия осадконакопления были неодинаковыми и воды их имели различную минерализацию. Осадконакопление в позднепермское и раннетриасовое (ветлужское) время происходило на аллювиальной равнине. В ветлужское время разные участки Прикаспийской впадины прогибались с неодинаковой интенсивностью, что определило формирование различных по размерам водоемов и накопление отложений различной мощности. Баскунчакские осадки накапливались в едином мелководном пресноводном бассейне. В центральной и северной частях Прикаспийской впадины в это время существовал морской бассейн.

Большую роль в образовании верхнепермских и нижнетриасовых отложений играли реки и временные потоки, в обилии поставлявшие обломочный материал с Горного Урала. Интенсивность его поступления и мелководность бассейнов и водоемов, существовавших в позднепермское и раннетриасовое время, обусловили постоянную аэрацию осадков, что привело к окислению большей части органического вещества и минеральных образований, поступавших в область осадконакопления. В условиях аридного климата это, в свою очередь, определило красноцветную и пестроцветную окраску значительной части изучаемых отложений.

Рост куполов и образование межкупольных поднятий в значительной мере определяли рельеф области осадконакопления, а

Таблица 6

Этаж	Формация	Возраст	Комплекс осадочных тел		Ассоциация осадочных тел восточной части бассейна	
Нижнепермско-триасовый	Гумидно-инверсивная	T ₃	Терригенный		Терригенная	
	Гумидно-эмерсивная	T ₁₋₂	Карбонатно-терригенный (центральная часть); терригенный (восточная часть)		Терригенная	
	Аридно-эмерсивная	P ₂	Терригенный		Терригенная Карбонатно-терригенная Сульфатно-терригенная	
	Аридно-регрессивная	P _{1k}	Эвапоритовый (центральная часть); терригенно-эвапоритовый (восточная часть)		Терригенно-сульфатная Соленосная терригенно-сульфатная	
	Гумидно-регрессивная	P _{1a—ar}	Карбонатный (северная и северо-восточная части); терригенный (восточная и юго-восточная части)		Терригенная	
Верхнедевонско-верхнекаменноугольный	Гумидно-дифференционная	C ₃	Карбонатный (северная, северо-восточная части)	Терригенно-карбонатный (восточная и юго-восточная части)	Карбонатная сульфатно-карбонатная	Терригенно-карбонатная
	Гумидно-инундационная	C ₁₋₂	Карбонатный (северная, северо-восточная и восточная части)	Терригенный (юго-восточная часть)	Терригенно-карбонатная Глинисто-карбонатная Карбонатная	
	Аридно-трансгрессивная	D ₃	Терригенный		Терригенная	

посредством его характер распределения обломочного материала и мощность отложений. В восточной части Прикаспийской впадины влияние куполов на размещение физико-географических зон и мощность отложений устанавливается достаточно уверенно с раннетатарского времени.

На протяжении позднепермского и раннетриасового времени областью сноса оставался Горный Урал (Мугуджары). Нижнетриасовые породы образовались частично за счет переотложения верхнепермских, причем ветлужские в меньшей, баскунчакские в большей степени. В ветлужское время восточная, центральная и северная части Прикаспийской впадины имели единый источник сноса — Горный Урал, в пределах которого в это время размывалась мощная толща метаморфических пород.

Таким образом, в позднепермское время наступает эмерсивная фаза развития Прикаспийского бассейна. В результате горообразовательных движений резко увеличилось количество обломочного материала, приносимого с Урала. Накопление осадков часто происходило выше базиса эрозии. На позднеатарское время приходится максимальная для поздней перми выраженность эмерсивной фазы развития бассейна, когда вся территория Прикаспийской впадины была приподнята и представляла собой обширную аллювиальную равнину [Дмитриевский А. Н., 1968 г.].

На границе палеозоя и мезозоя отмечаются заключительные этапы герцинских горообразовательных движений на Урале, приведшие к перерыву в осадконакоплении и усилению процессов механической эрозии в области сноса. Все это наложило отпечаток на условия формирования триасовых отложений. С одной стороны, накопление грубообломочных терригенных образований нижнего триаса следует относить к эмерсивной стадии развития бассейна. С другой стороны, в триасовое время отчетливо проявляются тенденции к нисходящему развитию в центральных районах впадин. Борьба нисходящих и восходящих движений определила своеобразные условия накопления осадков. К этому следует добавить изменение климатических условий. Среднетриасовые отложения в большинстве районов Прикаспийской впадины отсутствуют. Это время максимального подъема изучаемой территории. Верхнетриасовые отложения объединены в гумидно-инверсивную формацию. С нижней юры начинается новый мезозойско-кайнозойский цикл осадконакопления.

Мезозойско-кайнозойские отложения представлены трансгрессивно-регрессивными преимущественно терригенными и карбонатно-терригенными формациями общей мощностью более 1300 м.

Проведенные исследования позволили выявить особенности состава, строения и некоторые черты истории геологического развития Прикаспийского осадочного бассейна, а также установить структуру верхнедевонско-верхнекаменноугольного и нижнепермско-триасового этажей (табл. 6), с которыми связаны основные перспективы нефтегазоносности этого бассейна.

§ 3. СТРУКТУРА И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ВИЛЮЙСКОГО БАССЕЙНА

Вилюйский осадочный бассейн имеет сложное геологическое строение, для него характерно широкое развитие вулканогенно-осадочных пород, определяющих особенности структуры этого бассейна.

Изучению геологического строения Вилюйского бассейна посвящены работы А. Г. Ржонницкого (1918 г.), А. Д. Архангельского и Н. С. Шатского (1933 г.), Н. П. Хераскова (1938 г.), Н. С. Шатского (1947 г.), Н. С. Зайцева (1954 г.), А. В. Вихерта (1956 г.), Т. Я. Спичарского (1958 г.), К. Я. Сприндиса (1958 г.), Ю. М. Пушаровского (1958 г.), В. Д. Шутова (1958 г.), А. Г. Коссовской, В. Д. Шутова и В. И. Муравьева (1960 г.), А. Г. Коссовской (1962 г.), Г. И. Штеха (1965 г.).

В последние годы данные о стратиграфии, тектонике и других особенностях строения региона опубликованы в работах Г. Л. Бабаяна, А. А. Бакирова, В. Е. Бакина, В. Ф. Горбачева, А. А. Гудкова, В. В. Забалуева, Н. С. Зайцева, А. Э. Конторовича, В. С. Мильничука, К. Б. Мокшанцева, Н. М. Музыченко, В. А. Маренни, А. А. Трофимука, Н. В. Черского, Г. И. Штеха и др.

Начало формирования Вилюйской впадины Г. И. Штех (1965 г.) связывает с расколом древнеархейской платформы и образованием в ней глубинных разломов, что привело в конце позднего архея — раннего протерозоя к образованию мобильного пояса в теле платформы. В конце рифея в Палеовилюйском прогибе наметились области относительно интенсивного (центральная и юго-западная части прогиба) и замедленного прогибания. К этому времени относится заложение Мархино-Линденской и Кемпендяй-Лунхинской впадин, а к раннему — среднему палеозою — образование Сунтарского поднятия и Кемпендяйской впадины. В это время отмечаются неоднократные излияния магмы.

Эволюция Вилюйского бассейна связана с развитием расположенной по соседству Верхоянской геосинклинали. По данным А. Г. Коссовской (1962 г.), Верхоянская геосинклиналь представляет собой краевую зону Верхояно-Колымской геосинклинальной области. Она заложилась в среднем палеозое на переработанном основании краевой части Сибирской платформы и в течение позднего палеозоя и мезозоя испытала интенсивные погружения, которые захватили и прилегающую территорию Вилюйского бассейна. В конце раннего карбона в результате активизации поднятий в пределах большей части Палеовилюйского прогиба осадконакопление практически прекратилось.

Позднекаменноугольно-триасовое время может рассматриваться как начальный этап формирования собственно Вилюйского бассейна, который унаследовал заложившиеся в Палеовилюйском прогибе впадины и поднятия.

В позднем карбоне отмечается развитие нисходящих движений, что привело к накоплению терригенных образований. Позднекаменноугольная трансгрессия продолжается в раннепермское

время. Область наиболее интенсивных прогибаний находилась в это время в пределах Верхоянской геосинклинали. В конце ранней перми отмечается уменьшение интенсивности нисходящих движений. В начале позднепермского времени единая область осадконакопления была разделена поднимающейся кордильерой на западную и восточную части, что привело к относительному обособлению Вилюйского бассейна. Зона наиболее значительных погружений, захватившая Вилюйскую впадину, располагалась на центральном участке западной части. Такое размещение и ориентировка этой зоны в поперечном направлении к осевой кордильере определили сопряженное развитие Верхоянья и Вилюйской впадины [Коссовская А. Г., 1962]. Уменьшение интенсивности прогибания, усиление дифференциации колебательных движений, сопровождавшееся структурной перестройкой территории, позволяют относить развитие бассейна в позднепермское и раннетриасовое время к фазе дифференциации С. Н. Бубнова (1960 г.). В раннем триасе отмечается оживление глубинных разломов и проявление траппового вулканизма. Среднетриасовое время характеризуется наибольшими поднятиями территории Вилюйского бассейна, которые только к концу триаса уступили место нисходящим движениям.

В ранней юре изучаемая территория была вовлечена в погружение и Вилюйский бассейн в это время был соединен с разросшимся Верхояно-Колымским геосинклинальным бассейном. Максимум трансгрессии приходится на конец ранней юры и сопровождается накоплением тонкообломочных осадков.

Среднеюрское время соответствует фазе дифференциации и сопровождается структурной перестройкой территории: если в западной части впадины погружение сменилось поднятиями, то в восточной части тенденции поднятия территории не проявились столь отчетливо.

В позднеюрско-раннемеловое время в пределах изучаемой территории существовали своеобразные условия накопления осадков. С одной стороны, это время интенсивных опусканий, сопровождавшихся накоплением мощных толщ осадков. С другой стороны, территория Вилюйского бассейна представляла собой достаточно плоскую равнину, где при частой смене морских и континентальных условий осадконакопления происходило формирование угленосных отложений. Подобные условия осадконакопления объясняются начавшимися поднятиями в Верхоянской геосинклинали, приведшими к заложению Приверхоянского прогиба, и вовлечением в интенсивное опускание как территории прогиба, так и прилегающих частей Вилюйской впадины.

В юрскую эпоху отмечают последние фазы траппового вулканизма, которые наиболее интенсивно проявились в западных частях бассейна [Штех Г. И., 1965 г.]. Горообразовательные процессы в Западном Верхоянье, фиксируемые на границе ранне- и позднемелового времени, привели к накоплению в пределах Вилюйского бассейна верхнемеловых континентальных грубообло-

мочных пород. Накопление кайнозойских отложений установлено только в центральных наиболее погруженных частях Вилюйской впадины.

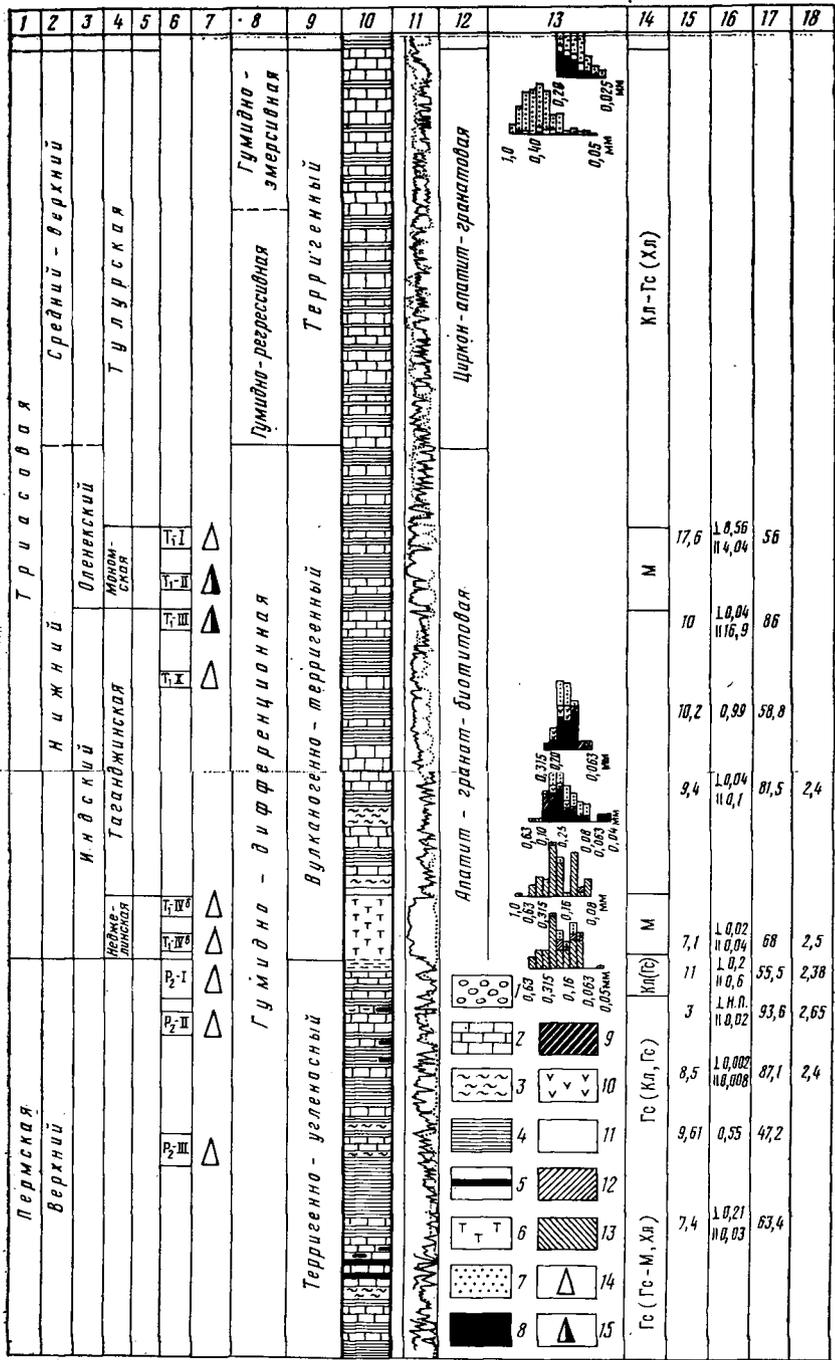
В осадочном чехле Вилюйского бассейна выделяются пять этажей: нижнепалеозойско-среднекаменноугольный, верхнекаменноугольно-нижнетриасовый, средне-верхнетриасовый, ниже-среднеюрский и верхнеюрско-верхнемеловой. Четыре верхних этажа включают следующие формации (снизу вверх): гумидно-трансгрессивную верхнего карбона, гумидно-инундационную нижней перми, гумидно-дифференционную верхней перми и нижнего триаса, гумидно-регрессивную среднего триаса, гумидно-эмерсивную верхнего триаса, гумидно-трансгрессивную нижней юры (геттангский ярус), гумидно-инундационную нижней юры (синемюрский, плинсбахский и тоарский ярусы), гумидно-дифференционную средней юры, гумидно-регрессивную верхней юры и нижнего мела, гумидно-эмерсивную верхнего мела (рис. 30).

А. Г. Коссовская (1958 г.), анализируя разрезы мезозойских отложений Вилюйской впадины и Западного Верхоянья, выделяет в пределах этих областей формационные ряды соответственно платформы и геосинклинали. Каждой формации платформенной области отвечает определенная формация передового прогиба, причем они характеризуются очень близкими набором литологических типов пород, особенностями их сочетаний и постепенными переходами при сохранении отчетливых признаков тектонической принадлежности, выражающихся, в частности, в резком различии мощностей формаций.

Приведенные в гл. I теоретические обоснования выделения формаций, история геологического развития Вилюйского бассейна, тесно связанная с развитием Верхоянской геосинклинали и формированием Приверхоянского прогиба, позволяют рассматривать выделенные А. Г. Коссовской формации как составные части одновозрастной формации, образовавшейся в пределах единого бассейна и, следовательно, соответствующие в нашем понимании комплексам осадочных тел.

В табл. 7 приведена краткая характеристика состава и строения КТ, развитых в пределах Хапчагайского мегавала.

Наиболее древние породы, вскрытые скважинами в пределах Вилюйского бассейна, относятся к верхней перми. Терригенно-угленосный КТ верхней перми, развитый в пределах Хапчагайского мегавала, представлен терригенно-угленосной АТ, в которой выделены различные по составу ЭТ (табл. 8). Терригенно-угленосный КТ верхней перми широко распространен также в Приверхоянском прогибе и на восточной окраине Вилюйского бассейна. Нижняя граница комплекса проводится по появлению в разрезе первых пропластков каменного угля, верхняя совпадает с кровлей пермских отложений. Преобладающие породы — песчаники. Каменный уголь представлен линзообразными (0,2—0,5 м) и пластовыми (1—2 м) ЭТ. Последние распространены в верхних горизонтах.



туфы; породообразующие минералы: 7 — кварц, 8 — полевые шпаты, 9 — обломки глинистых пород, 10 — обломки эффузивных пород, 11 — все обломки пород, 12 — стекло, 13 — цеолиты; результаты испытаний: 14 — газ, 15 — газ с конденсатом; глинистые минералы: Кл — каолинит, Гс — гидрослюда, М — монтмориллонит, С — смешаннослойные, Хл — хлорит; проницаемость по направлениям: 1 — перпендикулярно к напластованию, || — параллельно ему

Комплекс осадочных тел	Возраст	Мощность, м	Песчанность, %	Угленосность, %	Глинистость, %	Минеральные группы		
						аксессуарная	породообразующая	глинистая
Терригенно-молассовый	K ₂	<1000				Эпидот-гранат-циркон-ильменитовая	Мезомиктовая	Кл, М
Терригенно-угленосный	J ₃ —K ₁	1400—2000	70	10	20	Эпидот-гранат-ильменитовая	Олигомиктовая, мезомиктовая	Кл, Кл—Гс, М
Терригенный	J ₁ —J ₂	1000—1600	55	—	45	Циркон-гранат-лейкоксовая	Мезомиктовая	Кл, С
Терригенный	T ₂ —T ₃	700	66—83	—	17—34	Циркон-апатит-гранатовая	Мезомиктовая, монтмориллонитовая, кварцевая, олигомиктовая	Кл — Гс
Вулканогенно-терригенный	T ₁	560—350	33	—	37	Апатит-гранат-биотитовая	Полевошпатово-граувакковая, собственно граувакковая	М
Терригенно-угленосный	P ₂	>1000	55	20	25	Гранат-лейкоксен-ильменит-цирконовая	Мезомиктовая, полевошпатово-граувакковая	Кл, Кл — Гс

Примечание. Кл — каолинит; Гс — гидрослюда; М — монтмориллонит; С — смешаннослойные образования.

Возраст	Комплекс осадочных тел	Ассоциация осадочных тел	Элементарное осадочное тело
T ₁ , мономская свита	Вулканогенно-терригенный	Вулканогенная	Туфово-глинистое Туфово-песчаниковое Алевритово-туфовое Песчаниково-туфовое Туфово-глинистое
T ₁ , таганджинская свита		Терригенная	Алевритово-песчаниковое Алевритово-глинистое Алевритово-песчаниковое Алевритово-глинистое Алевритово-песчаниковое
T ₁ , неджелинская свита		Вулканогенная	Туфово-глинистое Туфово-песчаниковое Глинисто-туфовое Туфово-лавокластическое Сидеролитово-глинистое
P ₂	Терригенно-угленосный	Терригенно-угленосная	Алевритово-песчаниковое Глинисто-угленосное Алевритово-песчаниковое Аргиллитово-угленосное Алевритово-песчаниковое

В вулканогенно-терригенном КТ нижнего триаса установлены три АТ (см. табл. 8). Выделенные в их составе ЭТ характеризуются сложным и разнообразным строением. Туфово-лавокластическое ЭТ, например, слагается долеритами, диабазами, базальтами, спилитами, палагонитовыми и пизолитовыми туфами. В песчаниково-туфовом ЭТ установлены туффиты, туфопесчаники, туфоалевролиты, туфоаргиллиты и граувакковые песчаники. Подобное строение ЭТ объясняется неравномерным по площади и разрезу распределением вулканогенного материала в разновозрастных образованиях.

Эффузивные породы залегают в виде покрова неоднородного строения в центральной и восточной частях Неджелинской площади (скв. 10, 11, 16, 18, 22, 25). Мощность его колеблется от 1,5 до 15 м. По простиранию эффузивные породы замещаются витрокластическими туфами и туффитами (Соболохская и Мастахская площади), затем туфопесчаниками и туфоалевролитами (Толонская и Средневилюйская площади). В отложениях, непосредст-

венно залегающих над эффузивами, отмечено резкое снижение количества пирокластического материала. В кровле горизонта, синхронного покровным эффузивам, на всех разведочных площадях прослеживается слой пелитовых витрокластических туфов, в которых вулканогенный материал замещен монтмориллонитом с сохранившейся реликтовой структурой.

Детальное изучение эффузивных пород позволило установить, что они представлены миндалекаменными спилитами с микрофитовой и вариолито-стекловатой структурой. Спилиты сложены плохо раскристаллизованным вулканическим стеклом, мелкими лейстами основного плагиоклаза, плохо сохранившимися зернами пироксена и редкими вкрапленниками магнетита. Вулканическое стекло разложено и почти повсеместно замещено хлоритом и тонкодисперсным глинистым минералом — монтмориллонитом. Характерно широкое развитие кальцитовых миндалин. Крупные округлые миндалины кальцита или цеолита (размером от 0,2 до 6 мм) отличаются мозаичным строением. Центральная часть некоторых из них полая. Распространены миндалины с несколькими концентрическими различно угасающими зонами кальцита. В центре кальцитовых разностей местами присутствует халцедон, по периферии — хлоритовые пленки.

Витрокластические породы слагаются обломками желто-бурого измененного базальтового стекла — палагонита. Структура палагонитовых туфов псаммитовая и алевритовая. Цемент цеолитовый или сидеритовый базально-порового типа. В породе установлены микротрещины раскрытостью до 200 мкм. Часто они соединяют отдельные поры, размер которых достигает 300 мкм. Многие поры и трещины заполнены цеолитами или имеют на стенках корку цеолитов толщиной до 7 мкм. Пизолитовые туфы характеризуются наличием в пепловой массе стяжений, плотно прилегающих друг к другу. Они в той или иной степени деформированы и по периферии окружены пленками гидроокислов железа. Горизонт зеленых палагонитовых туфов с красным цеолитовым цементом имеет постоянную привязку к кровле неджелинской свиты и хорошо выдержан в пределах Хапчагайского мегавала. Мощность его колеблется от 6 до 10 м. Пизолитовые туфы залегают в подошве отложений палагонитовых туфов и в кровле горизонта, синхронного покровным эффузивам.

Осадочно-вулканокластические породы сложены туффитами, которые характеризуются непостоянным количественным соотношением между пирокластической и осадочной компонентами. При микроскопическом описании отмечены слабая послонная сортировка обломочного материала алевритовой размерности и неравномерное его распределение. Для туффитов характерна литокластическая структура. Пирокластический материал представлен литокластами основного состава. Туффиты обычно переслаиваются с туфами и туфопесчаниками.

Вулканоосадочные породы подразделяются на туфопесчаники, туфоалевролиты и туфоаргиллиты. Туфопесчаники состоят из мел-

козернистых плохо отсортированных разностей. Кластическая часть сложена полуокатанными зернами кварца, полевых шпатов, обломками кремнистых пород, стекла и эффузивов. Полевые шпаты отмечены в виде таблитчатых изометричных зерен, биотит представлен деформированными, обычно хлоритизированными пластинками. Обломки эффузивов окрашены в бурый или черный цвет, оплавленные обломки стекла — в зеленый, редко черный цвет. Вулканическое стекло покрыто коркой глинистых минералов. Преобладает глинистый полиминеральный цемент пленочно-порового типа. Туфопесчаники в основном слагают горизонт, синхронный покровным эффузивам на Толонской и Средневилюйской площадях. Туфоалевролиты образованы зеленоватыми тонкозернистыми разностями. Они встречаются вместе с туфами и алевролитовыми туффитами. Особенностью их является мономинеральный хлоритовый и реже гидрослюдистый состав цемента. Туфоаргиллиты представлены слоистыми, пестроцветными, иногда алевритистыми разностями. Для них характерно повышенное содержание окислов железа (до 13 %). Реликтовый пепловый материал присутствует в виде обломков вулканического стекла. Особенности состава и строения туфоаргиллитов, их переслаивание и постепенный переход в мелкообломочные туффиты и туфы позволяют сделать заключение об их вулканогенном происхождении.

Вулканотерригенные породы в отложениях неджелинской свиты распространены ограниченно и представлены полимиктовыми мелкозернистыми песчаниками. От туфопесчаников они отличаются лучшей сортировкой и резким снижением доли переоотложенного вулканического материала (обломки стекла и эффузивов составляют 20—30 %). Вулканотерригенные породы в виде отдельных прослоев встречаются в кровле неджелинской свиты над горизонтом палагонитовых туфов.

Мощность нижнетриасового вулканогенно-терригенного КТ в районе Верхоянья колеблется в пределах 360—800 м, на Хапчагайском и Китчанском поднятиях она составляет 600—850 м, на платформенных участках Лено-Оленекского междуречья сокращается до 10—120 м, в пределах Хапчагайского мегавала она меняется с востока на запад от 790 м (Люксугунская площадь) до 610 м (Средневилюйская площадь). Возрастание мощности комплекса в Хапчагайском районе связано с интенсивным привнесом вулканогенного материала из вулканической зоны, расположенной к востоку от Неджелинской площади.

Средне- и верхнетриасовые отложения широко распространены в пределах Приверхоанского прогиба и в восточной части Вилюйского бассейна. Они представлены терригенными КТ. Алевролиты и аргиллиты распространены по разрезу неравномерно. На Китчанской, Собо-Ханской и Усть-Вилюйской площадях их прослой малочисленны и не образуют мощных пачек. На Неджелинской, Бадаранской, Нижневилюйской и Сангарской площадях число прослоев аргиллитов и алевролитов возрастает и в разрезе часто встречаются прослой песчаников. Среднее положение зани-

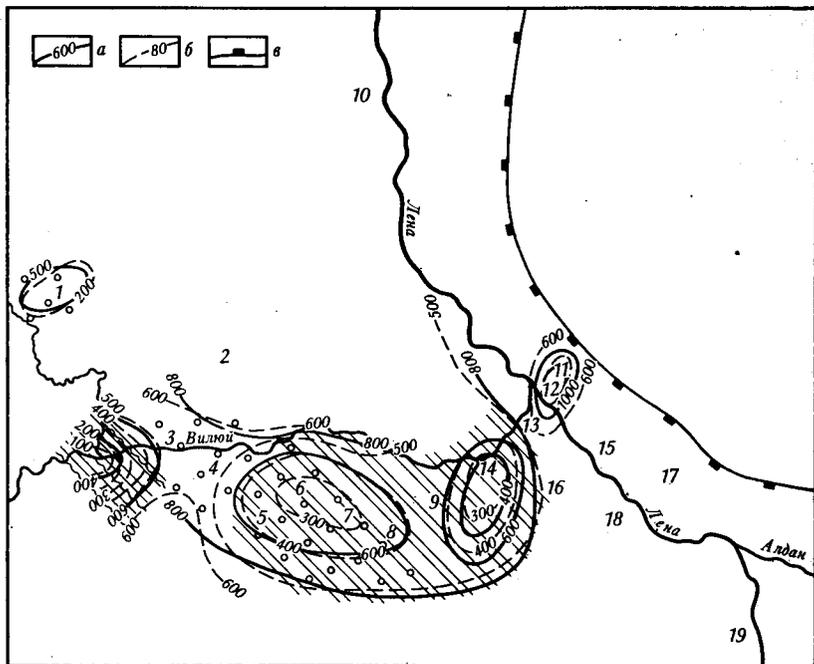


Рис. 31. Схематическая карта состава и строения формаций среднего и верхнего триаса Вилюйского бассейна. Составили А. Н. Дмитриевский, Т. П. Сынгаевская
 Изопахиты: а — КТ, б — ЭТ; в — границы платформы. Структуры: 1 — Среднетюнгская; 2 — Балагачинская; 3 — Средневилюйская; 4 — Толонская; 5 — Хайлахская; 6 — Мастахская; 7 — Соболюхская; 8 — Неджелнинская; 9 — Бадаранская; 10 — Бахьянская; 11 — Китчанская; 12 — Собоханнская; 13 — Усть-Вилюйская; 14 — Нижневилюйская; 15 — Сангарская; 16 — Бергенская; 17 — Эсеняхская; 18 — Олойская; 19 — Намская.
 Остальные условные обозначения см. на рис. 6, б

мают разрезы Средневилюйской, Толонской и Мастахской площадей.

В соответствии с методикой, изложенной в гл. I, построена карта, характеризующая изменение состава и строения гумидно-регрессивной и гумидно-эмерсивной формаций соответственно среднего и верхнего триаса (рис. 31).

Мощность средне- и верхнетриасовых отложений изменяется от 345 м на Нижневилюйской площади, 516 и 560 м на Мастахской и Неджелнинской площадях (присводовая часть Хапчагайского мегавала) до 640—696 м в западной и 660 м в восточной частях мегавала. Резкое увеличение мощности (до 1450 м) наблюдается в пределах Китчанской площади, т. е. в сторону Приверхоанского прогиба. На Среднетюнгском поднятии она составляет около 500 м, на западе в районе Быраканской площади резко уменьшается до 289 м.

Суммарная мощность песчаниково-алевролитовых пород изменяется, подчиняясь тем же закономерностям. В сводовой части Хапчагайского мегавала и на Нижневилюйской площади она составля-

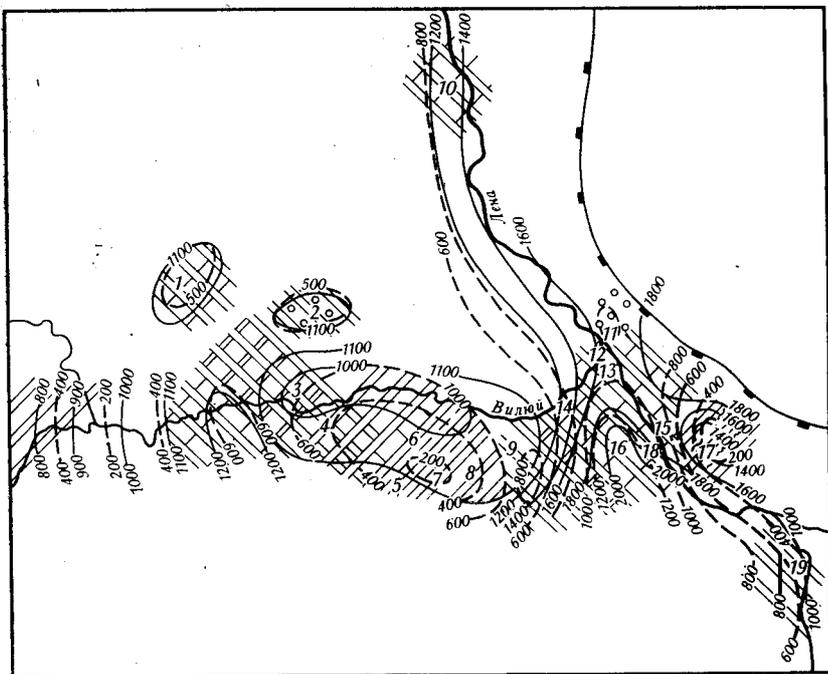


Рис. 32. Схематическая карта состава и строения формаций юры Вилуйского бассейна. Составили А. Н. Дмитриевский, Т. П. Сынгаевская
Условные обозначения см. на рис. 6, б, 31

ет 238—255 м, к периклинальным частям мегавала возрастает до 576 м, а в сторону Китчанской площади — до 1161 м. На Среднетюньгском поднятии она равна 193 м, в районе Быраканской площади наблюдается резкое ее сокращение до 70 м.

Восточная половина Халчагайского мегавала и Нижневилуйская площадь входят в зону, в которой основная часть разреза сложена алевролитисто-песчаниковыми ЭТ (см. рис. 6, б). Западнее, в районе Мастахской площади разрез несколько обогащается алевролитовыми ЭТ. Далее на запад зона повышенных мощностей соответствует зоне песчаниковых ЭТ. В сторону Быраканской площади в разрезе увеличивается количество алевролитистых ЭТ. Разрез средне-верхнетриасовых отложений Среднетюньгского поднятия сложен преимущественно песчаниковыми ЭТ.

По литологическому составу юрские отложения весьма разнообразны (рис. 32). Крайняя западная зона (Среднетюньгская и Быраканская площади) характеризуется разрезом, сложенным преимущественно глинисто-песчаниковыми ЭТ. В районе Средневилуйской площади в разрезе увеличивается содержание песчаников. В районе Толонской площади разрез характеризуется одинаковым соотношением трех типов пород. В зоне Хайлахской и Мастахской площадей возрастает удельный вес глинистых ЭТ.

В Соболох-Неджелинской зоне разрезы сложены глинисто-алевролитовыми ЭТ. Район Бадаранской площади (восточная периклиналильная часть Хапчагайского мегавала) характеризуется увеличением содержания песчаников в разрезе. Далее на восток в разрезе возрастает число глинистых прослоев. В районе Нижневилюйской площади он сложен в равных количествах песчаниками, алевролитами и глинами. Восточнее располагается зона глинисто-песчаных ЭТ. Резко выделяется на общем фоне Китчанское поднятие, где разрез сложен преимущественно песчаниками.

Грубообломочный терригенный КТ нижней юры (геттангский ярус) представлен песками, песчаниками и конгломератами, аллювиальными, русловыми, реже пойменными отложениями приустьевых участков рек, впадающих в Верхоянский бассейн осадконакопления. Мощность КТ 180—200 м. Формирование его происходило в обстановке интенсивных погружений западного склона Верхоянья, начавшихся в верхнем триасе и захвативших в начале юры территорию Вилюйской впадины.

Тонкообломочный терригенный КТ включает отложения снежмурского, плинсбахского и тоарского ярусов нижней юры. Мощность его 150 м. Он имеет двучленное строение: в нижней части — мелкозернистые морские песчаники с глауконитом, в верхней части — глины с фауной тонкостенных пелеципод. В периферийных участках (юго-западном и юго-восточном) доминируют песчаные осадки. Это места впадений крупных водных артерий.

Угленосно-терригенный КТ охватывает отложения средней юры. Формирование его происходило в условиях начавшейся структурной перестройки района. Характерной особенностью КТ является резко выраженное полифациальное строение [Коссовская А. Г., 1962]. В пределах периферийной западной окраины бассейна развиты преимущественно континентальные песчаниково-алевролитовые ЭТ с маломощными прослоями углей. Далее на восток они сменяются переходными от континентальных к прибрежно-морским, и, наконец, на восточной окраине впадины и в Верхоянье сохранились морские условия и накапливались преимущественно песчаные мелководные осадки.

Общая мощность юрских отложений в пределах Хапчагайского мегавала изменяется незначительно: от 970 м на Средневилюйской площади до 1080 м на Бадаранской. На востоке (в сторону Приверхоанского прогиба) она возрастает до 1800 м. Увеличение мощности наблюдается также в направлении Лунхинской впадины (до 2160 м). На северо-западе бассейна на территории Среднетюнгского поднятия мощность юрских отложений составляют 1100 м, на севере в районе Бахынайской площади — 1320 м. На территории Хапчагайского мегавала минимальная мощность песчаниково-алевролитовых пород установлена в присводовой части на Соболохской площади (146 м); отмечается постепенное ее увеличение к периклиналильным окончаниям: до 670 м в западной части (Средневилюйская площадь) и до 830 м в восточной (Бадаранская площадь). Резкое увеличение мощности (до 1380 м) установ-

лено в зоне южного погружения структуры. На северо-западе бассейна в районе Среднетюнгского поднятия мощность песчаниково-алевролитовых пород составляет 465—500 м.

Формирование терригенно-угленосного КТ верхней юры — нижнего мела знаменует новый этап в развитии региона и соответствует начавшимся поднятиям в Западном Верхоянье. В терригенно-угленосном комплексе установлена крупная макроцикличность с резкими переходами между циклами; присутствуют малочисленные мощные пласты бурых углей (до 4—7 м, иногда до 10 м). Песчаниково-алевролитовые породы часто слабо отсортированы. Формирование комплекса происходило в условиях регрессий морского бассейна. Море уходит на север, площадь приморской равнины сокращается и прибрежно-морские отложения уступают место континентальным.

Мощность нижнемеловых отложений в присводовой части Хапчагайского мегавала 426—367 м, она постепенно увеличивается к крыльям и периклинальным окончаниям: на западе до 700 м (Средневиллюйская площадь), на востоке до 1560 м (Бадаранская площадь). Далее на восток мощность нижнемеловых отложений уменьшается: Нижневиллюйская площадь — 1200 м, Усть-Виллюйская площадь — 385 м. Увеличение ее наблюдается в восточных частях бассейна в районе Эксеняхской и Намской площадей — до 1340—1355 м (рис. 33).

Суммарная мощность песчаниково-алевролитовых пород увеличивается от 102—127 м в сводовой части Хапчагайского мегавала до 590 м на западной периклинали (Средневиллюйская площадь) и 720 м на восточной (Бадаранская площадь). Далее на восток наблюдается постепенное уменьшение ее: Нижневиллюйская площадь — 600 м, Сангарская площадь — 287 м. При приближении к прогибу мощность песчаниково-алевролитовых пород увеличивается: до 510 м на Эксеняхской площади и 940 м на Намской площади. В соответствии с изменением суммарной мощности песчаниково-алевролитовых пород располагаются зоны развития литофаций. Разрезы центральной части Хапчагайского мегавала (Мастахская, Соболахская, Хайлахская площади) сложены преимущественно алевролитово-глинистыми, песчаниково-глинистыми и песчаниково-алевролитистыми ЭТ. Разрезы восточного и западного окончаний мегавала (Толонская, Бадаранская площади) обогащаются песчаниковыми породами. Разрез Средневиллюйской площади представлен преимущественно песчаниковыми ЭТ. Западная и северная зоны погружений (Быраканская и Балагачинская площади) характеризуются преимущественным развитием глинисто-алевролитовых и песчаниково-алевролитистых ЭТ. Разрезы Среднетюнгского поднятия представлены преимущественно алевролитово-песчаниковыми ЭТ. Крайняя восточная часть описываемой территории (Эксеняхская площадь) характеризуется глинисто-алевролитовыми и смешанными песчаниково-алевролитово-глинистыми ЭТ.

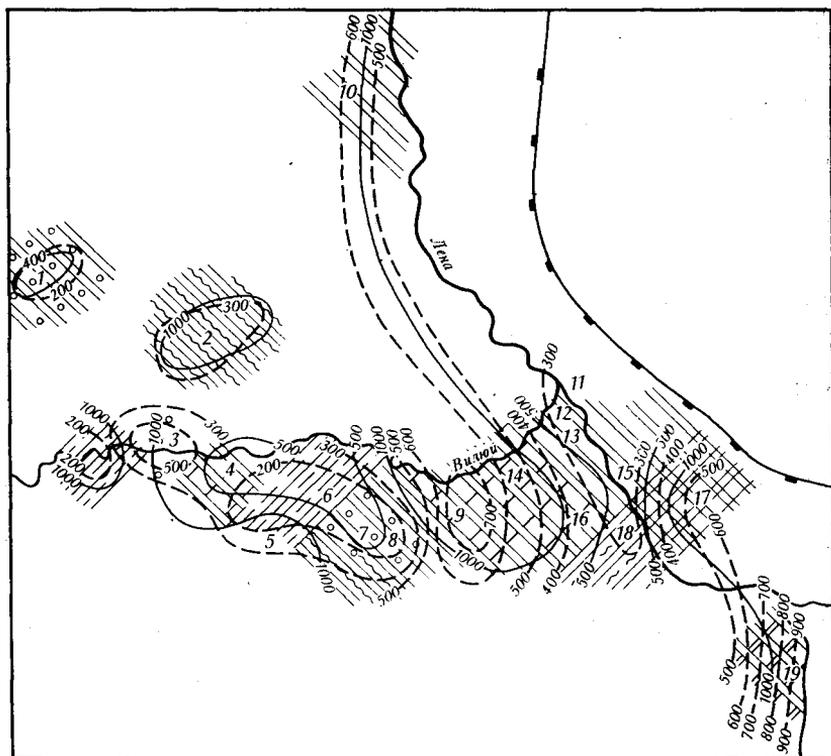


Рис. 33. Схематическая карта состава и строения гумидно-регрессивной формации верхней перми и нижнего мела Вилуйского бассейна. Составили А. Н. Дмитриевский, Т. П. Сынгаевская
Условные обозначения см. на рис. 6, б, 31

Верхнемеловые отложения завершают мезозойский разрез на территории Вилуйского бассейна. Верхнемеловой терригенно-молассовый комплекс развит в центральных, наиболее прогнутых участках Вилуйской впадины и представлен аллювиальными каолинизированными песками.

Формирование верхнемеловой гумидно-эмерсивной формации мощностью до 1000 м знаменует заключительный этап замыкания Верхоянской геосинклинали [Коссовская А. Г., 1962].

Таким образом, проведенные исследования позволили выявить особенности состава, строения и некоторые черты истории геологического развития Вилуйского осадочного бассейна, а также установить структуру четырех верхних этажей (табл. 9), с которыми связаны основные перспективы газоносности этого бассейна.

Этаж	Формация	Возраст	Комплекс осадочных тел (Халчагайский район)
Верхнеюрско- верхнемеловой	Гумидно-эмерсивная Гумидно-регрессивная	K_2 J_3-K_1	Терригенно-молассовый Терригенно-угленосный
Нижне-средне- юрский	Гумидно-дифференци- онная Гумидно-инундацион- ная Гумидно-трансгресси- вная	J_2 J_1^{2+3} J_1^1	Угленосно-терригенный Тонкообломочный тер- ригенный Грубообломочный тер- ригенный
Средне-верхне- триасовый	Гумидно-эмерсивная Гумидно-регрессивная Гумидно-дифференци- онная	T_3 T_2 T_1 P_2	Терригенный „ Вулканогенно-терри- генный Терригенно-угленосный
Верхнекамен- ноугольно-ниж- нетриасовый	Гумидно-инундацион- ная Гумидно-трансгресси- вная	P_1 C_3	Терригенный „

ГЛАВА ТРЕТЬЯ

ОСНОВЫ СИСТЕМНО-ЛИТОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА И СИСТЕМАТИЗАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ ИЗУЧЕНИЯ КОЛЛЕКТОРСКИХ И ЭКРАНИРУЮЩИХ СВОЙСТВ ПРИРОДНЫХ РЕЗЕРВУАРОВ

Дальнейшей задачей системного литолого-генетического анализа является систематизация результатов исследования коллекторских и экранирующих свойств природных резервуаров и установление особенностей формирования и преобразования указанных свойств. Этот раздел системных исследований выделен под названием системно-литологического анализа.

§ 1. ОСНОВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ СЕДИМЕНТАЦИОННОЙ ТРАНСЛЯЦИИ

Каждая система характеризуется относительной устойчивостью, что обуславливает соответствующую автономность ее в окружающей среде. Длительная эволюция системы, приспособле-

ние элементов системы друг к другу, стремление сохранить равновесие, стабильность, устойчивость отражаются на характере взаимоотношений системы с соседними системами и внешней средой. Закономерное развитие ее направлено на сохранение элементов и установившихся между элементами связей, которые сформировались в результате длительной эволюции. Как было показано выше, основные элементы системы «осадочное тело» закладываются в течение седиментогенеза, следовательно, эта система «стремится» пронести свои седиментационные признаки через длительные этапы геологического развития.

Н. Б. Вассоевич (1977 г.) отмечает, что «в ряду всех стадий осадочного породообразования, всех этапов литогенеза решающее значение для развития нефтегазообразования имеет стадия седиментогенеза (*sensu stricto*), т. е. рождение (генезис) того или иного осадка. Он может быть (стать) нефтематеринской породой, хорошим или плохим коллектором или флюидоупором. Диа-, ката-, мета- и гипергенетические изменения во многом зависят от начального типа осадка» [Вассоевич Н. Б., 1977, с. 44].

Ответы на вопросы, в какой мере параметры и особенности, приобретенные осадком на стадии седиментогенеза, оказывают влияние на коллекторские и экранирующие свойства пород, какие из седиментационных параметров проходят через катагенетические преобразования почти без изменения и какие из них изменяются кардинальным образом или вовсе исчезают, в какой мере седиментационные параметры определяют направленность катагенетических преобразований, имеют важное практическое значение для прогнозирования коллекторских и экранирующих свойств на больших глубинах и в древних толщах по условиям седиментогенеза и седиментационным признакам, для выяснения литологических условий нефтегазоносности недр осадочных бассейнов.

Для решения этих вопросов вводится понятие о трансляции, т. е. о передаче седиментационных признаков на глубину и сохранении их в древних отложениях. Под трансляцией седиментационных параметров на глубину, или седиментационной трансляцией, понимается наследование породой исходного материала, признаков и особенностей осадков.

Основные положения седиментационной трансляции представляют собой систематизацию эмпирически установленных и в большинстве своем широко известных фактов, отражающих особенности постседиментационных преобразований пород. Особое внимание обращается на параметры, факторы и процессы, которые формируют коллекторские и экранирующие свойства осадочных пород.

Основные положения седиментационной трансляции формулируются следующим образом:

среда осадконакопления, приводящая к формированию различного масштаба осадочных тел — систем, отражается в этих телах в виде седиментационных признаков;

седиментационные признаки во многом определяют коллекторские и экранирующие параметры системы;

образовавшаяся система «стремится» сохранить при постседиментационных преобразованиях свою автономность и свои элементы;

устойчивость и автономность системы определяются ее структурой и составом и зависят от условий недр (температуры, давления и т. п.) осадочного бассейна;

направленность постседиментационных преобразований во многом определяется седиментационными признаками и параметрами;

в сохранении и преобразовании седиментационных параметров и признаков устанавливается зональность (по разрезу осадочного бассейна);

с глубиной и с возрастом отмечается уменьшение влияния седиментационных параметров на коллекторские и экранирующие свойства;

глубина, до которой сохраняются седиментационные признаки, зависит от типа осадочного бассейна.

Положения седиментационной трансляции являются развитием закона о физико-химической наследственности осадочных пород, сформулированного Л. В. Пустоваловым (1933 г.). Они позволяют, как и системный подход в целом, систематизировать знания в области исследования пород.

Как было показано выше, физико-географическая и ландшафтно-климатическая обстановки осадконакопления приводят к формированию совокупности разномасштабных осадочных тел, слагающих изучаемый осадочный бассейн. Среда осадконакопления отражается в формирующихся телах набором седиментационных признаков, определяющих их индивидуальность и принадлежность к данной среде седиментации.

Характер и направленность тектонических движений, рельеф, климат, состав материнских пород, тип бассейна седиментации, физико-географическая и ландшафтно-климатическая обстановки осадконакопления определяют литологический состав, соотношение и мощность осадочных тел, однородность их строения, выдержанность литологического состава по разрезу и по площади. В процессах выветривания, транспортировки и седиментогенеза закладываются и такие параметры, определяющие коллекторские и экранирующие свойства, как размер и форма обломочных зерен, минеральный состав и т. п.

Не все седиментационные признаки устойчивы, и, конечно, степень их влияния на коллекторские и экранирующие параметры неодинакова.

Многочисленными исследованиями К. Сликтера (1899 г.), И. Козени (1927 г.), Ф. Петтиджона (1949 г.), В. Крумбейна и Г. Монка (1942 г.) установлена зависимость между проницаемостью и распределением зерен по размеру. В работах Г. Фразера (1935 г.) и В. Энгельгардта (1964 г.) показано, что пористость зависит от формы зерен. О. А. Черниковым и др. (1971 г.) проведено изучение корреляционных связей между литологическими пара-

Исходные седиментационные параметры				Характеристика преобразований исходных параметров
пород-коллекторов		пород-флюидоупоров		
обломочных	карбонатных	глинистых	хемогенных	

1. Размер:

обломочных зерен	фрагментов, оолитов, органических остатков, кристаллов	глинистых частиц и минералов	кристаллов	Существенного изменения размеров обломочных зерен, фрагментов, оолитов не отмечается; увеличение размеров обломочных зерен при регенерации, уменьшение при дроблении; укрупнение глинистых минералов и кристаллов в результате перекристаллизации
------------------	--	------------------------------	------------	---

2. Форма

обломочных зерен	фрагментов	глинистых частиц и минералов	кристаллов	Изменение формы обломочных зерен и фрагментов в случае появления структур растворения, коррозии и деформации; более совершенная форма кристаллов при перекристаллизации, доломитизации и регенерации
------------------	------------	------------------------------	------------	--

3. Окатанность

обломочных зерен	фрагментов	обломочных зерен псаммитовой и алевритовой размерности (примесь)	—	Не изменяется
------------------	------------	--	---	---------------

4. Сортировка

обломочных зерен	фрагментов	глинистых частиц и песчано-алевритовой примеси	—	Не изменяется
------------------	------------	--	---	---------------

5. Упаковка

обломочных зерен	фрагментов, карбонатных частиц	глинистых частиц	кристаллов	Более компактная упаковка в результате уплотнения
------------------	--------------------------------	------------------	------------	---

Исходные седиментационные параметры				Характеристика преобразований исходных параметров
пород-коллекторов		пород-флюидоупоров		
обломочных	карбонатных	глинистых	хемогенных	
6. Минеральный состав				
обломочных зерен	терригенной примеси	песчано-алевритовой примеси	терригенной примеси	Незначительные изменения при внутрислойном растворении
цемента	карбонатных пород	глинистых пород	хемогенных пород	Изменения, вызванные преобразованием минералов, доломитизацией; изменение состава глинистых минералов; преобразование гипса в ангидрит
7. Количественное содержание				
глинистого цемента	терригенной примеси	песчано-алевритовой примеси	терригенной примеси	Незначительные изменения в содержании глинистого цемента и относительное увеличение глинистого материала при растворении и выносе карбонатного вещества
хемогенного цемента	карбонатного материала	глинистых минералов	хемогенного материала	Растворение, вынос и перераспределение хемогенного материала
8. Структура				
хемогенного цемента	хемогенной породы	глинистой породы	хемогенной породы	Изменение структуры в результате перекристаллизации
9. Тип цементации				
				Изменение типа цементации в результате уплотнения и перераспределения цементирующего материала
10. Количество и состав ПОВ				
				Изменение количества и состава ПОВ при генерации УВ
11. Структура порового пространства				
				Уменьшение размера пор, усложнение их формы и сообщаемости
12. Поверхностная активность				
обломочных зерен	фрагментов	глинистых частиц и минералов	кристаллов	Уменьшение при регенерации, увеличение при пелитизации полевых шпатов, образовании аутигенных глинистых минералов

Постседиментационный процесс	Седиментационный параметр (Фактор), оказывающий наибольшее влияние на постседиментационный процесс	Результаты постседиментационных преобразований			
		пород-коллекторов		пород-флюидопоров	
		обломочных	карбонатных	глинистых	хемогенных
Уплотнение	Литологический состав Минеральный состав Размер, форма, окатанность и сортировка обломочных зерен Количество, состав и тип цемента	Увеличение плотности пород Более компактная укладка:			
		обломочных зерен и цементирующего материала	фрагментов, оолитов, органических остатков. кристаллов	глинистых частиц	кристаллов
		Уменьшение содержания поровой воды Изменение типа цемента	Изменение соотношения содержаний фрагментов, оолитов и цемента	Уменьшение пластичности глин	Увеличение пластичности эвапоритов
Перекристаллизация	Минеральный состав Структура хемогенных пород и цемента Количество глинистой примеси	Уменьшение пор, усложнение их формы и сообщаемости		Уменьшение межкристалловой емкости	
		Изменение структуры:			
Выщелачивание	Минеральный состав хемогенных пород и цемента Количество глинистой примеси Структура порового пространства Структура хемогенных пород и цемента	хемогенного цемента	хемогенной породы	глинистой породы	хемогенной породы
		Образование пустот выщелачивания в межзерновом пространстве	Формирование пустот выщелачивания: в межформенном и межоолитовом пространстве; при растворении органических остатков; при растворении хемогенного материала	—	Образование пустот выщелачивания в гипсах (каверны и карстовые пустоты)

Изменение коллекторских свойств		Изменение экранирующих свойств	
Улучшение (или сохранение)	Ухудшение	Улучшение	Ухудшение
<p>Уплотнение практически не изменяет каркаса стереофических органогенных пород. (Ю. И. Марьенко, 1978 г.)</p>	<p>Уплотнение сопровождается уменьшением размера пор, усложнением их формы и сообщаемости</p>	<p>Увеличение пластичности и прочности каменной соли, гипса и ангидрита (В. П. Савченко, Я. А. Берето, 1968 г.)</p>	<p>Уменьшение пластичности гли</p>
<p>Увеличение размеров кристаллов сопровождается образованием дополнительной межкристалловой емкости</p>	<p>Интенсивная перекристаллизация ведет к образованию монокристаллических пород с низкими коллекторскими параметрами</p>	<p>—</p>	<p>Увеличение размеров кристаллов приводит к образованию межкристаллового пустотного пространства</p>
<p>Образование дополнительной емкости</p>	<p>—</p>	<p>—</p>	<p>Пустоты выщелачивания резко ухудшают экранирующие свойства гипсов</p>

Постседиментационный процесс	Седиментационный параметр (фактор), оказывающий наибольшее влияние на постседиментационный процесс	Результаты постседиментационных преобразований			
		пород-коллекторов		пород-флюидоупоров	
		обломочных	карбонатных	глинистых	хемогенных
Доломитизация	Структура известняка и цемента Количество глинистой примеси Структура пустотного пространства	Доломитизация цемента	Доломитизация породы	—	—
Сульфатизация и окремнение	Минеральный состав хемогенных пород и цемента Структура хемогенных пород и цемента Структура пустотного пространства Количество глинистой примеси	Развитие сульфатного цемента	Сульфатизация и окремнение карбонатных пород	—	—
Аутигенное минералообразование	Минеральный состав обломочных зерен	Образование аутигенных минералов:			
	Минеральный состав хемогенных пород и цемента Структура пустотного пространства	глинистых, хемогенных	хемогенных	глинистых	хемогенных
Коррозия и замещение обломочных зерен	Минеральный состав обломочных зерен Состав и количество цемента	Коррозия и замещение обломочных зерен	—	—	—

Изменение коллекторских свойств		Изменение экранирующих свойств	
Улучшение (или сохранение)	Ухудшение	Улучшение	Ухудшение
Образование дополнительной емкости	—	—	—
—	Развитие сульфатного цемента сопровождается уменьшением пустотного пространства	—	—
—	Аутигенные минералы уменьшают свободное поровое пространство	«Залечивая» трещины и пустоты, аутигенные минералы улучшают экранирующие свойства	—
—	Сближение корродированных зерен при растворении цемента и растворение замещенных обломочных зерен сопровождаются образованием дополнительной емкости (К. Р. Чепиков и др., 1971 г.)	—	—

Постседиментационный процесс	Седиментационный параметр (фактор), оказывающий наибольшее влияние на постседиментационный процесс	Результаты постседиментационных преобразований			
		пород-коллекторов		пород-флюидоупоров	
		обломочных	карбонатных	глинистых	хемогенных
Преобразование исходного материала	<p>Минеральный состав исходного материала</p> <p>Структура хемогенных пород и цемента</p> <p>Структура порового пространства</p>	Преобразование: глинистых минералов, цемента, вулканогенного материала	—	глинистых минералов	гипса в ангидрит
Регенерация и растворение под давлением	<p>Минеральный состав обломочных зерен</p> <p>Состав и тип цемента</p>	<p>Растворение обломочных зерен под давлением</p> <p>Регенерация кварца и полевых шпатов</p>	—	—	—
Трещинообразование	<p>Литологический состав пород</p> <p>Минеральный состав</p> <p>Количество глинистой примеси</p>	Образование трещин: в крепкоцементированных песчаниках и алевролитах	в карбонатных породах	в аргиллитах	в ангидритах

метрами (сортировкой, средним диаметром, характером упаковки, содержанием цемента) и коллекторскими свойствами.

При постседиментационных преобразованиях отмечается уменьшение мощностей осадочных тел и изменение их соотношений в результате неравномерности уплотнения осадочных тел; изменяются и некоторые другие параметры.

Изменение коллекторских свойств		Изменение экранирующих свойств	
Улучшение (или сохранение)	Ухудшение	Улучшение	Ухудшение
<p>Преобразование монтмориллонита и смешаннослойных образований в гидрослюду и хлорит приводит к улучшению коллекторских свойств</p>	<p>Преобразование вулканогенного материала в монтмориллонит приводит к ухудшению коллекторских свойств</p>	<p>Преобразование вулканогенного материала приводит к появлению аутигенных глинистых минералов, улучшающих экранирующие свойства</p>	<p>Преобразование монтмориллонита с глубокой сопровождается уменьшением пластичности глин Преобразование гипса в ангидрит сопровождается уменьшением пластичности</p>
<p>Частичная регенерация кварца на начальных этапах катагенеза способствует образованию прочной цементации (каркаса), препятствующей уплотнению (К. Р. Чепиков и др., 1971 г.)</p>	<p>Сопровождается образованием микростилолитовых, инкорпорационных структур и образованием монолитных кварцитоподобных песчаников и алевролитов (А. В. Копелиович, 1958 г.)</p>	—	—
<p>Образование трещин сопровождается резким улучшением проницаемости</p>	—	—	<p>Образование трещин сопровождается ухудшением изолирующих свойств</p>

В табл. 10 показан характер изменения с глубиной тех седиментационных параметров, которые в значительной мере определяют коллекторские и экранирующие свойства пород.

В последние годы появилось много публикаций, показывающих влияние условий осадконакопления на коллекторские и экранирующие параметры. Причем это влияние сохраняется на зна-

чительных глубинах (С. В. Литвин, 1978 г.; Р. И. Быков и др., 1978 г.; С. В. Яшкевич и др., 1978 г.) и в древних отложениях (С. Г. Морозов, Н. Н. Лисовский, Т. В. Иванова, С. Г. Андреев, 1978 г.).

Устойчивость и автономность системы «осадочное тело» определяются структурой и субстанцией, т. е. вещественным составом. По-разному будут реагировать, например, на литостатическое давление обломочные породы и соли, известняки хемогенные и рифовые, обломочные породы, сформировавшие прочный каркас в результате регенерации в раннем катагенезе (К. Р. Чепиков и др., 1971 г.), и обломочные породы, не имеющие такого каркаса. В целом при постседиментационных преобразованиях система «стремится» сохранить свою структуру. Причем это проявляется в сохранении как элементов структуры (ЭТ, АТ, КТ), так и структурной целостности самих элементов. Устойчивость и автономность системы зависят от термобарических, геохимических, гидрогеологических и гидродинамических условий недр. Все эти условия определяют интенсивность постседиментационных преобразований и их влияние на коллекторские свойства пород [Прошляков Б. К., 1974; Копелиович А. В., 1958 г.; Коссовская А. Г., 1962 и др.].

В наибольшей степени изменяют коллекторские и экранирующие параметры следующие постседиментационные процессы: уплотнение; перекристаллизация; выщелачивание; доломитизация; сульфатизация и окремнение; аутигенное минералообразование; коррозия, замещение и растворение; преобразование исходного материала (вулканогенного, глинистого и т. п.); регенерация и растворение обломочных зерен под давлением; трещинообразование.

Характер проявления этих процессов и интенсивность их развития также в значительной степени определяются исходным седиментационным материалом (табл. 11).

В сохранении, преобразовании и исчезновении, т. е. «отрицании» седиментационных признаков, устанавливается определенная зональность, впервые описанная А. Г. Коссовской (1962 г.) на примере мезозойских отложений Вилюйской впадины и Западного Верхоянья.

Многочисленными исследованиями установлено уменьшение влияния седиментационных признаков на коллекторские и экранирующие свойства пород с глубиной и с возрастом [Прошляков Б. К., 1974; Бортницкая В. М., Новосилецкий Р. М., 1978 г.]. Глубина, на которой отмечается резкое уменьшение седиментационной пористости, различна и зависит от типа осадочного бассейна, его структуры и субстанции.

Таким образом, главные положения седиментационной трансляции закладывают основы для прогнозирования коллекторских и экранирующих свойств горных пород по седиментационным признакам.

§ 2. ЛИТОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ОБЛОМОЧНЫХ ПОРОД-КОЛЛЕКТОРОВ

При описании основных положений седиментационной трансляции показаны роль седиментогенеза и влияние седиментационных параметров и постседиментационных преобразований на формирование коллекторских свойств горных пород.

Детальное изучение седиментационных параметров, оказывающих основное влияние на формирование первичной межзерновой пористости, позволяет разработать литолого-генетическую классификацию обломочных пород-коллекторов и заложить основы для прогнозирования по седиментационным признакам коллекторских параметров на больших глубинах и в мало изученных районах.

Классификации пород-коллекторов уделяется большое внимание советскими и зарубежными исследователями. Большинство из них основывают классификации на морфологических особенностях порового пространства, на корреляционных связях проницаемости с эффективной пористостью и геометрией порового пространства. Широкое распространение получили оценочные классификации П. П. Авдусина и М. А. Цветковой (1943 г.), Ф. А. Требина (1945 г.), А. А. Ханина (1956 г.), Г. И. Теодоровича (1958 г.).

Большой интерес представляют классификации, предложенные М. К. Калинко (1958 г.), Е. М. Смеховым (1969 г.), Б. К. Прошляковым (1974 г.), А. А. Ханиным (1956, 1965 гг.), а из зарубежных исследователей — классификации У. Вальдшмидта, Р. Фитцджеральда, К. Ландсфорда (1956 г.) и А. Леворсена (1958 г.).

В последние годы в классификационные схемы стали вводиться параметры, учитывающие литологический состав пород-коллекторов, условия их формирования и преобразования. Это прежде всего относится к классификациям И. А. Конюхова (1961 г.), К. И. Багринцевой (1971 г.), Ю. К. Бурлина и Р. С. Безбородова (1976 г.). Перспективным является направление, развиваемое в работах О. А. Черникова и А. И. Куренкова (1977 г.). Ими введен обобщающий литологический параметр, выражающий совокупность литологических особенностей песчано-алевритовой породы и находящийся в тесной корреляционной связи с ее пористостью и проницаемостью. А. А. Ханин (1956, 1959 гг.) доказал существование тесной корреляционной связи между газопроницаемостью и эффективной пористостью. Он выделил четыре группы песчано-алевролитовых пород и на этой основе разработал оценочную классификацию, которая получила широкое распространение среди нефтяников и газовиков.

При проведении детальных исследований пород-коллекторов, выяснении условий их формирования и особенностей преобразования с глубиной чрезвычайно важно проследить изменение коллекторских свойств пород и оценить влияние большого числа факторов на емкостные и фильтрационные свойства изучаемых пород.

Таблица 12

Семейство песчаников	Группа песчаников	Классификационное поле	Минеральный состав
Кварцевые и кварцсодержащие (кварц, кварцит, кремни >50 %)	Мономинеральные кварцевые и кварцсодержащие	I	Кварц, кварцит, кремни 90—100 %; полевые шпаты и обломки пород 0—10 %
	Олигомиктовые	II	Кварц, кварцит, кремни 75—90 %; полевые шпаты и обломки пород 10—25 %
	Мезомиктовые	III	Кварц, кварциты, кремни 50—75 %; полевые шпаты и обломки пород 25—50 %
Полимиктовые (кварц, кварцит, кремни <50 %)	Аркозы (обломки пород <25 %)	IV	Кварц, кварцит, кремни 0—50 %; обломки пород 0—25 %; полевые шпаты 25—100 %
	Граувакки (обломки пород >25 %): полевошпатовые	V	Кварц, кварцит, кремни 0—50 %; обломки пород 25—50 %; полевые шпаты 0—75 %
	собственно граувакки	VI	Кварц, кварцит, кремни 0—50 %; обломки пород 50—75 %; полевые шпаты 0—50 %
	лититы	VII	Кварц, кварцит, кремни 0—25 %; обломки пород 75—100 %; полевые шпаты 0—25 %

Многочисленный и сложный характер связи факторов, оказывающих влияние на коллекторские свойства, предопределяет использование для классификации обломочных пород-коллекторов нескольких диаграмм.

Предлагаемая классификация обломочных пород-коллекторов имеет сложное строение. Она состоит из треугольных диаграмм, показывающих гранулометрический и минеральный состав изучаемых пород, а также моноцентрического квадрата и дополнительных треугольников, на которых отражаются особенности состава и строения пород-коллекторов.

При выделении минеральных групп песчаников использована классификационная схема А. Г. Коссовской (1962 г.), в которую внесены некоторые изменения (табл. 12). Для изображения минерального состава обломочных зерен А. Г. Коссовская использо-

вала треугольную диаграмму, полюсами которой являются кварц, полевые шпаты и обломки пород.

Песчаники, обогаченные кварцем, образуются в случаях, когда обломочный материал испытал несколько циклов седиментации или когда материнские породы претерпели интенсивное химическое выветривание. При химическом выветривании материнских пород происходит уничтожение нестойких компонентов, в результате чего отмечается обогащение обломочного материала, поступающего в область осадконакопления, более стойкими к химическому выветриванию минералами. При длительном химическом выветривании осадочных, магматических и метаморфических пород обломочный материал обогащается кварцем осадочных, магматических и метаморфических пород. Большой устойчивостью к процессам химического выветривания характеризуются кварциты и метаморфические кремни, которые накапливаются вместе с кварцем. Остальные компоненты этих пород или разрушаются, или сильно изменяются. Изменение пород сопровождается процессами пелитизации, серицитизации и т. п., что приводит к формированию обломочных зерен с большой поверхностной активностью и, следовательно, большой водоудерживающей способностью (рис. 34).

Изложенное выше позволяет сделать вывод, что добавление к кварцу кварцита и метаморфических кремней не означает изменения условий выветривания в области сноса, а скорее указывает на изменение состава материнских пород. Это дает основание при классификации обломочных пород по минеральному составу объединить кварц с устойчивыми обломками кварцсодержащих пород (кварцитами, метаморфическими кремнями). Добавление к устойчивым компонентам менее стойких полевых шпатов, обломков пород, иных, чем кварциты и метаморфические кремни, свидетельствует прежде всего об изменении условий выветривания в области сноса.

Изучение устойчивости пороодообразующих минералов проводилось многими исследователями (И. Голдич, 1938 г.; Л. В. Пустовалов, 1940 г.; Г. Тайл, 1945 г.; М. С. Швецов, 1948 г.; А. Г. Косовская, 1962 г.; А. Н. Дмитриевский, 1966 г.). Исследование устойчивости пороодообразующих минералов при выветривании, транспортировке и осадконакоплении позволило разделить их на три группы:

I группа — весьма устойчивые — кварц, кварцит, метаморфические кремни;

II группа — среднеустойчивые — ортоклаз, микроклин, кислые плагиоклазы, обломки кислых абиссальных пород;

III группа — малоустойчивые — обломки эффузивных, глинистых, карбонатных пород, средние и основные плагиоклазы, обломки средних и основных абиссальных пород.

По данным О. А. Черникова и А. И. Куренкова (1977 г.) устойчивые и неустойчивые компоненты резко отличаются по величине их поверхности, которая оказывает существенное влияние на кол-

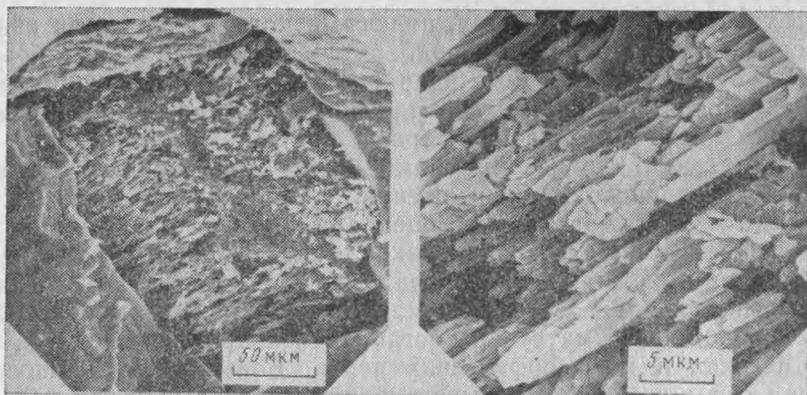


Рис. 34. Выщелачивание зерна полевого шпата

Песчаник полимиктовый; площадь Среднеботубинская, скв. 16, инт. 1931,0—1932,0 м; джербинская свита

лекторские свойства пород. Аналогичные выводы, полученные при изучении предельного содержания адсорбированной воды в различных минеральных образованиях, использованы, как будет показано ниже, при классификационных построениях.

Подобные уточнения, внесенные в классификацию, позволяют не только решить классификационные вопросы и получить полные сведения о составе материнских пород в области сноса, но и дают возможность выделить группы обломочных пород, которые по своему минеральному составу обладают лучшими или худшими коллекторскими свойствами.

Внесены также некоторые изменения, касающиеся выделения классификационных полей. В соответствии с классификацией Н. М. Страхова (1962 г.) выделены мезомиктовые песчаники и лититы.

Коэффициент минералогической зрелости $K_{м.з.}$, введенный американскими литологами (Е. Дапплес, В. Крумбейн, Л. Слосс, 1953 г.), определяется отношением суммарного содержания кварца, кварцита и метаморфических кремней к сумме полевых шпатов и обломков пород:

$$K_{м.з.} = \frac{\text{Кварц, кварцит, кремни}}{\text{Полевые шпаты + обломки пород}}$$

Американские литологи, komponуя конечные члены классификации, часто объединяют кварц с кварцитом (П. Крынин, 1940 г.) или кремнями (Р. Фольк, 1954 г.; Д. Хуберт, 1960 г.; Ф. Петтиджон, 1954 г.). В качестве обязательного компонента минералогической классификации они включают глинистую цементирующую массу «matrix» (Ф. Петтиджон, 1949, 1954, 1957 гг.; Г. Пэкхем, 1954 г.; Д. Бокман, 1955 г.). Песчаники, содержащие глинистый цементирующий материал, Ф. Петтиджон относит к грауваккам. Другие американские литологи, выбирая конечные ком-

поненты, объединяют обломки пород и глинистую цементирующую массу.

Как справедливо отмечает А. Г. Коссовская (1962 г.), объединение в классификационной схеме глинистого материала с обломками пород может привести к неправильным выводам, так как из четырех компонентов, составляющих в сумме 100 %, содержание трех компонентов (кварца, полевых шпатов и обломков пород) определяется составом материнских пород, а содержание четвертого компонента — глинистой цементирующей массы — в значительной мере зависит от фациальной обстановки осадконакопления и характера постседиментационных преобразований. Уменьшение или увеличение количественного содержания глинистого материала будет приводить к изменению количественных соотношений между остальными компонентами, хотя в действительности никаких изменений в составе материнских пород и интенсивности их выветривания может и не быть.

В то же время изучение количественного содержания глинистого цементирующего материала чрезвычайно важно, так как дает дополнительную информацию об условиях формирования песчаников. Учет глинистого, а также хемогенного цементирующего материала еще более необходим при изучении коллекторских свойств обломочных пород. При этом следует помнить, что обломочная и цементирующая части являются элементами системы «обломочный коллектор» и сами могут рассматриваться как системы. Следовательно, необходимо найти такой способ геометрического изображения, который позволил бы представить обломочную и цементирующие части одновременно как самостоятельно и независимо друг от друга, что даст возможность рассматривать и изучать их как отдельные системы (и, кстати, позволит избежать ошибок, допущенных американскими литологами), так и в тесной зависимости друг от друга в качестве частей, элементов единой системы.

Эта достаточно сложная задача может быть решена с помощью моноцентрического квадрата Н. И. Носкова (1959 г.). Моноцентрический квадрат позволяет учесть отдельно и независимо друг от друга минеральный состав обломочных зерен и состав цемента и отразить зависимость между обломочной частью и цементирующей массой [Дмитриевский А. Н., 1968 г.].

По нижней горизонтальной стороне моноцентрического квадрата откладываются (в %) последовательно в виде векторов сначала суммарное содержание кварца, кварцита и метаморфических кремней, затем содержание полевых шпатов и, наконец, содержание обломков пород (рис. 35). Суммарное содержание всех обломочных компонентов равно 100 %. Содержание хемогенного и глинистого цементирующих материалов (в сумме равное 100 %) показывается также в виде векторов по верхней стороне квадрата. Соотношение между обломочной и цементирующей частями регистрируется на вертикальных сторонах квадрата.

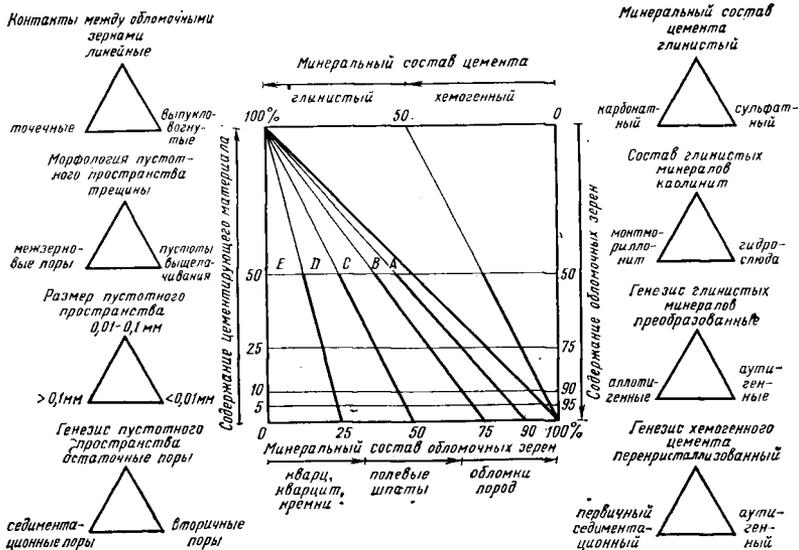


Рис. 35. Классификационная диаграмма (моноцентрический квадрат)

Диагональ, соединяющая отметки 100 %, делит квадрат на два прямоугольных равнобедренных треугольника. В пределах одного из них показывается минеральный состав обломочных зерен, в пределах второго — минеральный состав цементирующей массы. Каждый анализ в пределах минералогического треугольника изображается двумя точками, которые в зависимости от процентного содержания цемента поднимаются на соответствующую высоту. При увеличении содержания цементирующего материала точки, изображающие минеральный состав обломочных зерен, занимают последовательно все более высокое положение, тем самым отображая соотношение содержаний обломочной части и цемента (в сумме 100 %).

Минеральный состав цементирующей массы изображается в пределах соответствующего треугольника одной точкой, показывающей соотношение хомогенного и глинистого материалов. При необходимости можно более детально показать состав глинистой и хомогенной цементирующих масс. Для этого процентное содержание глинистых минералов или хомогенных разностей откладывается в виде дополнительных векторов. При этом точка, показывающая соотношение между глинистой и хомогенной составляющими, выделяется особым знаком. В тех случаях, когда в песчанниках установлен только хомогенный или только глинистый цемент, точка анализа будет размещаться соответственно на диагонали или на правой стороне моноцентрического квадрата.

В моноцентрическом квадрате легко распознаются выделенные выше с помощью минералогического треугольника минеральные группы песчаников. Как было сказано, каждый минералогиче-

ческий анализ изображается двумя точками. Семейство кварцевых и кварцсодержащих песчаников распознается по положению первой точки анализа, которая у мономинеральных песчаников располагается в поле *A*, у олигомиктовых — в поле *B* и у мезо-миктовых — в поле *C*. Семейство полимиктовых песчаников первую точку анализа будет иметь в полях *D* или *E*, что соответствует содержанию кварца, кварцита и кремней < 50 %. Вторая точка анализа у аркозовых песчаников располагается в полях *A* и *B*, у полевошпатовых граувакк — в поле *C*, у собственно граувакк — в поле *D* и у лититов — в поле *E*.

По количественному содержанию цемента независимо от его состава песчаники и алевролиты разделены на четыре группы: 0—5 %, 5—10 %, 10—25 %, 25—50 %. Как показали проведенные исследования, именно с этими интервалами значений количественного содержания цементирующей массы связаны наиболее значительные изменения коллекторских свойств [Дмитриевский А. Н., 1966 г.].

По составу различаются песчаники (алевролиты) с глинистым, хемогенным и смешанным цементами. В зависимости от процентного содержания глинистого цементирующего материала выделены четыре группы песчаников (алевролитов) получают наименования аренитовых, субаренитовых, субвакковых и вакковых, а при добавлении к глинистому материалу хемогенного цемента в эти наименования вносятся дополнения, например хемогенно-аренитовые или аренитово-хемогенные песчаники, т. е. эти группы полностью соответствуют выделенным в гл. II литологическим группам пород-коллекторов.

Р. Фольк (1954 г.) ввел понятие о структурной зрелости пород, которая определяется содержанием в песчанике глины, характером сортировки и степенью окатанности обломочных зерен. Структурная зрелость песчаников зависит от общего расхода преобразующей энергии. Структурное «созревание» породы в гидродинамически активной водной среде начинается с освобождения обломочных зерен от глинистого материала. Одновременно с этим процессом происходит сортировка обломочных зерен. Следовательно, учет количественного содержания глинистого цементирующего материала привносит в классификацию элемент структурной характеристики породы. Р. Фольк считает, что степень окатанности обломочных зерен является высшим признаком структурной зрелости пород, отражает максимальный расход преобразующей энергии и предполагает завершение двух предыдущих процессов освобождения породы от глинистого материала и сортировки ее обломочной части.

Высокая степень окатанности обломочных зерен приобретает-ся в результате многократных переотложений и нескольких циклов седиментации. Попадая каждый раз в новый бассейн осадконакопления, обломочные зерна несут на себе следы предыдущих этапов транспортировки. На сортировке обломочных зерен внешние условия сказываются значительно. Она быстрее улучшается

в гидродинамически активной водной среде, но и быстрее теряет следы предыдущей обработки, а при смешении в бассейне осадконакопления обломочного материала различных источников сноса часто начинается заново. В связи с этим в классификационной схеме эти параметры не имеют тесных корреляционных связей.

Безусловно, общая направленность седиментационного процесса определяет лучшую сортировку и лучшую окатанность обломочных зерен, однако темпы, определяющие степень совершенности этих процессов, различны и зависят от разных факторов. Породы, которые образуются в начале седиментационного цикла в условиях сильно расчлененного рельефа и быстрого осадконакопления, сложены плохо отсортированными угловатыми полиминеральными обломочными зернами, часто с большим количеством глинистой цементирующей массы. Породы, сформировавшиеся в условиях слабо расчлененного рельефа, медленного осадконакопления в гидродинамически активном бассейне при полном завершении седиментационного цикла, сложены хорошо отсортированными и, как правило, окатанными мономинеральными и олигомиктовыми обломочными зернами.

Отражая общую направленность осадочного процесса, классификационная схема показывает наличие в подавляющем большинстве обломочных пород-коллекторов общей связи между окатанностью обломочных зерен и минералогической зрелостью пород. Структурное «созревание» и минералогическое «созревание» обломочных пород — это два результата единого седиментационного процесса. Минеральный состав и структурные особенности пород формируются под действием разных факторов, которые имеют единую направленность, что приводит к единой направленности структурного и минералогического «созревания».

В дальнейшем следует отказаться от термина «структурная зрелость» в понимании Р. Фолька и заменить его термином «седиментационная зрелость», так как она в основном определяется параметрами, формирующимися в седиментогенезе. Под структурной зрелостью правильнее понимать интенсивность преобразования структуры породы и структуры порового пространства в диагенезе и катагенезе.

В разработанной классификации предпринята попытка установить влияние на коллекторские свойства обломочных пород основных параметров, которые формируются на первых этапах литогенеза: в процессах выветривания материнских пород, транспортировки обломочного материала и осадконакопления, т. е. определить влияние различных факторов на формирование первичной межзерновой емкости обломочных пород. Это дает возможность оценить влияние седиментационных факторов и параметров и отделить его от влияния процессов, изменяющих коллекторские свойства в диагенезе и катагенезе.

Классификация, с помощью которой выделяются различные группы обломочных пород-коллекторов с первичной межзерновой пористостью, названа базовой классификацией (см. табл. 17).

Вторичные постседиментационные преобразования, изменение коллекторских свойств пород с глубиной, влияние различных факторов на коллекторские свойства учитываются с помощью дополнительных построений (см. рис. 35).

Детальное изучение вещественного состава и коллекторских свойств обломочных пород-коллекторов различных нефтегазоносных районов СССР (Прикаспийской впадины, Предкавказья, Башкирии, Татарии, Западной и Восточной Сибири и др.), обобщение результатов с помощью описанной классификации позволили установить влияние минерального состава обломочной части и цемента, их количественного содержания на коллекторские свойства пород [Дмитриевский А. Н., 1978 г.].

Для изучения отбирались мелкозернистые песчаники с рыхлой укладкой обломочных зерен. Исключались породы, подвергнутые интенсивным постседиментационным изменениям, трещиноватые, в значительной мере измененные процессами регенерации, с глинистым монтмориллонитовым цементом. Всего исследовано 220 образцов, в том числе использованы анализы, выполненные М. И. Колосковой, П. Н. Кривоносом и др. Распределение образцов по выделенным минеральным группам песчаников и количественному содержанию цемента крайне неравномерное. Недостаточно изученными оказались мономинеральные песчаники с глинистым цементом. Тщательный отбор образцов обусловлен необходимостью получить сопоставимые результаты. Предпочтение отдавалось мелкозернистым песчаникам с размером обломочных зерен 0,10—0,12, реже до 0,16 мм. Это объясняется большим влиянием размеров обломочных зерен на величину коллекторских параметров (табл. 13).

Таблица 13

Порода	Фракция, мм	Содержание адсорбированной воды (при 25° С и 0,1 МПа), % по массе	Примечание
Песок	0,25	0,003	Чистые фракции, выделенные из люберецкого песка
"	0,25—0,1	0,01	
"	0,1	0,30	
Аэросил (SiO ₂)	0,00002	64,0	Искусственная система

При обобщении результатов исследований и нанесении их на классификационную схему выделены группы песчаников, обладающих различными коллекторскими свойствами. Песчаники с лучшими коллекторскими параметрами занимают правые и нижние поля классификационной схемы (см. рис. 35).

Установлено влияние минерального состава обломочных зерен на коллекторские свойства мелкозернистых песчаников при незначительном (до 10 %) содержании и сгустковых типах цемента (табл. 14).

Таблица 14

Цемент			Минералогическая группа песчаников	Открытая пористость, %	Проницаемость, 10^{-15} м^2	Остаточная водонасыщенность, %
Минеральный состав	Содержание, %	Тип				
Карбонатный, глинисто-карбонатный	0—5	Контактный	Мономинеральные и олигомиктовые	24,2—34,7	1800—6300	4—12
	5—10	Контактный, сгустково-поровый	Мезоимиктовые	21,0—29,5	1620—3800	10—23
			Полиимиктовые	22,3—29,0	870—2130	15—28
	10—25	Сгустково-поровый, сгустково-базальный	Семейство кварцевых и кварцсодержащих песчаников	19,3—32,0	450—1900	14—31
			Семейство полиимиктовых песчаников	14,5—24,9	260—880	18—37
25—50	Сгустково-поровый, сгустково-базальный, поровый, базальный	—	17,5—26,5	46—712	23—47	
Глинисто-железистый Глинистый, карбонатно-глинистый	0—5	Контактный, пленочный	Семейство кварцевых и кварцсодержащих песчаников	21,5—32,4	920—4750	11—25
	5—10	Контактный, пленочный, сгустково-поровый	Семейство полиимиктовых песчаников	18,8—34,7	660—2680	14—33
			—	19,5—29,0	370—980	15—35
	10—25	Сгустково-поровый, сгустково-базальный, поровый	—	12,3—24,1	36—410	24—56
	25—50	Сгустково-поровый, сгустково-базальный, поровый, базальный	—	5,3—19,2	0,1—38	41—92

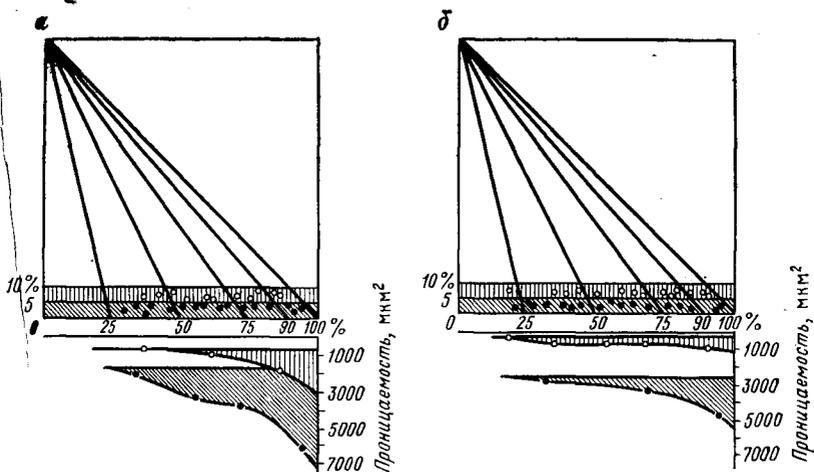


Рис. 36. Зависимость проницаемости от минерального состава обломочных зерен и от количественного содержания и состава цементирующего материала (см. рис. 34)

Песчаники мелкозернистые с цементом: а — карбонатным, б — глинистым

На рис. 36 демонстрируется зависимость максимальной проницаемости мелкозернистых песчаников (с рыхлой укладкой зерен) от количественного содержания и состава цементирующего материала и минерального состава обломочных зерен. При возрастании содержания цемента с 0—5 до 5—10 % резко уменьшаются значения максимальной проницаемости, причем увеличение содержания глинистого цементирующего материала более отрицательно сказывается на этих значениях. Влияние минерального состава на значения максимальной проницаемости фиксируется как для карбонатного, так и для глинистого цемента при их содержании до 5 %. При увеличении содержания цемента до 10 % основное значение приобретает его тип, и так как карбонатный цемент чаще бывает сгусткового типа, то минеральный состав обломочных зерен в этом случае сохраняет свое влияние на значения проницаемости. Глинистый материал, как правило, образует пленочный тип цемента (рис. 37), а изоляция обломочных зерен приводит к увеличению значений остаточной водонасыщенности.

При увеличении количественного содержания цементирующего материала и типах цемента, обуславливающих равномерную цементацию, влияние минерального состава обломочных зерен на остаточную водонасыщенность, пористость и проницаемость затухает.

Необходимо также проследить влияние цемента различного минерального состава на коллекторские свойства песчаников. Хемогенный материал, чаще всего представленный кальцитом, доломитом, ангидритом, гипсом, гидроокислами железа, играет существенную роль в формировании коллекторских свойств обломочных пород. Прежде всего хемогенный цемент (особенно это каса-

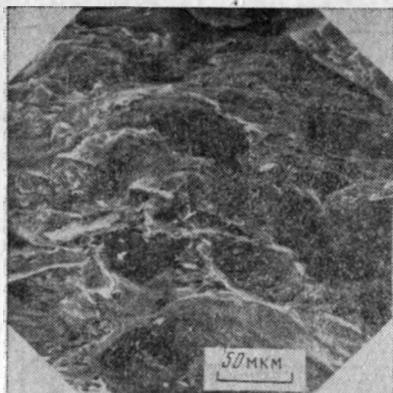


Рис. 37. Песчаник с аллотигенным глинистым цементом

Площадь Среднеботуобинская, скв. 35, инт. 1954,0—1961,0 м; джержбинская свита

отмечается резкое ухудшение коллекторских свойств даже при незначительном увеличении содержания цемента. Это обуславливает наличие коллекторов IV класса (по А. А. Ханину, 1959 г.) в песчаниках с содержанием хемогенного цемента 10—25 %.

В диагенезе и катагенезе часто происходит интенсивное перераспределение хемогенного цемента, приводящее иногда к значительному улучшению коллекторских свойств. При перераспределении хемогенного материала и его растворении с образованием сгустковых типов цемента те же песчано-алевритовые породы с содержанием хемогенного цемента 10—25 % могут быть коллекторами II класса. Очевидно меньшее влияние на остаточную водонасыщенность любой разновидности хемогенного материала по сравнению с глинистым цементом. Максимальная гигроскопичность (в % по массе) для кальцита равна 0,56, для гипса — 0,3—0,5 и для каолинита — 8,12.

Глинистый материал обычно равномерно распределяется в поровом пространстве песчано-алевритовых пород. При небольшом (до 10 %) содержании глинистый материал размещается вблизи от обломочных зерен, образуя цемент пленочного типа. В диагенезе и катагенезе значительного перераспределения глинистого материала, как правило, не отмечается. В соответствующих термобарических условиях могут существенным образом измениться состав и структура глинистых минералов, а также могут образоваться аутигенные глинистые минералы. Безусловно, все эти процессы сказываются на изменении коллекторских свойств терригенных пород. В песчаниках с глинистым цементом каолинитового, гидрослюдистого или хлоритового составов происходит постепенное изменение коллекторских свойств в зависимости от содержания цемента. При увеличении количества глинистой цементирующей массы до 15—25 % песчаники имеют еще неплохие кол-

ется кальцита, доломита и ангидрита) неравномерно заполняет поровое пространство. При большом (до 10 %) содержании хемогенный материал образует цементы сгустковых типов, в незначительной степени ухудшающий коллекторские свойства песчано-алевритовых пород. Этим объясняется присутствие разностей с проницаемостью больше 1 мкм^2 в породах с содержанием хемогенного цемента до 10 %. При увеличении количественного содержания хемогенного цемента отмечается тенденция первичного хемогенного материала к равномерному распределению в поровом пространстве. В результате

литорские свойства (проницаемость равняется часто сотым, реже десятым долям квадратного микрометра). При наличии смешаннослойных образований проницаемость песчаников значительно ухудшается. Песчаники, сцементированные глинистым материалом преимущественно монтмориллонитового состава, характеризуются очень низкими значениями проницаемости. Даже при небольшом (10—15 %) содержании монтмориллонита песчаники относятся к коллекторам V, VI классов.

В табл. 15 показано предельное содержание адсорбированной воды в различных по составу глинах¹. Как следует из этих дан-

Таблица 15

Глина	Содержание адсорбированной воды (при 25° С и 0,1 МПа), % по массе
Са-каолин положский	9,9
Na-каолин положский	11,4
Na-каолин глуховский	16,1
Са-каолин глуховский	18,2
Na-гидрослюда (фракция <1 мкм кембрийской глины)	16,3
Са-монтмориллонит (аскангель)	33,8
Na-монтмориллонит (аскангель)	93,9

ных, для отдельных разновидностей монтмориллонита этот показатель в 5—10 раз больше по сравнению с каолинитом.

Присутствие в цементе одновременно глинистого и хемогенного материалов приводит к ухудшению коллекторских свойств песчаников. Здесь возможны два случая соотношения глинистого и хемогенного материалов. Первый, когда глинистое вещество и хемогенный материал сохраняют свою обособленность. В этом случае они стремятся занять разное положение в коллекторе: глинистые минералы образуют цемент пленочного типа, прилегая базисными плоскостями к обломочным зернам; хемогенный (карбонатный, сульфатный) материал цементирует отдельные участки пород, образуя при небольшом содержании цемент сгустковых типов.

Второй случай, когда в результате смешения глинистого и хемогенного (особенно карбонатного) материалов в процессе осадконакопления формируется хемогенно-глинистый цементирующий материал. Данные по максимальной гигроскопичности (табл. 16), полученные для смесей с различным соотношением кальцита и каолинита, показывают значительно (иногда почти в 2 раза)

¹ Определение по десорбции выполнено Л. К. Танкаевой в комплексной отраслевой научно-исследовательской лаборатории по проблемам нефтегазоносности Восточной Сибири и Якутской АССР МИНХиГП им. Губкина (табл. 13, 15, 16).

Таблица 16

Смесь в %		Гигроскопичность при комнатных условиях (по адсорбции)		
кальцита	каолина	расчетная, % по массе	измеренная, % по массе	измеренная/рас- четная, %
100,0	0	—	0,56	—
98,0	2,0	0,71	0,68	95,8
95,0	5,0	0,94	0,74	78,7
90,0	10,0	1,31	0,97	74,0
50,0	50,0	4,34	2,52	58,1
30,0	70,0	5,85	3,46	59,1
0	100,0	—	8,12	—

меньшие значения измеренной величины гигроскопичности смеси по сравнению с расчетной суммой гигроскопичностей компонентов.

Однако меньшие значения водоудерживающих свойств смесей глинистого и хемогенного материалов не реализуются в природных условиях. Смешанный материал обычно образует равномерные типы цемента, резко ухудшающие коллекторские свойства терригенных пород (при содержании цемента $>20-25\%$). С глубиной, как правило, не отмечается перераспределения и растворения цемента такого состава. В отдельных участках при неравномерном распределении и повышенном содержании хемогенного материала в катагенезе происходит его перекристаллизация. Так как этот процесс затрагивает изолированные участки, то в целом существенного улучшения коллекторских свойств не произойдет.

Для пород, сцементированных хемогенным и глинисто-хемогенным цементом (особенно когда хемогенная часть представлена карбонатами и сульфатами), отмечается большой интервал значений проницаемости и эффективной пористости при одном и том же содержании цемента ($10-25\%$), что указывает на определяющую в этих случаях роль типа цемента.

В зависимости от минерального состава обломочной части, минерального состава, количественного содержания и типа цемента мелкозернистые песчаники подразделяются на классы в соответствии с оценочной классификацией А. А. Ханина (1959 г.), характеризующиеся различными значениями пористости, проницаемости и остаточной водонасыщенности.

Основные свойства выделенных в базовой классификации (табл. 17) классов песчаников отражают интенсивность выветривания в области сноса, дальность переноса, условия осадконакопления. Классы различаются определенными наборами седиментационных признаков и характером постседиментационных преобразований.

Мономинеральные кварцевые и кварцсодержащие песчаники будут иметь свой более бедный по сравнению с полимиктовыми песчаниками набор аутигенных минералов. В диагенезе и катаге-

Базовая классификация обломочных пород-коллекторов
(песчаники с рыхлой укладкой обломочных зерен)

Цемент			Минералогическое семейство песчаников	Класс коллекторов (по А. А. Ханину, 1969 г.)
Минеральный состав	Содержание, %	Тип		
Карбонатный	0—5	Контактный	Кварцевые и кварцсодержащие Полимиктовые	I I, II
	5—10	Контактный, густково-поровый	Кварцевые и кварцсодержащие Полимиктовые	I, II II, III
	10—25	Густково-поровый, густково-базальный	—	II, III, IV
	25—50	Густково-поровый, густково-базальный, поровый, базальный	—	IV, V, VI
Глинистый	0—5	Контактный, пленочный	Кварцевые и кварцсодержащие Полимиктовые	I, II I, II
	5—10	Контактный, пленочный, густково-поровый	—	II—III
	10—25	Густково-поровый, густково-базальный, поровый	—	III—IV
	25—50	Густково-поровый, густково-базальный, поровый, базальный	—	IV, V, VI

незе в свободном поровом пространстве обломочных пород-коллекторов формируется значительное количество аутигенных минералов, ухудшающих коллекторские свойства пород. Установлена следующая закономерность: чем более сложный минеральный состав обломочных пород, тем более разнообразный состав аутигенных минералов. Так, например, в поровом пространстве мономинеральных кварцевых песчаников, как правило, отмечаются вторичные выделения минералов кремнезема и реже железистых минералов. Чрезвычайно разнообразен состав аутигенных минералов, образующихся в поровом пространстве полимиктовых обломочных пород, особенно содержащих вулканогенный материал. Помимо минералов кремнезема здесь встречаются аутигенные полевые шпа-

ты, цеолиты, карбонаты, сульфаты, глинистые минералы (монтмориллонит, хлорит, гидрослюда), различные железистые минералы и многие другие минеральные новообразования.

Влияние перечисленных минералов и минеральных групп на коллекторские свойства обломочных пород далеко не одинаковое. Отдельные минеральные новообразования встречаются чрезвычайно редко и присутствуют в небольшом количестве. Аутигенные образования карбонатов, сульфатов, глинистых минералов могут в значительной мере преобразовать коллекторские свойства пород. Но в любом случае седиментационные признаки дают возможность судить о характере постседиментационных преобразований, что позволяет прогнозировать в общих чертах коллекторские свойства пород на глубине. Дополнительные построения, используемые в классификации (см. рис. 35), позволяют обобщить информацию о направленности постседиментационных преобразований и дают возможность учесть влияние разнообразных факторов на коллекторские свойства обломочных пород.

Таким образом, предлагаемая классификация дает возможность достаточно полно охарактеризовать обломочную породу-коллектор как целостную систему, позволяет учесть практически все систематические признаки породы, определяющие коллекторские свойства, оценить факторы, оказывающие на них влияние в диагенезе и катагенезе, и закладывает основы для прогнозирования по седиментационным признакам коллекторских параметров на больших глубинах и в мало изученных районах.

§ 3. КОЛЛЕКТОРСКИЕ И ЭКРАНИРУЮЩИЕ СВОЙСТВА ПРИРОДНЫХ РЕЗЕРВУАРОВ ПРИКАСПИЙСКОГО БАСЕЙНА

Как показано в гл. II, гумидно-инундационная и гумидно-дифференциационная формации нижнего, среднего и верхнего карбона в пределах восточной части Прикаспийского бассейна имеют преимущественно карбонатный состав, тогда как формации перми и триаса (за исключением кунгурской) представлены в основном терригенными КТ.

Основное внимание уделено изучению коллекторских свойств карбонатных и обломочных пород продуктивных горизонтов и тех горизонтов, которые по геофизическим данным относятся к коллекторам.

Карбонатные породы-коллекторы

Для обобщения результатов исследований большие преимущества имеет оценочно-генетическая классификация, разработанная на обширном фактическом материале К. И. Багринцевой (1971, 1977 гг.). Генетический принцип, положенный в основу этой классификации, позволяет различать карбонатные породы по седиментационным признакам, оценивать влияние последних на формирование коллекторских свойств и на направленность изменения

их с глубиной. Для полной характеристики карбонатных пород по седиментационным параметрам необходимо учитывать также содержание терригенной примеси. С этой целью для систематизации результатов исследования использован моноцентрический квадрат (рис. 38), по нижней стороне которого откладываются (в %) в виде векторов содержания доломита, хемогенного и органогенного кальцита, а по верхней стороне — содержания глинистого материала ($<0,01$ мм) и обломочных зерен ($>0,01$ мм). Моноцентрический квадрат дает возможность учесть как состав карбонатных пород-коллекторов, так и гранулометрический состав и количество терригенного материала (глинистой примеси, обломочных зерен псаммитовой и алевроитовой размерностей). В соответствии с содержанием глинистого материала выделены четыре группы известняков (доломитов): 0—5 % — аренитовые; 5—10 % — субаренитовые, 10—25 % — субвакковые и 25—50 % — вакковые.

Дополнительные построения в виде «дочерних» треугольников позволяют установить влияние различных факторов на формирование коллекторских свойств карбонатных пород в диагенезе и катагенезе, а также охарактеризовать особенности строения изучаемых пород, структуру и генезис хемогенного материала, морфологию и размер пустотного пространства (см. рис. 38).

При изучении каменноугольных отложений установлены некоторые закономерности их состава и строения, заключающиеся в изменении содержания глинистой примеси в карбонатных ЭТ. В визейской и серпуховской АТ выделены преимущественно аренитовые ЭТ, в башкирской АТ — субаренитовые, реже субвакковые ЭТ. Московская АТ сложена различными по составу ЭТ: аренитовыми, субаренитовыми и субвакковыми при преобладании субаренитовых и субвакковых разностей (рис. 39).

Присутствие глинистого материала определяет строение карбонатных ЭТ. Как правило, глинистый материал распределен равномерно. При значительном его содержании (>10 %) и неравномерном распределении участки, обогащенные глинистыми частицами, в меньшей мере подвержены процессам перекристаллизации и сохраняют пелитоморфную структуру. Стиллитовые швы в таких разностях известняков содержат глинистый материал и часто примазки битумов. Присутствие в значительных количествах глинистого материала сдерживает и процессы доломитизации. Доломитизация карбонатных пород отмечена в АТ московского яруса и верхнего карбона. Содержание доломита составляет иногда 90—95 %, при этом в некоторых случаях отмечается значительное (до 15—18 %) количество глинистого материала, что позволяет говорить о седиментационном происхождении доломита. В башкирской и московской АТ описаны хемогенные кристаллические разности известняков, содержащие небольшое количество (5—10 %) органических остатков, а также хемогенные сгустково-комковатые разности.

В палеозойских карбонатных породах широко представлены органогенные ЭТ. Эти разности известняков сложены обломками

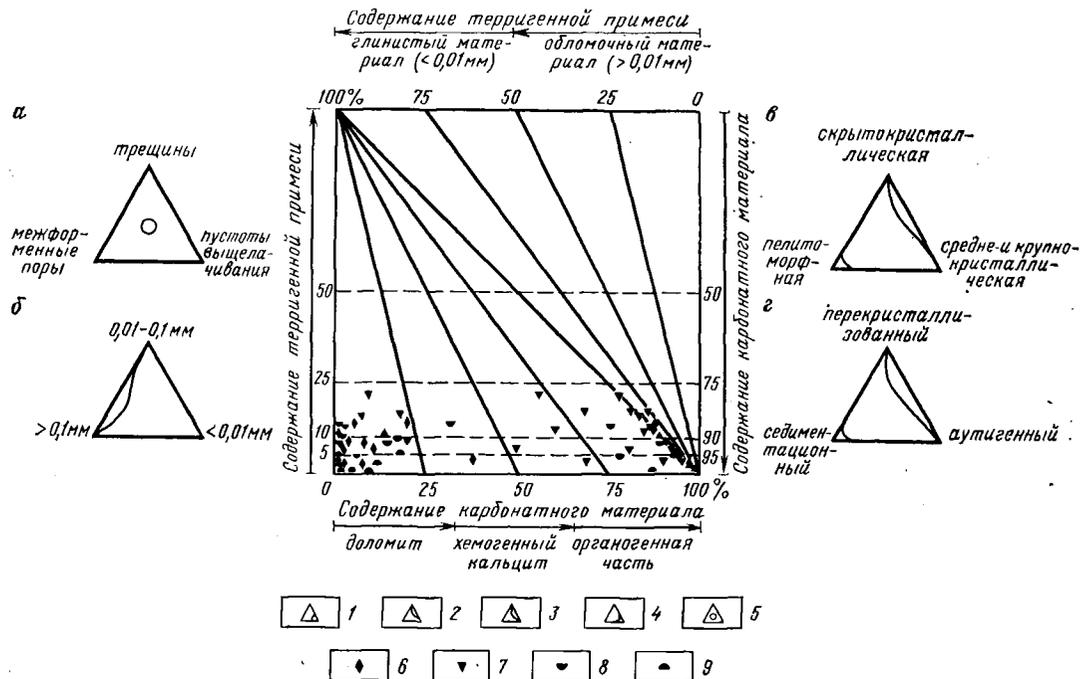


Рис. 38. Результаты микроскопического изучения каменноугольных карбонатных пород-коллекторов восточной части Прикаспийского бассейна
 а — морфология пустотного пространства; б — размер пустотного пространства; в — структура хемогенного материала; г — генезис хемогенного материала. 1 — преобладание одного компонента; 2 — преобладание двух компонентов с подчиненным значением одного из них; 3 — преобладание двух компонентов, присутствующих в равных количествах; 4 — компонент присутствует в незначительном количестве (до 5–7%); 5 — компоненты присутствуют в равных количествах; породы: 6 — верхнего карбона, 7 — московского яруса, 8 — башкирского яруса, 9 — визейского и серпуховского ярусов

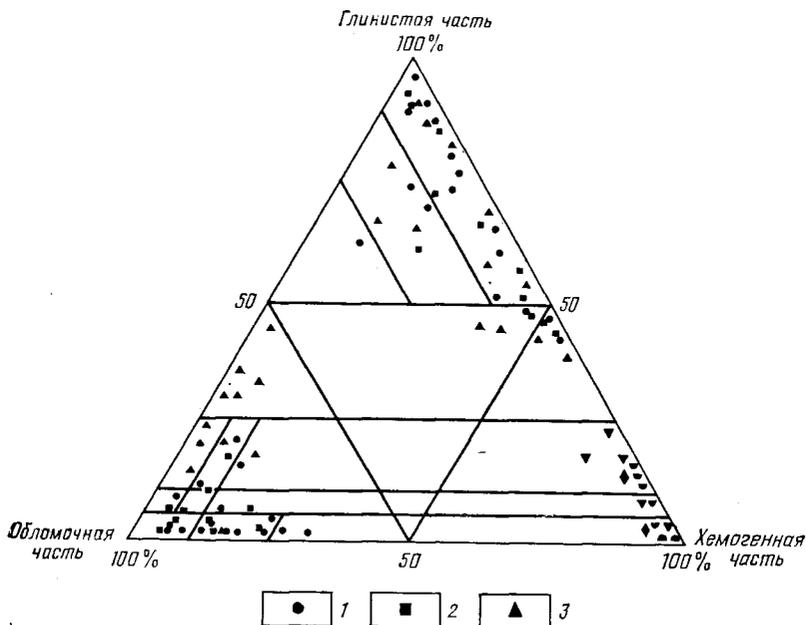


Рис. 39. Треугольная диаграмма состава каменноугольных и нижнепермских отложений восточной части Прикаспийского бассейна (целевая классификация)

Породы: 1 — артинского яруса; 2 — сакмарского яруса; 3 — асельского яруса.
Остальные условные обозначения см. на рис. 38

иглокожих, брахиопод, фораминифер и другими, часто трудноопределимыми обломками органических остатков. Особенно следует отметить довольно широкое развитие водорослевых и реже мшанковых известняков, что свидетельствует о благоприятных условиях для формирования в это время рифогенных образований.

Коллекторская часть природных резервуаров каменноугольных отложений составлена доломитовыми, известняковыми хемогенными и известняковыми органогенными ЭТ-коллекторами.

Доломитовые ЭТ-коллекторы сложены ромбоэдрическими, неправильно-ромбоэдрическими и реже изометрическими кристаллами размером 0,08—0,12 мм, реже 0,10—0,20 мм. Зерна доломита часто плотно прилегают друг к другу, образуя гнездовидные скопления. Содержание кристаллов доломита в породе обычно достигает 80 %, реже 90—95 %. В доломитовых ЭТ в виде линз и микрослоев присутствуют известняки. Описаны пятна и ступки микрозернистого кальцита (3—4, реже до 10 %), а также органогенного детритового материала, сложенного кальцитом. Органические остатки часто почти полностью доломитизированы, при этом контуры их выполнены микрозернистым кальцитом. В отдельных участках обнаружены скопления глинистого материала. В этих участках также отмечаются редкие ромбоэдры доломитов. Достаточно часто в доломитах встречается органическое вещество (1—

2 %) буровато-черного цвета в виде пленок, примазок и нитевидных прожилок, нередко ассоциирующее с мелкими точечными кристаллами пирита. В отдельных образцах установлены процессы сульфатизации и окремнения. Гипс образует гнездовидные скопления, иногда распределен равномерно; встречены трещины, vyplненные сульфатами кальция. Окремнение чаще всего затрагивает отдельные органические остатки.

Известняковые хемогенные ЭТ-коллекторы представлены неравномернокристаллическими и сгустково-комковатыми разностями. Первая разновидность известняков сложена микро- и мелкозернистым, участками среднезернистым кальцитом, на долю которого приходится 55—65, иногда 80 % породы. В хемогенных известняках достаточно часто встречаются неравномерно распределенные по породе ромбоздры доломитов. Содержание доломита, как правило, не превышает 5—10 %, но в отдельных образцах количество его возрастает до 15 %, а в единичных случаях — до 30—40 %. Доломит образует агрегаты, гнездовидные скопления, часто выполняет трещины и частично — органические остатки. На долю последних приходится 5—7 %, редко их содержание возрастает до 25 % от породы. Органические остатки представлены обломками иглокожих, брахиопод, фузулинид. Они часто перекристаллизованы, частично доломитизированы, иногда встречаются окремненные обломки раковин. В известняковых хемогенных ЭТ установлены микропрослой, сложенные карбонатно-глинистым материалом, а также примесь глинистых частиц, а иногда и песчано-алевритовых обломочных зерен (до 5, иногда до 15—20 %). Обломочные зерна кварц-полевошпатового состава в различной степени корродированы и неравномерно распределены по породе. В некоторых ЭТ описаны гнездовидные скопления сульфатов кальция (2—5 %), примазки глинисто-органического материала и тонкорассеянные кристаллы пирита.

Сгустково-комковатые разности известняков сложены гранулированными скоплениями и сгустками микрозернистого кальцита. В этой разновидности хемогенных известняков часто встречаются органические остатки, представленные фораминиферами, обломками гастропод и брахиопод. По-видимому, значительная часть комочков микрозернистого кальцита является гранулированными органическими остатками. Отдельные участки ЭТ доломитизированы. Отмечается незначительная примесь (2—3 %) обломочных зерен алевритовой размерности.

Известняковые органогенные ЭТ-коллекторы (рис. 40) сложены различными по сохранности органическими остатками, которые составляют 50—65, иногда 80 % от ЭТ. Среди органических остатков описаны фораминиферы, обломки иглокожих и брахиопод, реже гастропод, водоросли и остракоды, встречены обрывки мшанок. Трудноопределимый органический детрит иногда составляет 40—50 % от общего количества органических остатков. Органические остатки часто перекристаллизованы и гранулированы. Некоторые из них сохранили лишь внешние очертания и полностью

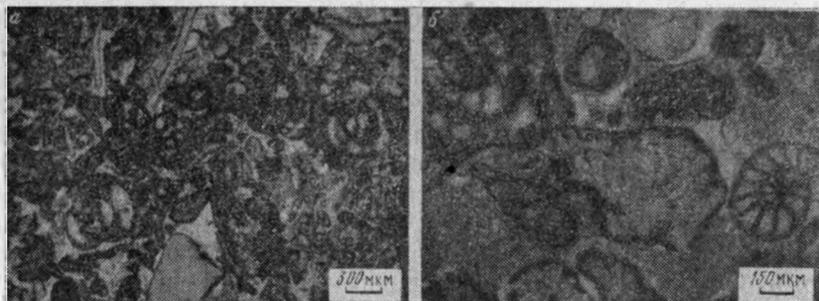


Рис. 40. Известняк органогенный.

а — площадь Арансай, скв. 2-п, инт. 4911—4919 м; средний карбон; николи ||. б — площадь Восточный Тортколь, скв. 1-п, инт. 2780—2785 м; нижний карбон; николи ||

выполнены средне- и крупнозернистым кальцитом, а иногда и доломитом. Связующий материал представлен разнозернистым кальцитом (от микро- до среднезернистого). Отмечаются небольшая примесь обломочного материала алевритовой размерности и включения сульфатов кальция пластинчатой формы. Мелкозернистый доломит составляет иногда 5—10 % от породы. Распределен он неравномерно, чаще всего приурочен к органическим остаткам.

Изучение коллекторских свойств карбонатных пород показывает их зависимость от литологического состава и особенно от количественного содержания глинистой примеси. Максимальные значения пористости и проницаемости установлены для органогенно-обломочных и сгустково-комковатых разновидностей, что обусловлено как седиментационной емкостью, так и образованием дополнительной емкости в межформенном пространстве в результате выщелачивания карбонатного материала. Для субвакковых разновидностей известняков и доломитов характерны низкие коллекторские параметры.

Установить закономерности изменения коллекторских свойств по разрезу карбонатных отложений не удалось. Лабораторные исследования, как правило, дают низкие значения пористости (от единиц до 10 %) и проницаемости (от 0,0001 до 0,036 мкм²). В отдельных образцах установлены аномально высокие значения проницаемости — 0,63 мкм² (площадь Жанажол, скв. 5-г, инт. 2883,0—2888,2 м).

Результаты испытаний скважин свидетельствуют о наличии среди карбонатных пород горизонтов с хорошими коллекторскими свойствами. Высокие значения проницаемости в этих горизонтах обусловлены трещиноватостью пород. Раскрытость трещин достигает 0,5—1,5 мм. В отдельных участках трещины расширяются, образуя каверны (до 3,0—3,5 мм).

Литологический состав определяет также развитие в карбонатных породах тех или иных морфологических типов пустотного пространства.

В доломитах достаточно часто встречаются пелито- и алевропороиды и псаммокаверны. Они имеют округлую, неправильную, иногда щелевидную форму. Большинство из них образовалось в результате выщелачивания хемогенного кальцита в пространстве между кристаллами. В доломитах описаны также трещины, как открытые, так и выполненные среднезернистым доломитом, а иногда и глиной.

В хемогенных известняках установлены алевро- и псаммокаверны, как открытые, так частично или полностью выполненные доломитом. Трещины сложены средне- и крупнозернистым кальцитом и среднезернистым доломитом. Встречены также трещины, выполненные гипсом и глиной, в которой неравномерно распределены мелкие кристаллы пирита, а также стилолитовые швы, заполненные глинисто-органическим веществом. Трещины горизонтальные, наклонные и вертикальные, иногда имеющие кавернообразные расширения.

В ступково-комковатых разностях известняков описаны алевро- и псаммопоры, частично инкрустированные доломитом и иногда сообщающиеся между собой. Установлены также алевро- и псаммопороиды, образованные за счет выщелачивания кристаллического кальцита из межформенного пространства. Трещины открытые и заполненные кальцитом или доломитом, иногда имеют стилолитоподобную форму и по простиранию переходят в стилолиты и каверны.

В органогенных известняках встречены алевро- и псаммопоры, размещенные в пространстве между органическими остатками. Частично поры инкрустированы кристаллами кальцита и доломита. Описаны органические остатки, внутренняя часть которых свободна от минерального вещества. Алевро- и реже псаммокаверны приурочены к перекристаллизованным органическим остаткам. Установлены трещины, выполненные кальцитом, доломитом, а иногда и кремнистым материалом, и стилолитовые швы, частично заполненные органическим веществом.

В отложениях перми и нижнего триаса восточной части Прикаспийского бассейна карбонатные породы образуют редкие и маломощные линзы и прослои. Эти породы ни по промыслово-геофизическим, ни по аналитическим данным не могут быть отнесены к коллекторам.

Обломочные породы-коллекторы

При изучении обломочных пород-коллекторов пермских и нижнетриасовых отложений восточной части Прикаспийского бассейна и обобщении полученных материалов с помощью предложенной классификации удалось установить некоторые закономерности изменения их состава и строения [Дмитриевский А. Н., 1980 г.].

В ассельских отложениях продуктивных горизонтов не обнаружено, однако по геофизическим данным в этих отложениях выделены горизонты, которые могут рассматриваться как коллекторские

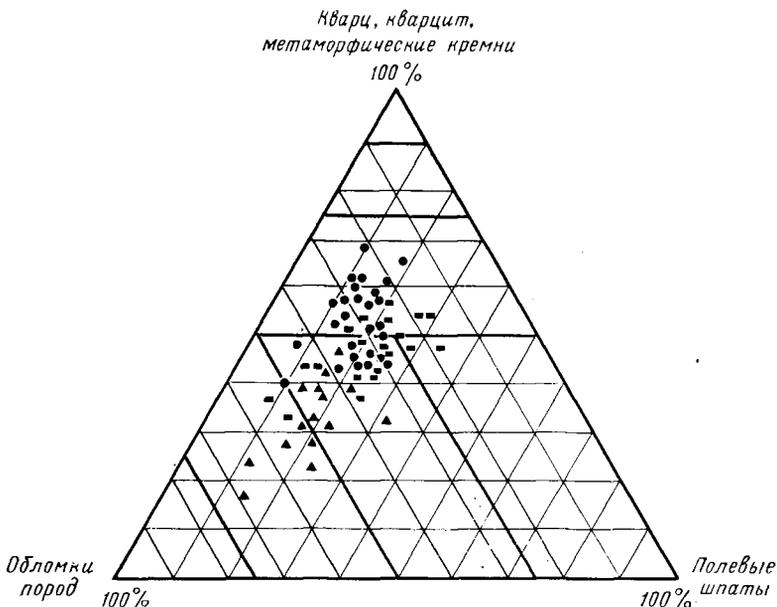


Рис. 41. Треугольная диаграмма состава нижнепермских песчаников восточной части Прикаспийского бассейна (целевая классификация)
Условные обозначения см. на рис. 39

части ПР. Ассельские песчаниково-алевролитовые ЭТ-коллекторы представлены плохо отсортированными ($S_o = 2,2-3,6$) разномерными полимиктовыми разностями. Преобладающее развитие имеют собственно граувакки и полевошпатовые граувакки (рис. 41). Среди обломков пород (35—69 %) описаны кремнисто-сланцевые сланцы, эффузивные и карбонатные обломки. На долю кварца и метаморфических кремней приходится 22—47 %, полевых шпатов — 12—33 % от общего количества обломочных зерен. Цемент (13—47 %) преимущественно глинистый и карбонатно-глинистый базально-порового, реже сгустково-порового типов. Т. Т. Клубова (1970 г.) установила влияние содержания глинистых минералов на коллекторские свойства пород. Для оценки этого влияния детально изучен состав глинистых минералов (рентгеноструктурный анализ) и подсчитано количественное содержание глинистой примеси в цементе. В соответствии с содержанием глинистого материала песчаники и алевролиты отнесены к вакковым и субвакковым (рис. 42). Среди глинистых минералов преобладают аллотигенные гидрослюда, хлорит, реже каолинит.

В сакмарских отложениях установлено три продуктивных горизонта, которые сложены близкими по составу обломочными разностями. Это в основном песчаниково-алевролитовые ЭТ-коллекторы, представленные в разной степени отсортированными преимущественно мелкозернистыми песчаниками и алевролитами. В плохо отсортированных песчаниках ($S_o > 2$) часто отмечается примесь

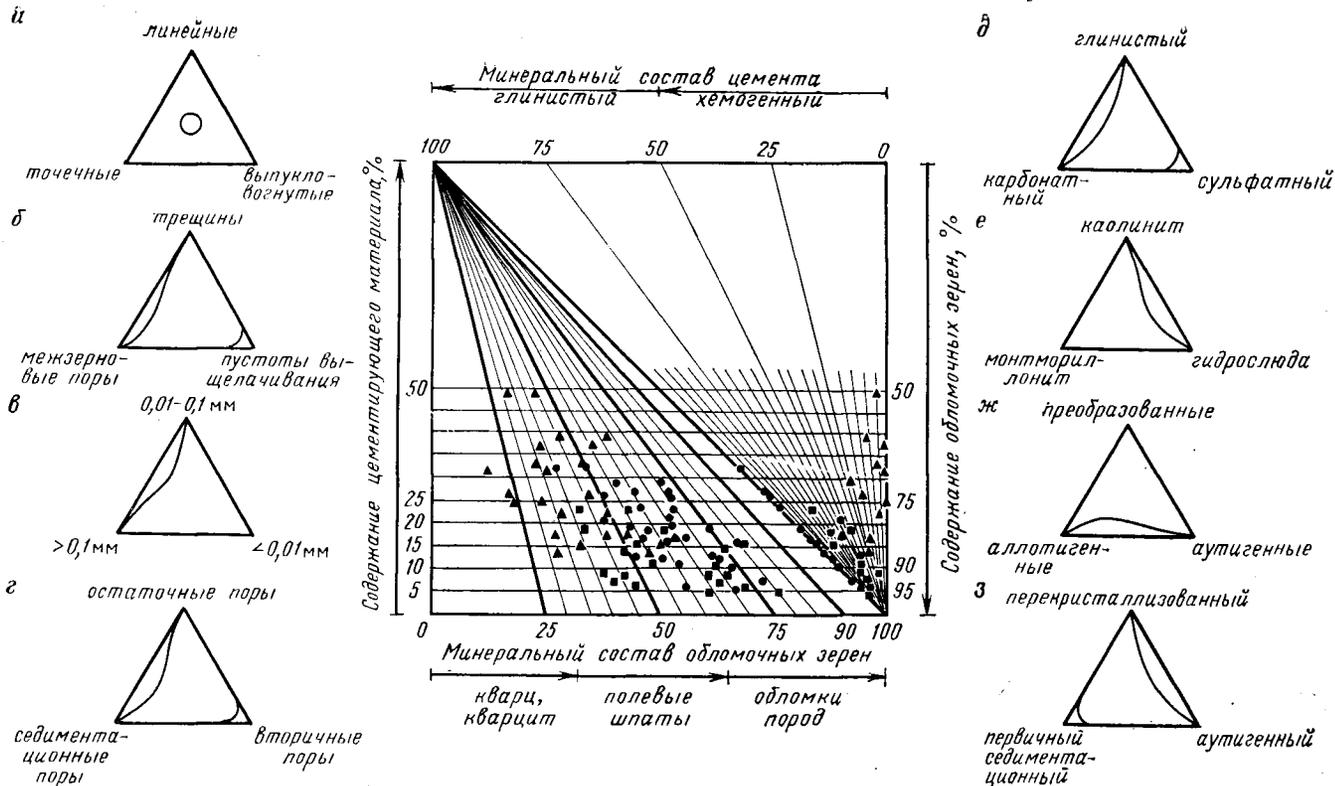


Рис. 42. Результаты микроскопического изучения нижнепермских песчаников восточной части Прикаспийского бассейна
 а — контакты между обломочными зёрнами; б — морфология пустотного пространства; в — размер пустотного пространства; г — генезис пустотного пространства; д — минеральный состав цемента; е — состав глинистых минералов; ж — генезис глинистых минералов; з — генезис хемогенного цемента.

Остальные условные обозначения см. на рис. 38, 39

гравийных зерен. Неравномерно распределены по разрезу ЭТ-коллекторы, сложенные отсортированными песчаниками с незначительным (до 5 %) содержанием глинистого материала. Коэффициент сортировки таких разностей не превышает 1,4—1,7.

При изучении минерального состава обломочных зерен удалось установить преимущественное развитие полевошпатовых граувакк (см. рис. 41). Вместе с тем отдельные образцы сакмарских песчаников попали как в поле развития собственно граувакк, так и в мезомиктовое поле: кварц, кварцит и метаморфические кремни составляют 33—56 %, полевые шпаты 9—34 % и обломки пород 17—55 %. Они сложены в основном обломками осадочных, метаморфических и эффузивных пород. Следует отметить максимальный для подсолесных терригенных пород разброс значений содержания полевых шпатов. Кроме этих обломочных зерен в песчаниках встречены хлорит, биотит, мусковит, зерна черных рудных и аксессуарных минералов (анатаз, циркон, эпидот). Обломочные зерна кварца, полевых шпатов и обломков пород корродированы кальцитом. Кварц имеет прямое и обломочное погасание, в некоторых зернах описаны микротрещины, по которым проникает кальцит. Во всех образцах постоянно присутствуют зерна с регенерационными каемками. Полевые шпаты в разной степени подверглись процессам каолинизации и серицитизации. Имеются зерна почти полностью замещенные глинисто-слюдистыми минералами. Среди обломков метаморфических пород описаны обломки кремнистых, кремнисто-слюдистых, кремнисто-глинистых и глинистых сланцев. Биотит представлен деформированными листочками, часто обесцвеченными или хлоритизированными. Отмечены интенсивные преобразования биотита: превратившись в бурые коллоидные сгустки, не «реагирующие» на поляризованный свет, он «запечатывает» поровое пространство. Листочки мусковита расщеплены и деформированы. Обломочные зерна часто плотно прилегают друг к другу, образуя сочленения по типу конформных и инкорпорационных структур. В породе присутствуют частички или нитевидные прожилки бурого и черного органического вещества. К скоплениям органического вещества приурочены мелкие кристаллы пирита.

Цементирующая масса (4—23 %) представлена преимущественно смешанными разностями — глинисто-карбонатной, карбонатно-глинистой и слюдиристо-глинистой, хотя достаточно часто встречаются песчаники и алевролиты, сцементированные хомогенным карбонатным материалом (см. рис. 42). Цемент контактного, сгустково-порового, контактно-порового и регенерационно-контактного типов. В соответствии с содержанием глинистого цементирующего материала (0—18 %) сакмарские песчаники и алевролиты относятся к аренитовым, субаренитовым и реже к субвакковым разностям. Среди глинистых минералов отмечены аллотигенные гидрослюда и хлорит с подчиненным значением каолинита.

По данным М. А. Чимбулатова и др. (1978 г.), в нижнем продуктивном горизонте преобладают первичные контакты (точечные

и линейные), в то же время на долю выпукло-вогнутых и сутурных контактов приходится 20—45 %. Среднее число контактов на одно зерно 3,0—3,6; интенсивность катагенеза в среднем 3,7. Вышележащие продуктивные горизонты характеризуются следующими значениями: среднее число контактов на одно зерно соответственно 2,5—4,0 и 3,2; интенсивность катагенеза 3,0—4,5 и 2,8—4,5. Отмечая среднюю плотность упаковки обломочных зерен, эти исследователи приводят данные о содержании вторичных контактов: обычно оно составляет 20—30 %, редко достигая 50—60 %.

В артинских отложениях установлены два продуктивных горизонта, представленных в основном песчаниково-алевролитовыми ЭТ-коллекторами, сложенными мелко-, средне-, крупно- и неравнозернистыми разностями. Преобладающим развитием характеризуются плохо отсортированные разности ($S_0 \geq 2,5-3,0$) при подчиненном значении средне- и хорошо отсортированных.

Минеральный состав обломочных зерен следующий: кварц, кварцит, метаморфические кремни 40—68 % (максимальные значения характерны для подсолевых отложений), полевые шпаты и обломки пород соответственно 8—26 и 16—50 %. Обломки пород состоят в основном из карбонатных, глинистых, эффузивных и в меньшей мере слюдяных и глинистых сланцев.

Цемент сгустково-порового и контактного типов составляет 6—32 % и образован преимущественно карбонатным, реже глинисто-карбонатным материалом. По содержанию глинистой цементирующей массы песчаники и алевролиты артинского яруса отнесены к группе аренитовых и субаренитовых песчаников. Глинистые минералы представлены аллотигенными и реже аутигенными гидрослюдой и хлоритом.

По данным М. А. Чимбулатова и др. (1978 г.), число контактов на одно зерно в нижнем артинском горизонте 2,8—4,0 (редко до 5,3), а интенсивность катагенеза 3,0—4,5 (редко 6,0); в верхнем горизонте эти параметры соответственно равны 2,0—4,2 и 2,1—4,5.

Коллекторская часть верхнепермских и нижнетриасовых ПР восточной части Прикаспийского бассейна (Западное Примугоджарье) сложена преимущественно песчаниковыми и песчаными ЭТ-коллекторами, алевролитовые ЭТ-коллекторы имеют подчиненное значение, особенно в нижнетриасовых отложениях. Песчаники составляют 45 % от общего состава пород, принимающих участие в строении верхнепермских и нижнетриасовых отложений.

Изучение пороодообразующих минералов верхнепермских и нижнетриасовых отложений показало нецелесообразность выделения генетических групп песчаников лишь по данным минерального состава обломочных зерен, так как последний незначительно изменяется по разрезу и площади. В то же время исследование состава цементирующей массы и количественного содержания глинистого цементирующего материала выявило закономерности их изменения в различных возрастных комплексах.

Систематизация результатов исследования произведена с помощью пирамиды, основанием которой служит минералогический

треугольник (см. рис. 43—49, 51, 52). По высоте пирамиды (построенной в аксонометрической проекции) откладывается процентное содержание глинистого цементирующего материала, что дает возможность учесть (отдельно и независимо друг от друга) как минеральный состав обломочных зерен, так и количественное содержание глинистого цементирующего материала. При увеличении содержания последнего минералогический треугольник последовательно занимает все более высокое положение в пирамиде. По количественному содержанию глинистого цементирующего материала выделено четыре группы верхнепермских и нижнетриасовых песчаников: аренитовые, субаренитовые, субвакковые и вакковые. Соответственно выделенным группам песчаников минералогический треугольник находится сначала в основании треугольной пирамиды, а затем поднимается на $1/10$, $1/4$ и $1/2$ высоты пирамиды.

С помощью дополнительных построений учитываются состав цементирующей массы, генезис хемогенного цемента, состав глинистых минералов, сортировка и окатанность обломочных зерен.

Песчаниковые ЭТ уфимского яруса в пределах Западного Примугоджарья составляют 15—25 % от всех ЭТ, слагающих ярус. Среди песчаниковых ЭТ 18—20 % по промыслово-геофизическим данным могут быть отнесены к ЭТ-коллекторам. Число песчаниковых ЭТ увеличивается с приближением к Горному Уралу. Характерная особенность песчаников — тонкая слоистость. Песчаники уфимского яруса серые, коричневатые-серые, полимиктовые (полевошпатовые граувакки), хорошо отсортированные, мелкозернистые, со средним размером обломочных зерен 0,10—0,12 мм. Обломочная часть породы составляет 70—90 %, представлена она угловатыми зернами кварца, полевых шпатов, обломками карбонатных, эффузивных и кремнистых пород, халцедоном, хлоритом, а также рудными и акцессорными минералами. Цементированы песчаники ангидритовым, реже карбонатно-ангидритовым цементом порового и базального типов (рис. 43).

Песчаниковые ЭТ казанского яруса в восточной части Прикаспийской впадины (Западное Примугоджарье) составляют 25—40 % от всех ЭТ. На долю ЭТ-коллекторов приходится 20—25 %. В песчаниковых ЭТ отмечается тонкая, волнистая и реже мелкая косая слоистость. Они сложены песчаниками, среди которых описаны линзы и микропрослои алевроитовых пород. Преобладают мелкозернистые, хорошо отсортированные песчаники. В песчаниках казанского яруса развиты полимиктовые разности (полевошпатовые граувакки). Цвет песчаников коричневатый-серый и серый. Обломочная часть породы составляет 60—80 %, представлена она преимущественно угловатыми зернами мелкопсаммитовой размерности (0,12—0,14 мм). Минеральный состав: кварц, полевые шпаты, обломки карбонатных и эффузивных пород, а также халцедон, хлорит, биотит, рудные и акцессорные минералы. Цемент песчаников карбонатный, ангидритовый, ангидритово-карбонатный порового и базального типов, преимущественно седимен-

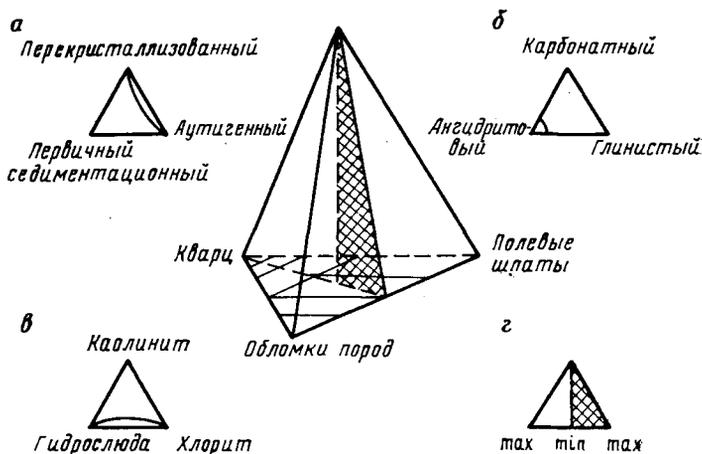


Рис. 43. Состав и седиментационные особенности песчаников уфимского яруса
 а — генезис хомогенного цемента; б — минеральный состав цемента; в — состав глинистых минералов; г — сортировка обломочных зерен.
 Остальные условные обозначения см. на рис. 38

тационный. Некоторая часть ангидритового материала, вероятно, является вторичной. На это указывают случаи замещения карбонатного цемента ангидритовым (рис. 44).

Песчаниковые ЭТ аргиллитово-песчаниковой толщи преобладают в разрезе нижнетатарского подъяруса (30—60 %). По результатам промыслово-геофизических и аналитических исследований до 30 % песчаниковых ЭТ могут быть отнесены к ЭТ-коллекторам. В основании толщи залегают крупнозернистые косослоистые песчаниковые ЭТ, в которых отмечаются линзы и примесь гравийных зерен и гальки. Выше по разрезу встречаются песчаниковые ЭТ, сложенные мелко-, средне- и разнозернистыми песчаниками. Песчаники коричневато-бурые, коричневато-красные, реже пестроцветные, полимиктовые (полевошпатовые граувакки). Преобладают угловатые обломочные зерна размером 0,18—0,26 мм. Обломочная часть составляет 60—70 % породы и представлена кварцем, полевым шпатом, обломками эффузивных и карбонатных пород, рудными и аксессуарными минералами. Цемент песчаников карбонатный и глинисто-карбонатный, реже ангидритово-карбонатный, сгустково-базального и сгустково-порового типов. Глинистая часть цемента (до 10 %) в обилии содержит тонкорассеянные окислы железа, что обуславливает красновато-коричневую окраску песчаников (рис. 45).

Песчаниковые ЭТ песчаниково-аргиллитовой толщи нижнетатарского подъяруса в пределах Западного Примугодьярья составляют 15—20 % от разреза, причем на долю ЭТ-коллекторов приходится 20—23 % от суммарной мощности ЭТ. Число песчаниковых ЭТ убывает вверх по разрезу. Характерны для них тонкая и волнистая слоистость, а также выдержанность на значительном

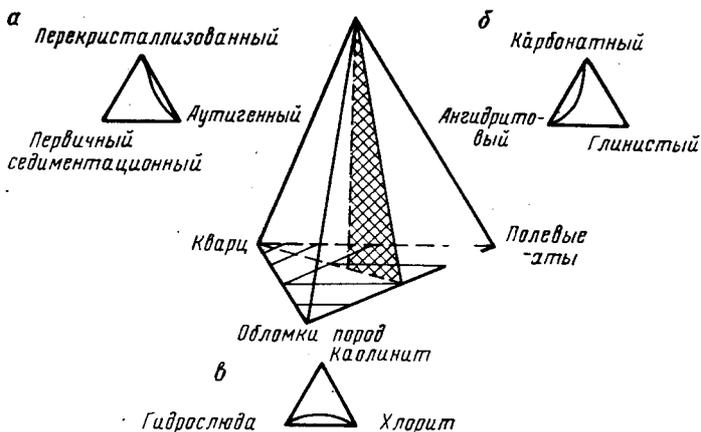


Рис. 44. Состав и седиментационные особенности песчаников казанского яруса
Условные обозначения см. на рис. 38 и 43

расстоянии. Песчаники коричневато-бурые, прослоями коричневато-серые и зеленовато-серые, полимиктовые (полевошпатовые граувакки), мелкозернистые, реже средне- и разномзернистые, со средним размером обломочных зерен 0,12—0,14 мм. Обломочная часть (60—80 %) состоит из угловатых зерен кварца, полевых шпатов, обломков карбонатных, эффузивных и кремнистых пород, халцедона, хлорита, биотита, а также рудных и акцессорных минералов. Цементированы песчаники карбонатным, глинисто-карбонатным, реже ангидритово-карбонатным и ангидритово-глинисто-карбонатным цементом базального и сгустково-порового типов. Содержат глинистого вещества в цементе песчаников не превышает 10 % (см. рис. 45). Большая часть ангидрита, по-видимому, является вторичной: отмечены случаи замещения ангидритом карбонатного и глинисто-карбонатного цементов. Описаны аутигенный доломит и округлые сгустковые образования, сложенные пелитоморфным кальцитом.

Песчаниковые ЭТ верхнетатарского подъяруса залегают в виде слоев мощностью 5—7 м. На их долю приходится 20—55 % от всего разреза. ЭТ-коллекторы составляют 30—45 % суммарной мощности ЭТ. По мере удаления от Горного Урала уменьшается размер обломочных зерен: сначала исчезает примесь гравийных зерен и гальки в песчаниково-конгломератовых ЭТ, затем в песчаниковых ЭТ крупно- и грубозернистые разности песчаников сменяются разно- и мелкозернистыми. Вверх по разрезу число песчаниковых ЭТ сокращается. В верхнетатарском подъярусе отмечены горизонтальнослоистые и косослоистые песчаники, образующие песчаниковые ЭТ, к которым иногда приурочены линзы грауелитов и конгломератов. Песчаники коричневатые и вишнево-красные, пестроцветные, пятнистоокрашенные. В них развиты по-

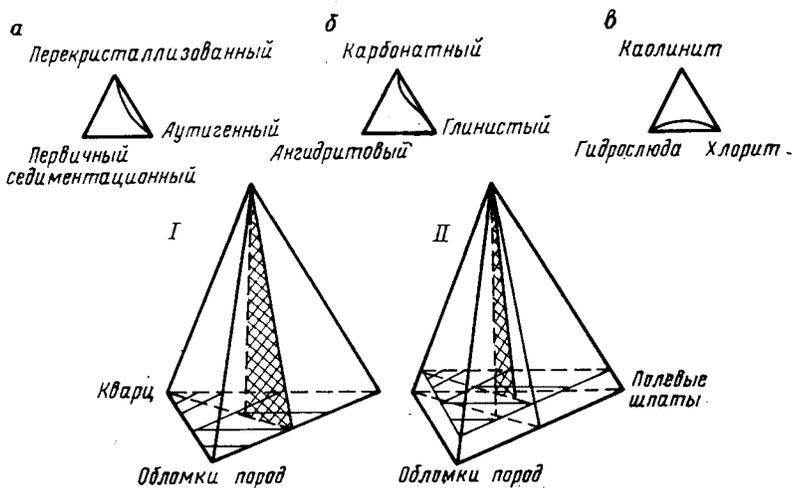


Рис. 45. Состав и седиментационные особенности песчаников нижнетатарского подъяруса

Песчаники: I — с хомогенным цементом; II — с содержанием глинистого цемента до 10 %.

Условные обозначения см. на рис. 38 и 43

левошпатовые граувакки. Обломочная часть составляет 50—70 % от породы и представлена угловатыми, очень редко полуокатанными обломочными зернами кварца, полевых шпатов, обломков карбонатных, эффузивных, кремнистых, реже метаморфических и осадочных пород, а также халцедоном, биотитом, хлоритом, рудными и аксессуарными минералами. Цементированы песчаники глинисто-карбонатным и карбонатно-глинистым цементом суггково-базального и суггково-порового типов. Изредка отмечаются песчаники с карбонатным цементом. Содержание глинистого вещества в цементе песчаников достигает 20—40, а иногда и 50 %. Представлен глинистый материал хлоритово-гидрослюдистой ассоциацией глинистых минералов. В верхних горизонтах подъяруса преобладает монтмориллонит с примесью гидрослюды и хлорита (рис. 46).

Песчаниковые ЭТ соркульской свиты в пределах разведочных площадей Западного Примугодьярья составляют, как правило, 50—60 % разреза. На некоторых площадях (Кокжиде, Кумсай) их доля в разрезе уменьшается до 20—30 %. На долю ЭТ-коллекторов приходится 80—90 % от песчаниковых ЭТ соркульской свиты. Базальный горизонт, образующий песчаниковое ЭТ, сложен преимущественно песчаниками и в обилии содержит гальку и гравийные зерна. В восточном направлении при приближении к Уралу отмечается укрупнение обломочных зерен, увеличение примеси гальки и гравия и песчаниковое ЭТ переходит в песчаниково-конгломератовое ЭТ. Пески и песчаники соркульской свиты кирпично-красные, зеленовато-серые, часто пестроокрашенные, полимиктовые (собственно граувакки), мелко- и среднезернистые, часто

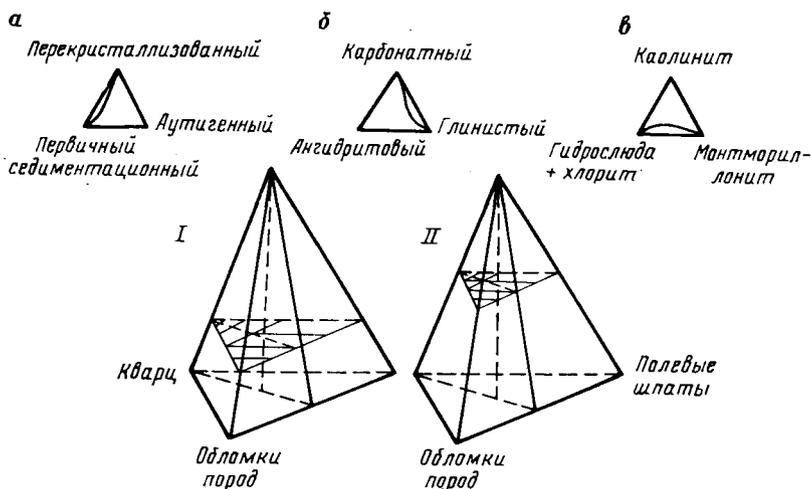


Рис. 46. Состав и седиментационные особенности песчаников верхнетатарского подъяруса

Песчаники с содержанием глинистого цемента: I — до 25 %, II — до 50 %.
Условные обозначения см. на рис. 38 и 43

крупно- и разнозернистые. Среди них отмечаются крепкие и слабоцементированные разности. Обломочная часть составляет 60—80 % породы. Представлена она кварцем, полевыми шпатами, обломками метаморфических, карбонатных и эффузивных пород, халцедоном, биотитом, хлоритом. Преобладают угловатые обломочные зерна, встречены полуокатанные зерна (до 30 %). Цементированы песчаники преимущественно карбонатным, реже ангидритово-карбонатным цементом контактного, пленочного, суглисто-порового и суглисто-базального типов (рис. 47). Ангидритовый материал имеет вторичное происхождение. Обломочные зерна часто корродированы. Отмечены новообразования доломита и случаи деформации и изменения биотита, сопровождающиеся его обесцвечиванием и резким ослаблением, а иногда и утратой плеохроизма.

Песчаниковые ЭТ кокжидинской свиты преобладают в разрезе, на их долю приходится 60—80 %. В то же время ЭТ-коллекторы в разрезе кокжидинской свиты практически отсутствуют, что объясняется монтмориллонитовым составом цемента песчаников, слагающих ЭТ. В песчаниковых ЭТ часто отмечается примесь гравийных зерен, а также гнезда и катуны кирпично-красной глины. Изредка наблюдается косая слоистость, не всегда четко выраженная. Пески и песчаники кокжидинской свиты пестроцветные, полимиктовые (собственно граувакки), разнозернистые с преобладающим размером зерен 0,14—0,32 мм. Обломочная часть составляет 70—80 % породы и состоит из угловатых, реже полуокатанных зерен кварца, полевых шпатов, обломков метаморфических, эффузивных и карбонатных пород, халцедона, биотита, хлорита, а также руд-

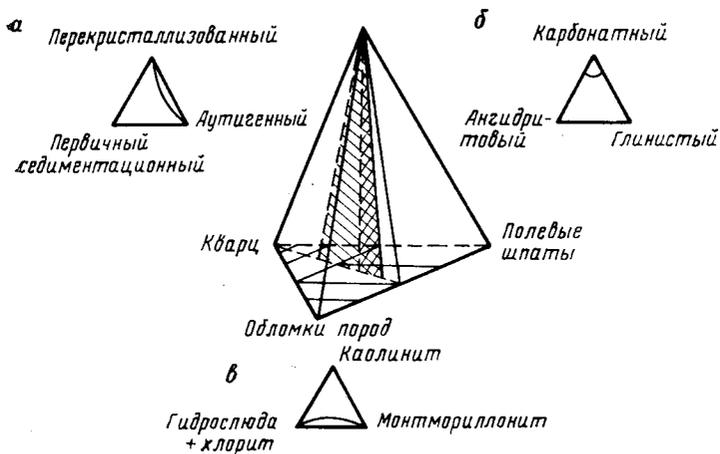


Рис. 47. Состав и седиментационные особенности песчаников соркульской свиты
Условные обозначения см. на рис. 38 и 43

ных и аксессуарных минералов. Цемент глинисто-карбонатный и карбонатно-глинистый. Преобладают сгустковые типы цемента. Обычно примесь глинистого материала не превышает 8—10 %, изредка увеличиваясь до 20—25 %. Как показали рентгеноструктурные и термические исследования, глинистый материал в цементе песчаников представлен в основном монтмориллонитом с небольшой примесью гидрослюда и хлорита (рис. 48).

Песчаниковые ЭТ акжарской свиты составляют 40—70 % всех ЭТ свиты. На долю ЭТ-коллекторов приходится 50—60 % мощности песчаниковых ЭТ. В западном направлении суммарная мощность песчаниковых ЭТ возрастает, а размер обломочных зерен, примесь гравийного и галечникового материала уменьшаются. Среди песчаниковых ЭТ отмечаются косослоистые разности, иногда встречаются линзы глины мощностью 3—5 см, а также плоские и округлые глинистые окатыши. Пески и песчаники акжарской свиты относятся к собственно грауваккам. Окрашены они в красновато-бурые и зеленовато-серые тона. Преобладают угловатые, реже встречаются полукатанные (до 30 %) обломочные зерна со средним размером 0,15—0,26 мм. Обломочная часть породы составляет 70—80 % и состоит из кварца, полевых шпатов, обломков метаморфических, эффузивных и карбонатных пород, хлорита, биотита, рудных и аксессуарных минералов. Сцементированы песчаники карбонатным, реже ангидритово-карбонатным цементом сгустково-базального, сгустково-порового, пленочного и контактного типов (рис. 49). Обломочные зерна часто корродированы. Отмечено последовательное обесцвечивание биотита, а также превращение его в хлорит и бурые колломорфные сгустки, не реагирующие на поляризованный свет (рис. 50).

Песчаники кумсайской свиты составляют 15—25 % от разреза. По промыслово-геофизическим и аналитическим данным 30—40 %

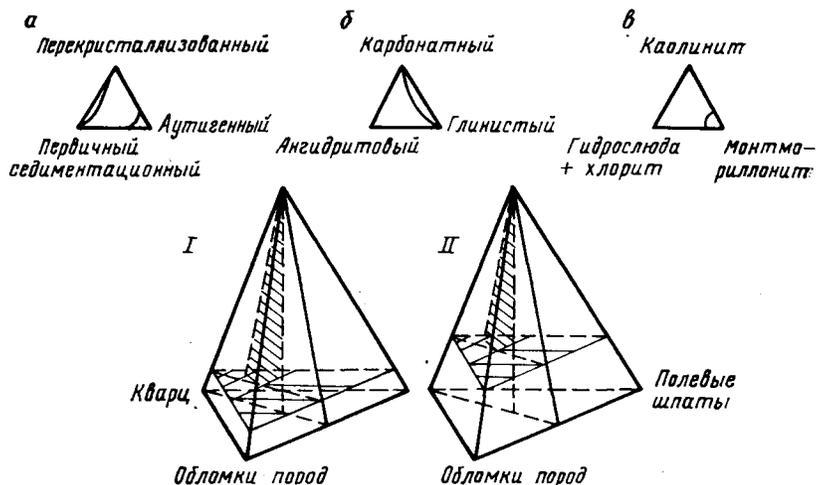


Рис. 48. Состав и седиментационные особенности песчаников кожжидинской свиты

Песчаники с содержанием глинистого цемента: I — до 10 %, II — до 25 %.
Условные обозначения см. на рис. 38 и 43

песчаниковых ЭТ относятся к ЭТ-коллекторам. Среди песчаниковых ЭТ часто встречаются гнезда и линзовидные пропластки глин. При микроскопическом описании в песчаниках обычно отмечают включения слюдястых минералов и зерна золотисто-желтого пирита. Пески и песчаники кумсайской свиты преимущественно серые с коричневатым, иногда с сиреневым оттенком, полимиктовые (полевошпатовые граувакки), мелко-, реже среднезернистые,

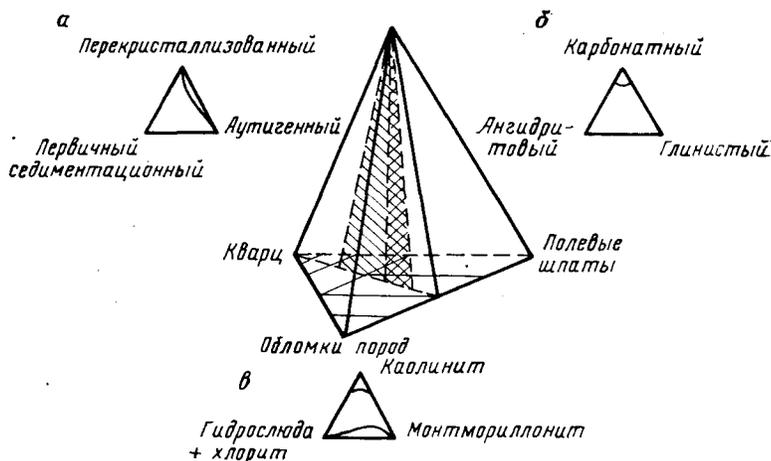


Рис. 49. Состав и седиментационные особенности песчаников акжарской свиты
Условные обозначения см. на рис. 38 и 43

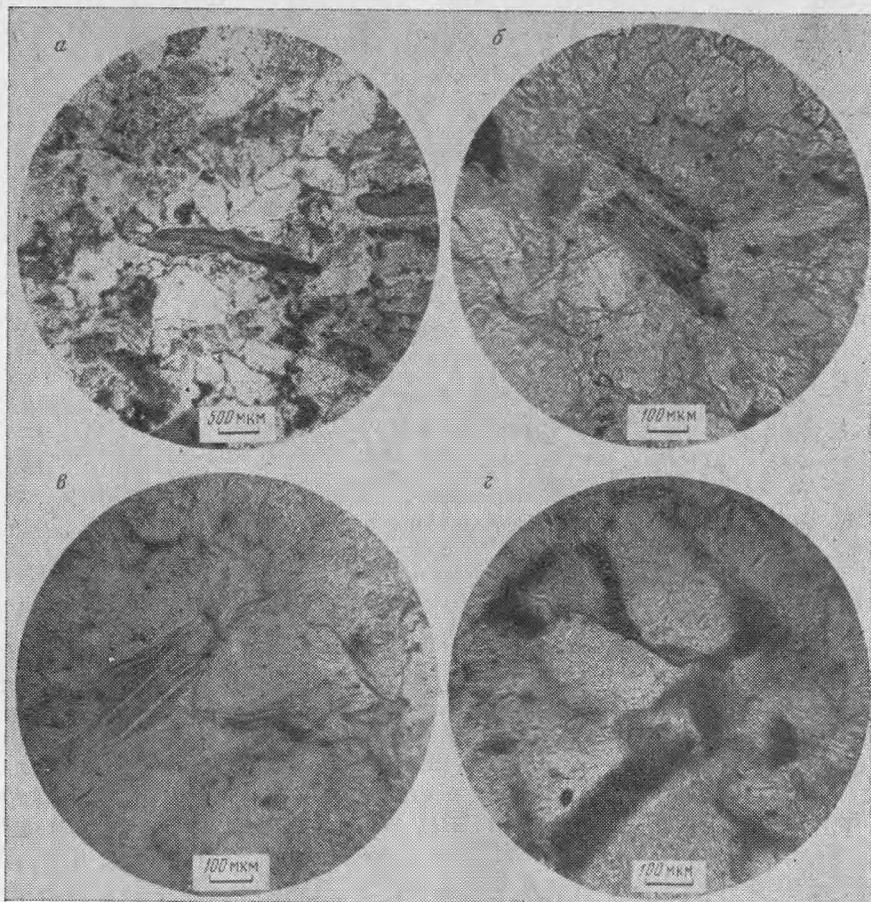


Рис. 50. Преобразования биотита. Песчаники; площадь Кенкияк, скв. 14-г
 а — деформация и частичное изменение биотита; инт. 673—677 м; ветлужская серия; николи +, диаметр 3 мм. б — гидратация и обесцвечивание биотита, сопровождающееся выделением дисперсных гидроокислов железа; инт. 471—477 м; баскунчакская серия; николи ||, диаметр 1 мм. в, г — преобразование биотита в хлорит; инт. 489—494 м; ветлужская серия; николи ||, диаметр 1 мм

со средним размером обломочных зерен 0,12—0,18 мм. Обломочная часть составляет 60—70 % породы и состоит из угловатых и полуокатанных зерен кварца, полевых шпатов, обломков эффузивных и карбонатных пород, пластинок биотита и хлорита. Цемент песчаников карбонатно-глинистый и глинисто-карбонатный, реже карбонатный пленочного, сгустково-порового и сгустково-базального типов. Количество глинистого материала в цементе песчаников составляет 10—15 %, иногда 20—25 %. По данным рентгеноструктурного, электронно-микроскопического и термического анализов глинистый материал сложен хлоритом, гидрослюдой, каолинитом и монтмориллонитом (рис. 51).

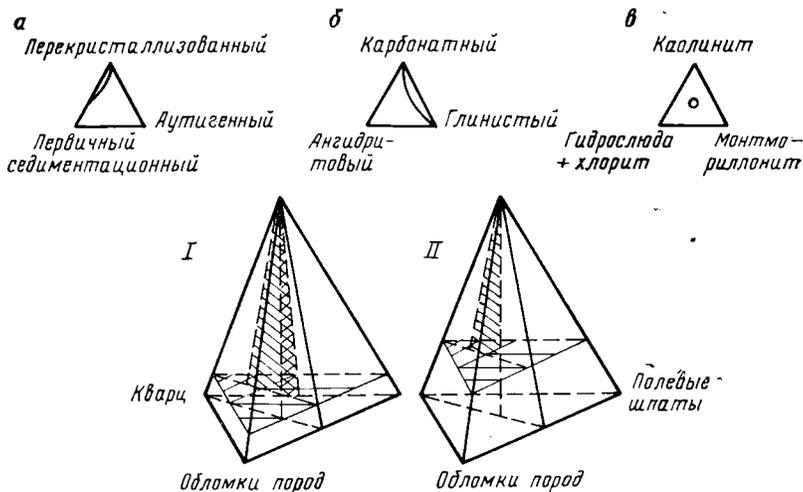


Рис. 51. Состав и седиментационные особенности песчаников кумсайской свиты
 Песчаники с содержанием глинистого цемента: I — до 10 %, II — до 25 %.
 Условные обозначения см. на рис. 38 и 43

Песчаниковые ЭТ преобладают (40—65 %) в разрезе тасшійской свиты восточной части Прикаспийской впадины. Доля ЭТ-коллекторов составляет 35—50 % мощности ЭТ. Суммарная мощность песчаниковых ЭТ увеличивается в западном и юго-западном направлениях. В песчаниках встречаются окатыши глин зеленовато-серого цвета. Пески и песчаники тасшійской свиты светло-серые, зеленовато-серые, изредка пестроокрашенные, полимиктовые (полевошпатовые граувакки), мелко- и среднезернистые. Преобладают угловатые и полуокатанные обломочные зерна со средним размером 0,18—0,26 мм. Обломочная часть представлена кварцем, полевыми шпатами, обломками карбонатных и эффузивных пород. Цемент составляет 30—40 % породы. По составу он относится к карбонатному и глинисто-карбонатному, по типу — к сгустково-поровому и контактному. Количество глинистого материала в песчаниках, как правило, не превышает 5—10 % от породы. В составе глинистых минералов отмечены хлорит, гидрослюда, каолинит и монтмориллонит, которые присутствуют примерно в равных количествах (рис. 52).

При изучении минерального состава обломочных зерен песчаников в шлифах установлено развитие в верхнепермских отложениях ассоциации полевошпатовых граувакк. В уфимских, казанских и татарских отложениях восточной части Прикаспийской впадины общее содержание кварца составляет 20—35 %, полевых шпатов 15—32 %, обломков пород обычно не превышает 45—48 %. Более детальное изучение позволило установить, что среди обломков пород в верхнепермских отложениях преобладают обломки эффузивных и карбонатных пород, тогда как число обломков метаморфических пород обычно не превышает 2—5 %. Среди поле-

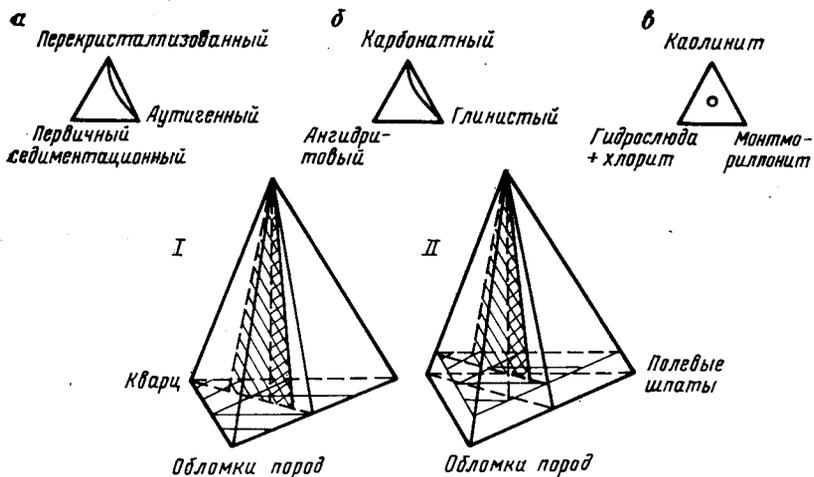


Рис. 52. Состав и седиментационные особенности песчаников ташийской свиты
 Песчаники: I — с хомогенным цементом; II — с содержанием глинистого цемента до 10 %.
 Условные обозначения см. на рис. 38 и 43

вых шпатов преобладают ортоклаз и кислые плагиоклазы (№ 12—20), в незначительном количестве присутствует микроклин.

В отложениях ветлужской серии нижнего триаса развиты собственно граувакки. Кварц здесь отмечен в количестве 26—30 %, полевые шпаты 18—24 %, содержание обломков пород увеличивается до 52, а иногда до 64 %. Детальное изучение позволило установить резкое изменение состава последних. Содержание обломков эффузивных и карбонатных пород по сравнению с верхнепермскими отложениями уменьшается, а количество обломков метаморфических пород увеличивается до 16—18 %. В отложениях баскунчакской серии кварц составляет 45—50 %, полевые шпаты 25—28 % и обломки пород 33—35 %, что определяет развитие в этих отложениях полевошпатовых граувакк. Здесь, как и в верхнепермских отложениях, среди обломков преобладают карбонаты и эффузивы, почти полностью отсутствуют обломки метаморфических пород. В баскунчакских песчаниках содержание кварца выше, а обломков пород ниже, чем в верхнепермских. В разрезе верхнепермских и нижнетриасовых отложений, вскрытых Чувашской и Аралсорской скважинами, преобладает кварц, который вместе с полевыми шпатами составляет 80—90 % обломочных зерен.

Изучение количественного содержания глинистого вещества в цементе песчаников и систематизация результатов исследования при помощи классификационной схемы позволили установить изменение состава цемента обломочных пород по разрезу верхнепермских и нижнетриасовых отложений. Преимущественно хомогенный цемент уфимских песчаников сменяется смешанным хомогенно-глинистым в верхнетатарских отложениях. Хомогенная часть

цемента также постепенно изменяется от преимущественно ангидритовой в уфимском ярусе до кальцитовой в верхнетатарском подъярусе, в этом же направлении увеличивается примесь глинистого материала в цементе — до 25—40 % в верхнетатарских песчаниках. Песчаники соркульской и акжарской свит ветлужской серии сцементированы кальцитовым цементом, в песчаниках кокжидинской свиты ветлужской серии, кумсайской и тасшийской свит баскунчакской серии отмечается глинисто-карбонатный цемент с содержанием глинистого вещества до 10 %, а иногда и до 20—25 % от породы, что определяет развитие в нижнетриасовых отложениях аренитовых, субаренитовых и реже субвакковых разностей [Дмитриевский А. Н., 1968 г.].

Рассмотрены также постседиментационные преобразования верхнепермских и нижнетриасовых пород. Установлена их стадильность (перекристаллизация — доломитизация — окремнение — сульфатизация). Наибольшее значение по масштабам проявления имеют процессы перекристаллизации и сульфатизации. Описаны случаи коррозии, разъедания обломочных зерен, явления растворения обломочных зерен под давлением (микростилолитовая, конформная и инкорпорационная структуры), процессы регенерации кварца и полевых шпатов (рис. 53, 54). Проведенные исследования позволили установить большую интенсивность катагенетических преобразований глинистых минералов в песчаниках по сравнению с аргиллитами и глинами.

В верхнепермских и нижнетриасовых отложениях встречены крупные кристаллы гидрослюда, игольчатые кристаллики хлорита и псевдогексагональные кристаллы аутигенного каолинита (рис. 55). В верхних горизонтах верхнетатарских отложений и в нижнетриасовых отложениях обнаружен новообразованный монтмориллонит.

При изучении коллекторских свойств пермских и триасовых пород удалось установить влияние на них литологического состава.

Несмотря на значительную глубину залегания (3,5—4,5 км) коллекторские свойства подсолевых нижнепермских обломочных коллекторов сохраняют зависимость от целого ряда седиментационных параметров. Объяснение этого, по-видимому, следует искать в развитии в подсолевых отложениях зон аномально высокого пластового давления (АВПД), что препятствует уплотнению обломочных пород (Н. Я. Кунин и др., 1978 г.). Верхнепермские и нижнетриасовые породы характеризуются иногда большей степенью уплотнения, не превышающей, однако, средних значений.

На коллекторские параметры оказывают влияние количественное содержание обломочной и цементирующей массы, минеральный состав и тип цемента. По-видимому, некоторое значение имеет и минеральный состав обломочных зерен, особенно при развитии карбонатного цемента (до 5—10 %) и сгустковых типах цемента. Тесной корреляционной зависимости пористости и проницаемости от этих факторов установить не удалось. Однако достаточно четко отмечаются лучшие коллекторские параметры у ме-

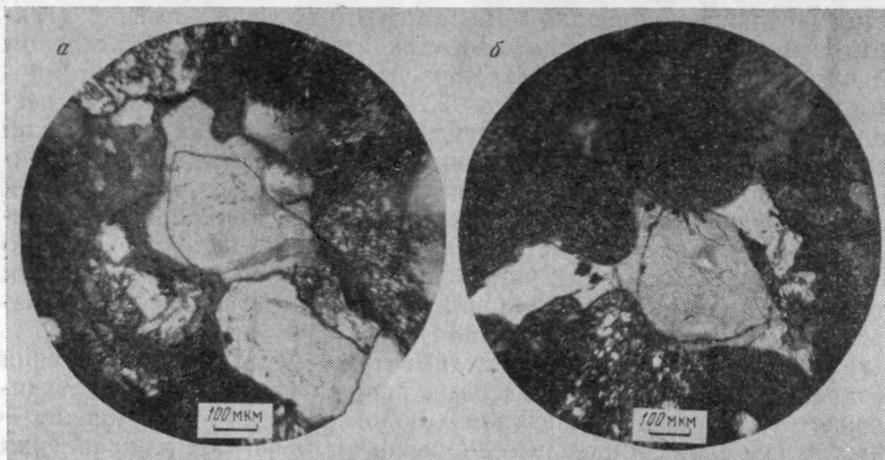


Рис. 53. Регенерация кварца. Песчаник; площадь Чувашская, скв. 19-п
 а — инт. 3419—3425 м; ветлужская серия; николи +, диаметр 1 мм. б — инт. 3713—3716 м;
 татарский ярус; николи ||, диаметр 1 мм

зомиктовых песчаников, сцементированных небольшим (до 10 %) количеством карбонатного цемента. Хемогенная цементирующая масса распределяется при этом неравномерно, образуя цемент стужковых типов. Добавление глинистого цементирующего материала и увеличение количественного содержания цемента резко ухудшают коллекторские свойства изучаемых пород: значения открытой пористости изменяются от 12—16 до 5—8 %, а проница-

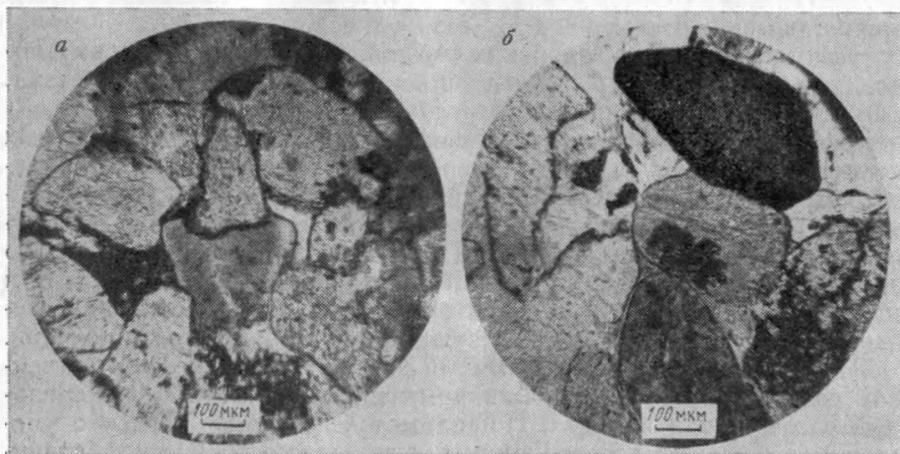


Рис. 54. Структуры растворения обломочных зерен под давлением
 а — инкорпорационная структура; инт. 3123—3126 м; ветлужская серия; николи ||, диаметр 1 мм. б — инкорпорационная и конформная структуры; инт. 3123—3126 м; ветлужская серия; николи ||, диаметр 1 мм

емости — от 0,065—0,24 до 0,0001 мкм². М. А. Чимбулатов и др. (1978 г.) отмечают (для нижнепермских обломочных пород-коллекторов) более высокие величины пористости мелко- и среднезернистых разностей (с диаметром 0,15—0,38 мм) по сравнению с крупнозернистыми и связь между сортировкой и пористостью. По их данным, пористость песчаников хорошей и средней степени отсортированности составляет 10,4—10,6 %, при ухудшении сортировки обломочных зерен она уменьшается до 4,5 %.



Рис. 55. Аутигенная гидрослюда. Площадь Аралсор, скв. СГ-1, инт. 3826—3830 м; ветлужская серия, фракция <0,001 мм

При лабораторных определениях пористости и проницаемости установлены в основном незначительные их величины. Так, например, средние арифметические значения открытой пористости для ассельских отложений равны 4,2 %, для сакмарских — 8,9 % и артинских — 9,4 %. Большая часть исследовавшихся образцов попала в группу непроницаемых. В то же время и лабораторные исследования отдельных образцов, и данные геофизических исследований (ГИС), и притоки нефти указывают на наличие горизонтов с хорошими коллекторскими параметрами. С практической точки зрения наиболее полезные сведения дадут образцы, характеризующие параметры коллекторских и продуктивных горизонтов, а не всего разреза в целом. В связи с этим особое внимание уделялось выделению по комплексным литологическим и промыслово-геофизическим данным пород-коллекторов и продуктивных горизонтов (интерпретация данных ГИС выполнена А. Н. Африканом и Н. И. Маринкиной) и последующему лабораторному изучению образцов из этих интервалов. Полученные при этом результаты дают информацию о наиболее интересных горизонтах. Приводимые при характеристике возрастных подразделений средние и максимальные значения пористости и проницаемости позволяют объективно судить о емкости и проницаемости коллектора.

Ассельские отложения характеризуются значениями открытой пористости 10,0—12,3 % (в среднем 10,4 %) и максимальной проницаемости 0,002 мкм². Средняя пористость сакмарских пород-коллекторов 13,8 % (при колебаниях 10,1—19,6 %), максимальное значение проницаемости 0,83 мкм², для артинских отложений эти параметры составляют соответственно 14,5 % (10,0—22,4 %) и 1,26 мкм².

Однако эти величины также не могут дать полной характеристики коллекторских свойств. Так, судя по приведенным значениям, артинские отложения обладают лучшими коллекторскими свой-

ствами. В то же время в сакмарских породах отмечены более стабильные значения коллекторских параметров и большее число образцов с проницаемостью более 0,1 мкм². Для артинских отложений характерен больший разброс значений пористости и проницаемости, что объясняется, по-видимому, минеральным составом и типом цемента.

При изучении коллекторских свойств верхнепермских и нижнетриасовых отложений восточной части Прикаспийской впадины установлено резкое ухудшение коллекторских свойств этих пород с глубиной.

На графике зависимости пористости верхнепермских и нижнетриасовых песчаников от глубины залегания видно, что пористость песчаников с 30—32 % на глубине 400—500 м уменьшается до 16—17 % на глубине 1500 м. Уменьшение пористости песчаников на 1000 м глубины составляет 14—15 %. Далее темпы снижения пористости несколько уменьшаются, хотя остаются довольно высокими: за следующие 1000 м она уменьшается на 5—10 % и на глубине 2500 м составляет 6—8 %. В интервале глубин 2500—3200 м пористость песчаников в среднем равна 3—6 %, иногда 8—9 %. Столь низкие ее значения определяются высокой степенью уплотнения и катагенетическими преобразованиями пород. Значительное влияние на коллекторские свойства песчаников верхнепермских и нижнетриасовых отложений оказывают количество и состав цементирующей массы.

Наибольшее значение по масштабам проявления при постседиментационных изменениях верхнепермских и нижнетриасовых отложений имеют процессы перекристаллизации и сульфатизации. Именно эти процессы (наряду с уплотнением) обусловили низкие значения пористости песчаников уфимского и казанского ярусов.

По данным К. Р. Чепикова, Е. П. Ермоловой и Н. А. Орловой (1962 г.) коррозия обломочных зерен и последующее растворение цементирующей массы могут определить высокую пористость песчаников независимо от глубины залегания. После растворения цемента на большой глубине происходит резкое сближение корродированных зерен, причем зерна не успевают приобрести плотную укладку, которая получается в результате постепенного увеличения давления при погружении. Необходимым условием для образования подобных высокопористых песчаников является наличие хемогенного цемента, который при определенных условиях способствует растворению обломочных зерен и препятствует их плотной упаковке.

Как было показано выше, в нижних горизонтах верхнепермских отложений (уфимский и казанский ярусы) преобладают ангидритовый и карбонатный цементы базального и порового типов. Отмечена также коррозия обломочных зерен в верхнепермских и нижнетриасовых отложениях.

О наличии в толще верхнепермских пород пластов с хорошими коллекторскими свойствами свидетельствуют фонтанные притоки

нефти. Скв. 60-г Кенкиякской площади вскрыла несколько нефтяных горизонтов в верхнепермских отложениях. Хорошие коллекторские свойства этих горизонтов объясняются, по-видимому, тем, что нефть в эти отложения пришла раньше, чем породы успели подвергнуться катагенетической переработке. Присутствие нефти и битумов резко снижает интенсивность катагенетических процессов [Орлова Н. А., 1956 г.; Чепиков К. Р., Ермолова Е. П., Орлова Н. А., 1959 г.].

Ниже приводится характеристика коллекторских свойств верхнепермских и нижнетриасовых отложений восточной части Прикаспийской впадины, составленная по результатам исследований Е. В. Емельянова, Г. И. Палиева, М. А. Чимбулатова, А. Н. Дмитриевского (1966 г.).

Открытая пористость песчаников уфимского и казанского ярусов колеблется от 1,7 до 3,3 %, полная — от 3,0 до 6,5 %. Открытая пористость песчаников татарского яруса варьирует от 2,3 до 25,3 %, полная — от 4,5 до 31,2 %, проницаемость этих песчаников изменяется от 0,001—0,002 до 0,3 мкм².

Коллекторские свойства нижнетриасовых отложений изучены значительно лучше, что позволяет проследить их изменение по свитам. Открытая пористость песчаников соркульской свиты 17,8—22,8 %, полная — 19,1—29,6 %. Для песков кокжидинской свиты открытая пористость 16,95—21,5 %, полная — 19,0—25,8 %. Открытая пористость песчаников приблизительно такая же — 17,9—22,5 %, полная — даже несколько выше — 18,5—28,6 %. Следует, однако, отметить, что песчаники представлены шире и изучены значительно лучше, чем пески. Открытая и полная пористость песков акжарской свиты выше, чем в нижележащей свите, и достигает соответственно 22,9 и 34,4 %. Песчаники этой свиты имеют открытую пористость 10,9—26,8 %, полную — 15,7—32,5 %. Проницаемость песчаников ветлужской серии нижнего триаса изменяется от 0,002—0,005 до 0,4—0,5 мкм², а в некоторых образцах до 1,5—1,6 мкм².

Пески кумсайской свиты характеризуются открытой пористостью 22,9—27,9 %, полной — 26,5—31,8 %; открытая пористость песчаников достигает 27 %, полная — 29,3 %. Песчаники тасшійской свиты изучены еще недостаточно, открытая пористость их составляет 28,0—29,4 % и полная — 28,9—34,5 %. Проницаемость песчаников баскунчакской серии нижнего триаса изменяется от 0,002—0,006 до 0,6—0,8 мкм².

Проведенные микроскопические исследования позволяют сделать заключение о преимущественном развитии матричной емкости в пермских и триасовых обломочных коллекторах. Встречены редкие извилистые позднедиагенетические трещины, которые огибают обломочные зерна. Все они заполнены кальцитом или доломитом. И, наоборот, в шлифах описано свободное от минерального вещества пустотное пространство, относящееся к алевропорам. Первичная седиментационная межзерновая емкость обусловила

проявление аутигенного минералообразования и последующее растворение и вынос части аутигенного и седиментационного цементирующего материала.

Породы-флюидоупоры

Надежность покрышек (флюидоупоров) определяется многочисленными факторами, основными из них являются мощность, минеральный состав пород-флюидоупоров, однородность их строения, гранулометрический состав глин и терригенной примеси, их количественное содержание.

Согласно А. А. Ханину (1973 г.), экранирующие свойства пород-покрышек во многих случаях зависят от наличия в глинах монтмориллонита и от содержания песчано-алевритовой примеси. Увеличение последнего обуславливает ухудшение экранирующих свойств глинистых и хемогенных (эвапоритов, карбонатных пород) пород-флюидоупоров. А. А. Ханин установил влияние дисперсности глин, сортировки глинистых частиц, содержания примеси обломочных зерен алевритовой и псаммитовой размерности на структуру порового пространства глин и составил оценочную шкалу экранирующей способности глинистых пород.

Выше были изложены принципы построения целевой классификации осадочных пород с выделением литологических типов возможных пород-флюидоупоров. Выделение их произведено с учетом количественного содержания обломочных зерен песчано-алевритовой размерности (см. табл. 3). Дальнейшая детализация и учет более широкого круга седиментационных факторов, оказывающих влияние на формирование экранирующих свойств пород и определяющих изменение этих свойств в диагенезе и катагенезе, дают возможность прогнозировать экранирующие свойства пород на больших глубинах.

Моноцентрический квадрат позволяет учесть минеральный состав глинистых и хемогенных пород-флюидоупоров, минеральный состав и процентное содержание обломочных зерен ($>0,01$ мм), гранулометрический состав терригенной примеси и структуру порового пространства.

Породы-флюидоупоры верхнепалеозойских и мезозойских отложений восточной части Прикаспийского осадочного бассейна сложены солями, ангидритами, аргиллитами и глинами.

Соленосные кунгурские отложения образуют регионально выдержанную покрышку. Как правило, в толще соленосных пород на разных стратиграфических уровнях встречаются прослои ангидритов, гипсов и терригенных, чаще всего глинистых пород. Число прослоев этих пород возрастает при приближении к бортовым частям бассейна.

Каменная соль неоднородна по минеральному составу. В ней установлены включения сульфатов (гипс, ангидрит) и карбонатов (доломит). Галитовые ЭТ мощностью до 12—14 м часто содержат в виде линз и прослоев сильвинитовые и карналлитовые породы. Каменная соль, как правило, окрашена в светлые цвета — бе-

лый, серовато-белый, желтовато-белый. При увеличении содержания примеси глинистого материала, который окислами железа окрашен в бурый цвет, соль приобретает желтоватые и бурые тона. В кунгурском ярусе преобладают крупно- и разнокристаллические разновидности каменной соли. Мощность соленосной АТ кунгурского яруса в пределах восточной части Прикаспийского бассейна изменяется от 773 до 3185 м.

Ангидритовые ЭТ сложены коротко- и длиннопризматическими кристаллами, иногда образующими агрегаты. В породе неравномерно распределен тонкозернистый карбонатный материал, количество которого обычно не превышает 5—20 %. Участки и сгустки карбонатных частиц в некоторых случаях обогащены глинистым материалом, а также углистыми частичками и мелкими зёрнами пирита. Мощность отдельных прослоев ангидритовых ЭТ каменноугольных отложений достигает 6—7 м. Максимальная мощность нижней терригенно-сульфатной АТ кунгурского яруса 336 м, а верхней терригенно-сульфатной АТ того же яруса 140—678 м.

Изучение нижнепермских пород-флюидоупоров и систематизация результатов при помощи моноцентрического квадрата позволили установить некоторые закономерности изменения их литологического состава по разрезу (рис. 56). Породы-флюидоупоры нижнепермских природных резервуаров представлены глинами и ариллитами. Преобладают глины чистые, без терригенной примеси, и глины алевритистые, с содержанием обломочных зёрен алевритовой размерности до 10 %. Количество карбонатного материала изменяется в широких пределах (от 0 до 60 %), и карбонатные глины иногда переходят в смешанные породы — вакки, реже в вакковые известняки. Установлено несколько большее содержание терригенной примеси в ассельских (до 15—23 %) и артинских (8—13, реже 28 %) отложениях по сравнению с сакмарскими глинами (до 5 %). Одновременно с увеличением процентного содержания терригенной примеси увеличивается размерность обломочных зёрен до псаммитовой. Содержание обломочных зёрен псаммитовой размерности в ассельских глинах и ариллитах составляет 15—20 % общего количества терригенной примеси.

Мощность глинистых и ариллитовых ЭТ, образующих экранирующую часть природных резервуаров нижней перми, достигает 2,6—8,0 м.

Глинистые минералы представлены преимущественно гидрослюдой, хлоритом с подчиненным количеством каолинита. М. А. Чимбулатов и др. (1978 г.) отмечают в некоторых образцах значительное содержание смешаннослойных образований типа гидрослюда — монтмориллонит с содержанием набухающих пакетов до 55 %. Этими же исследователями из нижней части сакмарских отложений площади Жанажол вместе с гидрослюдой и хлоритом описан монтмориллонит.

Более детально изучен состав глинистых минералов по данным бурения скв. 2-сг площади Биикжал [Прошляков Б. К., Дмитриевский А. Н., Васильев Ю. М., 1975 г.].

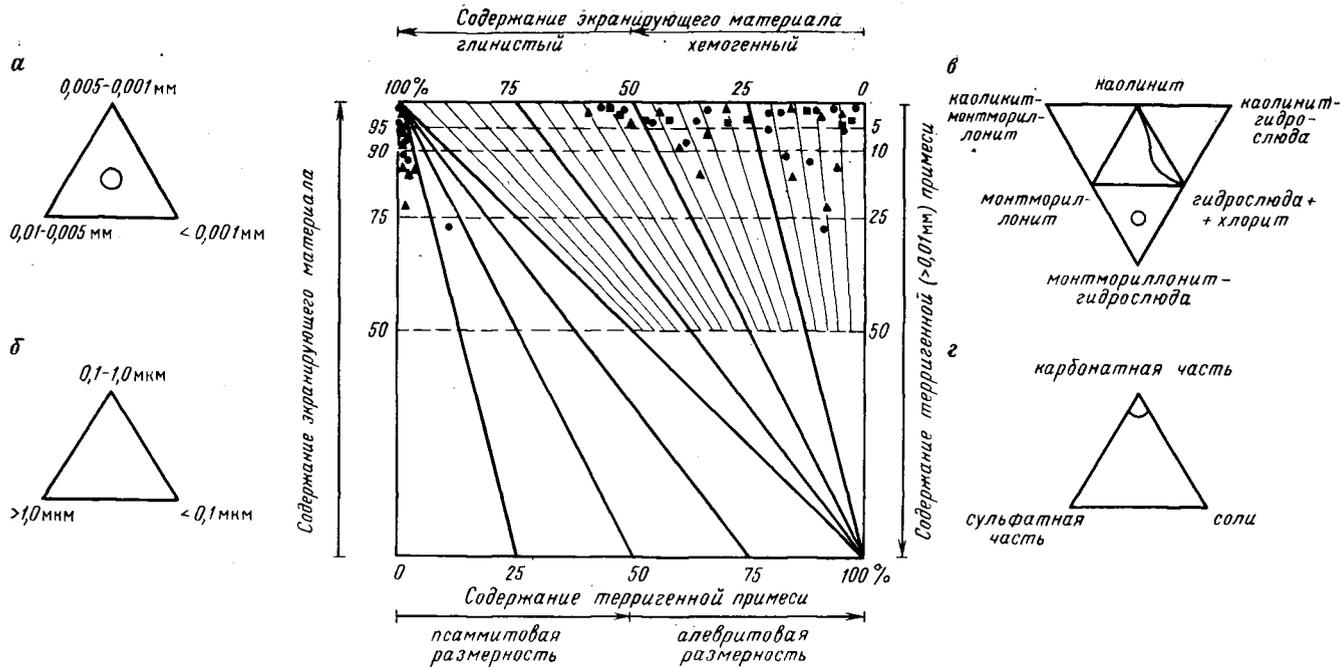


Рис. 56. Результаты исследования нижнепермских пород-флюидоупоров восточной части Прикаспийского бассейна
 а — гранулометрический состав глин; б — максимальный размер поровых каналов; в — состав глинистых минералов; г — состав хемогенного материала.

Остальные условные обозначения см. на рис. 39

Проведенные исследования позволили установить преобладание среди глинистых минералов хлорита и гидрослюд. Широко представлены смешаннослойные образования хлорит-монтмориллонитового и гидрослюдисто-монтмориллонитового состава. В некоторых образцах отмечается присутствие каолинита или образований, возможно вызванных структурными связями некоторых полиморфных модификаций хлорита с каолинитом (рис. 57).

Обращает на себя внимание низкая степень уплотнения глинистых пород в подсолевых отложениях Биикжальского района. Даже на больших глубинах (свыше 5200 м) наряду с аргиллитами встречаются глины, легкоразмокающие и обладающие высокой пористостью (полная пористость до 15,5 %). По внешнему облику они похожи на монтмориллониты — светло-серые, однородные, жирные на ощупь. Рентгеноструктурные исследования позволяют отнести их к смешаннослойным образованиям с высокой долей монтмориллонитового компонента. Очень слабо уплотнены и некоторые темно-серые глины. Для них характерно присутствие значительных количеств органического вещества. По составу они относятся к гидрослюдистым.

При изучении глин в разрезе Биикжальской скважины отмечены большое разнообразие глинистых минералов и сохранность монтмориллонитовых пакетов на значительных глубинах. Последнее объясняется наличием бассейновых АВПД в подсолевых отложениях [Кунин Н. Я. и др., 1978 г.].

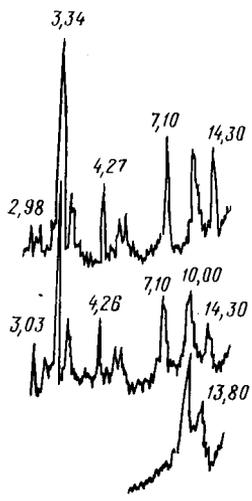
Верхнепермские и нижнетриасовые породы-флюидоупоры восточной части Прикаспийского бассейна (Западное Примугд-жарье) сложены аргиллитами и глинами, которые хорошо выдержаны по разрезу и имеют значительную мощность.

Глинистые и аргиллитовые ЭТ играют значительную роль в разрезе верхнепермских и нижнетриасовых отложений. На их долю приходится 40—60 % в отложениях уфимского яруса, 15—25 % — казанского яруса, 20—60 % — нижнетатарского подъяруса, 30—70 % — верхнетатарского подъяруса.

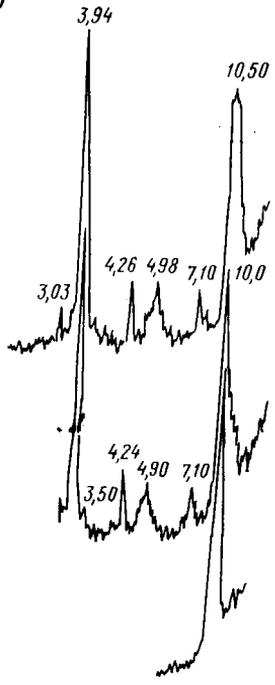
Значительно снижается роль глинистых ЭТ в нижнетриасовых отложениях. Так, например, они составляют 15—20 % от суммарной мощности ЭТ ветлужского яруса. Несколько повышается их доля (до 30—50 %) в баскунчакских отложениях. Подобное распределение аргиллитовых и глинистых ЭТ характерно для районов восточной части Прикаспийского бассейна. В западном направлении (в сторону центральных районов) роль аргиллитовых и глинистых ЭТ в разрезе возрастает.

Аргиллитовые ЭТ уфимского яруса тонкослоистые, сложены плотными известковистыми аргиллитами со значительным (до 10—15, иногда 20—25 %) количеством обломочных зерен алевритовой размерности. Обломочные зерна преимущественно кварцполевошпатового состава распределены по породе неравномерно, иногда образуют скопления и гнезда с размерами 2×3 см. В аргиллитовых ЭТ имеются прожилки и точечные скопления ангидрита. Это микроскопические чечевицеобразные выделения величиной

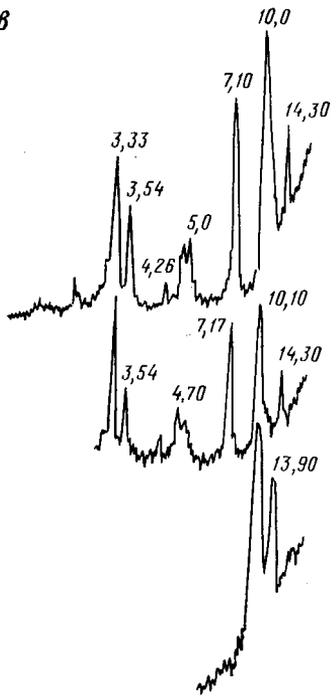
a



б



в



г

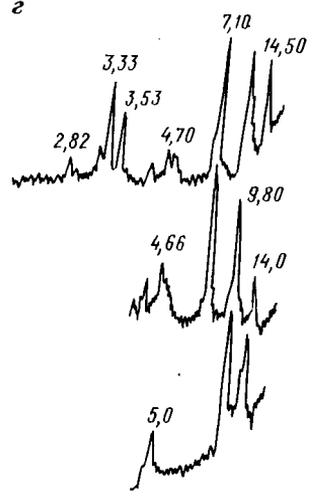


Рис. 57. Дифрактометрические кривые (фракция $<0,001\text{ м}$). Площадь Бинкжал, скв. 2-ст
 Интервалы в м: *a* — 4849,0—4856,5, *б* — 5187,0—5191,9, *в* — 5499,0—5504,0, *г* — 5499,0—5504,0

0,2—1,2 мм, которые иногда сливаются вместе, образуя участки размером до 2—3 см, сложенные удлинёнными и радиальнолучистыми кристаллами. Часто в аргиллитовых ЭТ отмечаются микропрослойки чешуек слюды. Обуглившиеся растительные остатки составляют до 6—8%. В значительном количестве содержится примесь карбонатных частиц, неравномерно распределённых по породе. Сложены аргиллиты уфимского яруса хлоритово-гидрослюдистыми глинистыми минералами.

Аргиллитовые ЭТ казанского яруса образованы плотными с раковистым изломом тонкослоистыми разностями аргиллитов, часто содержат примесь обломочного материала алевритовой размерности. Преобладают угловатые зерна кварц-полевошпатового состава. Распределены они по породе неравномерно, количество их иногда возрастает до 15—20%. Присутствие тонкодисперсных окислов железа придает аргиллитам коричневато-бурю окраску и затрудняет определение их оптических свойств. Аргиллиты в заметных количествах (25—30%) содержат карбонатный материал, который довольно равномерно распределён в основной массе. Встречены округлые новообразования, выполненные пелитоморфным кальцитом. Изредка заметны процессы раскристаллизации этих образований, которые обычно начинаются с их центральной части. При обогащении карбонатным материалом аргиллиты переходят в мергели. Часто в аргиллитовых ЭТ встречается ангидрит в виде скоплений различной формы и чечевицеобразных пластинок, которые в пределах отдельных горизонтов имеют близкие размеры. В целом они колеблются от 0,12 до 0,8—0,9 мм. Содержание включений и общее содержание ангидрита убывают вверх по разрезу. Сложены аргиллиты казанского яруса хлоритово-гидрослюдистыми глинистыми минералами с примесью каолинита.

Аргиллитовые ЭТ аргиллитово-песчанниковой толщи нижнетатарского подъяруса представлены плотными, иногда тонкослоистыми разностями аргиллитов. Они в обилии содержат тонкодисперсные окислы железа, распределённые по породе неравномерно, что обуславливает пятнистую их окраску. Обломочные зерна алевритовой, реже псаммитовой размерности составляют 30—35% породы. В некоторых разностях аргиллитовых ЭТ отмечены известковые журавчики, линзы и микропрослойки терригенных пород. Сложены аргиллиты хлоритово-гидрослюдистыми глинистыми минералами.

Аргиллитовые ЭТ песчаниково-аргиллитовой толщи нижнетатарского подъяруса образованы плотными с раковистым изломом известковистыми аргиллитами. Карбонатный материал распределён неравномерно. Оптические свойства глинистой массы определить не представляется возможным из-за большого количества окислов железа, окрашивающих глину в бурые и красно-бурые цвета. Содержание обломочных зерен обычно не превышает 10%. По данным термического, электронно-микроскопического и рентгеноструктурного анализов в состав аргиллитов входят хлоритово-гидрослюдистые глинистые минералы.

Аргиллитовые и глинистые ЭТ верхнетатарского подъяруса сложены кирпично-красными известковыми аргиллитами и глинами алевропелитовой структуры. Характерной особенностью аргиллитов и глин верхнетатарского подъяруса является постоянное присутствие в значительном количестве обломочных зерен алевритовой и реже псаммитовой размерности. Обломочные зерна угловатые, реже полуокатанные, представлены кварцем, калиевыми полевыми шпатами и обломками пород. Содержатся они в количестве 20—40 % и распределены в породе неравномерно. Карбонатный материал присутствует в виде кристалликов и хлопьев, содержание его составляет 15—20 %. Сложены аргиллиты и глины верхнетатарского подъяруса хлоритово-гидрослюдистыми глинистыми минералами с примесью каолинита. В верхних горизонтах подъяруса развит преимущественно монтмориллонит с примесью гидрослюда и хлорита.

Глинистые ЭТ кокжидинской свиты выделяются высоким (20—50 %) содержанием обломочного материала псаммитовой и алевритовой размерности. Структура глин алевропелитовая и псаммопелитовая. Пестроцветная окраска их обусловлена неравномерно распределенными по породе бурыми окислами железа. Глины кокжидинской свиты сложены монтмориллонитом, в виде примеси отмечаются гидрослюда и хлорит.

Глинистые ЭТ акжарской свиты обычно пестроцветные; часто среди глин светло-коричневых и коричнево-красных присутствуют прослой голубовато-зеленых и зеленовато-серых разностей. В глинах отмечены зеркала скольжения. Обычно глины акжарской свиты аргиллитоподобные, жирные на ощупь, изредка содержат гнезда и желваки карбонатного материала. Обломочный материал составляет до 15 % породы. Иногда в глинистых ЭТ отмечаются гнезда мелкозернистого песка и песчаника. Встречаются также мелкие прослой аргиллитов, обычно темно-серых, алевритистых, слюдястых, иногда слоистых, оскольчатых. Состоят глины акжарской свиты из монтмориллонита с примесью гидрослюда и хлорита.

Глинистые ЭТ кумсайской свиты баскунчакской серии сложены пестроокрашенными, серыми, зеленовато-серыми, реже красно-бурными разностями глин. Они жирные, иногда вязкие, часто слюдястые, с пятнами и разводами бурых окислов железа, как правило, плотные, аргиллитоподобные, с зеркалами скольжения. Они имеют алевропелитовую структуру. Обломочный материал преимущественно кварц-полевошпатового состава содержится в количестве до 10—15 %. При микроскопическом изучении отмечены углефицированные растительные остатки и сульфиды железа. Глины кумсайской свиты сложены монтмориллонитово-гидрослюдисто-хлоритовыми глинистыми минералами.

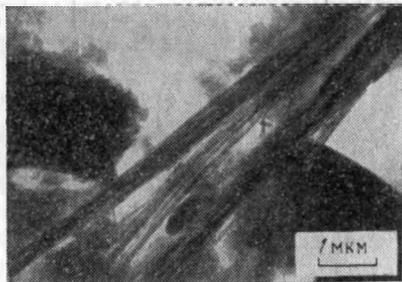
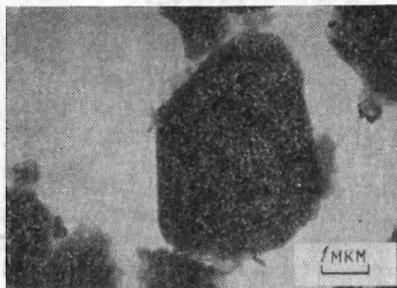
Глинистые ЭТ ташийской свиты представлены пестроцветными, кирпично-красными и зеленовато-серыми разностями. Они жирные на ощупь, плотные, аргиллитоподобные, с зеркалами скольжения, часто слюдястые, алевропелитовой структуры. В глине много



Рис. 58. Аллотигенная гидрослюда. Площадь Аралсор, скв. СГ-1, инт. 4954—4958 м; ветлужская серия; фракция <math><0,001\text{ мм}</math>

Рис. 59. Каолинит. Площадь Аралсор скв. СГ-1, инт. 3351—3354 м; баскунчакская серия; фракция <math><0,001\text{ мм}</math>

Рис. 60. Сепиолит. Площадь Аралсор, скв. СГ-1, инт. 3826—3830 м; ветлужская серия; фракция <math><0,001\text{ мм}</math>



алевритового и меньше псаммитового материала, встречаются углефицированные растительные остатки. Контакты между глинистыми и другими ЭТ обычно отчетливые. Сложены глины тасшійской свиты монтмориллонитово-гидрослюдисто-хлоритовыми минералами.

В верхнепермских и нижнетриасовых отложениях северной и центральной частей Прикаспийского бассейна отмечены хлоритово-гидрослюдистые глинистые минералы с примесью каолинита. В верхних горизонтах ветлужской серии (Аралсор, скв. СГ-1) отмечено присутствие сепиолита (рис. 58, 59, 60).

Таким образом, проведенные исследования позволили установить, что в описываемых отложениях преобладают полиминеральные образования (рис. 61). В верхнепермских породах восточной части Прикаспийской впадины развиты хлоритово-гидрослюдистые глинистые минералы; иногда отмечаются наличие смешаннослойных образований и присутствие каолинита. В верхних горизонтах верхнетатарских отложений и в ветлужских отложениях преобладает монтмориллонит с небольшой примесью гидрослюда и хлорита. В отложениях баскунчакской серии монтмориллонит, гидрослюда и хлорит присутствуют приблизительно в равных количествах.

По данным электронографического исследования установлены диоктаэдрические гидрослюды и триоктаэдрический хлорит. Преобладающим компонентом является диоктаэдрическая гидрослю-

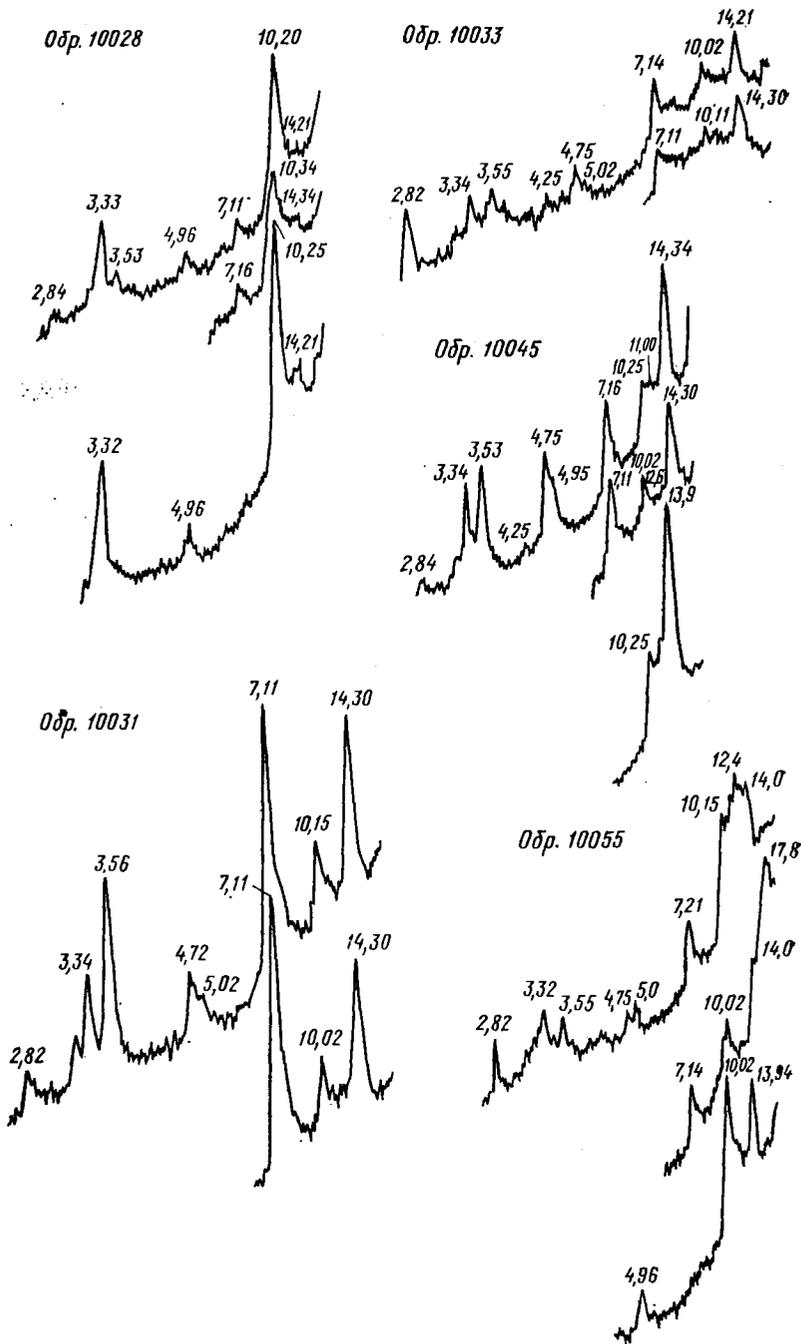


Рис. 61. Дифрактометрические кривые (фракция $<0,001$ мм)

Обр. 10028 — площадь Аралсор, скв. СГ-1, инт. 3351—3354 м, баскунчакская серия; обр. 10031 — площадь Аралсор, скв. СГ-1, инт. 3686,0—3686,6 м, баскунчакская серия; обр. 10055 — площадь Кенкиак, скв. 14-г, инт. 446—451 м, баскунчакская серия; обр. 10033 — площадь Аралсор, скв. СГ-1, инт. 4035—4038 м, ветлужская серия; обр. 10045 — площадь Чувашская, скв. 19-п, инт. 2381—2386 м, ветлужская серия

да с параметрами элементарной ячейки: $a=0,517$ нм, $b=0,902$ нм, $c=0,102$ нм, $\beta \approx 100^\circ$.

Выполненные исследования свидетельствуют о достаточно высоких экранирующих свойствах пород-флюидоупоров верхнепалеозойских и мезозойских отложений Прикаспийского осадочного бассейна.

В соответствии с проведенными системно-структурными построениями, имеющимися данными о коллекторских, экранирующих и нефтегазопродуцирующих свойствах изучаемых пород в разрезе осадочных отложений восточной части Прикаспийского бассейна выделены три НГК: верхнедевонско-каменноугольный, нижнепермский и верхнепермско-триасовый. Исследования И. Б. Дальяна (1978 г.) позволяют первые два НГК относить к сингенетично, а последний НГК — к эпигенетично нефтегазоносным комплексам.

§ 4. КОЛЛЕКТОРСКИЕ И ЭКРАНИРУЮЩИЕ СВОЙСТВА ПРИРОДНЫХ РЕЗЕРВУАРОВ ВИЛЮЙСКОГО БАСЕЙНА

Основные продуктивные горизонты газовых и газоконденсатных месторождений Вилюйского бассейна связаны с формациями верхней перми, триаса и юры, которые в пределах Хапчгайского мегавала представлены соответственно терригенно-угленосными, вулканогенно-терригенными и терригенными КТ.

Породы-коллекторы

В верхнепермских отложениях установлено три продуктивных горизонта, сложенных песчаниковыми и алевролитовыми ЭТ-коллекторами.

Песчаники и алевролиты представлены плохо отсортированными мезомиктовыми и полимиктовыми разностями. Обломочные зерна сложены кварцем, кварцитами, полевыми шпатами, обломками эффузивных пород и сланцев. При систематизации результатов изучения верхнепермских отложений Средневилюйской, Собоховской и Неджелинской площадей с помощью моноцентрического квадрата удалось установить некоторые закономерности изменения их состава по разрезу и по площади (рис. 62). Так, в пределах Средневилюйской площади выделяются две АТ различного строения. Нижняя АТ характеризуется развитием мезомиктовых песчаников, содержание кварца и кварцита в которых составляет 50—59, редко 63 %. На долю цемента приходится 5—30 % при содержании хемогенной составляющей 10—34 %. Вышележащая АТ содержит большое количество кварца (60—70 %) в обломочной части. Характерной особенностью ее является незначительное содержание цемента (2—6 %), часто при полном отсутствии хемогенной цементирующей массы. Эта особенность отмечается лишь для западных частей Вилюйского бассейна (Средневилюйская площадь). В центральных районах количество цементирующего материала возрастает до 10—30 %. В пределах Собоховской

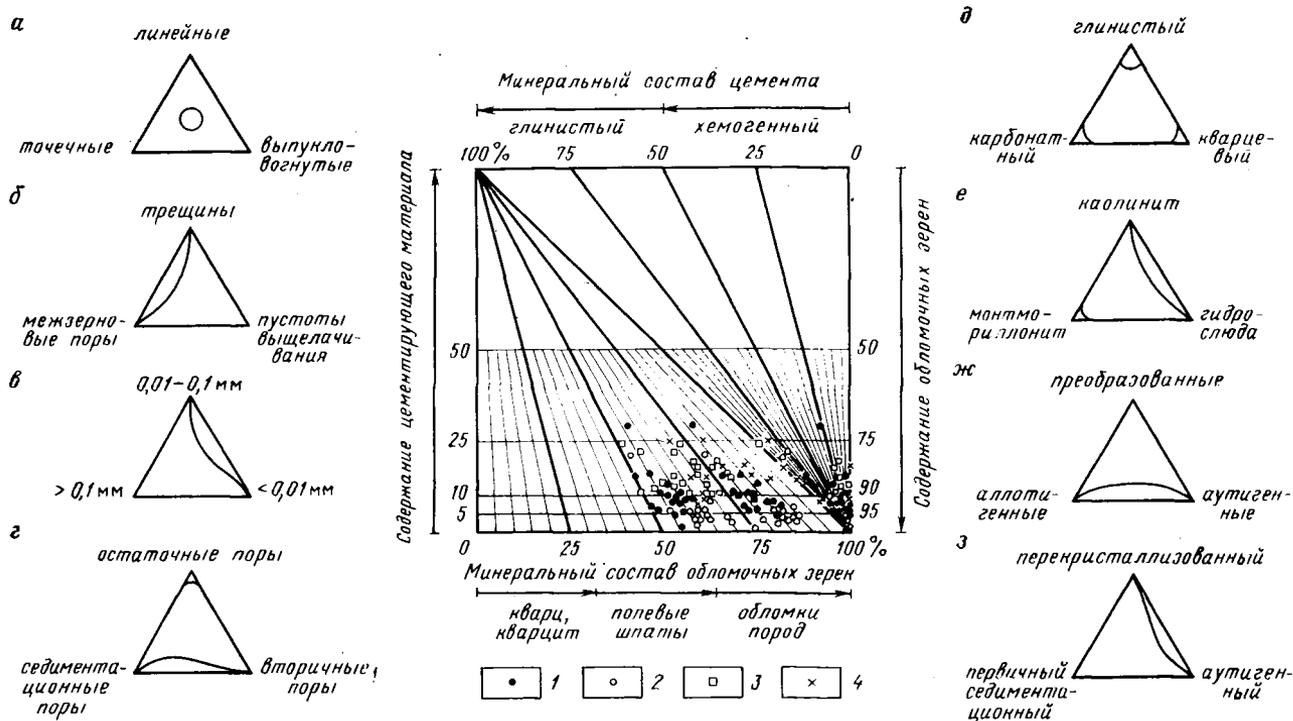


Рис. 62. Результаты исследования верхнепермских пород-коллекторов Вилюйского бассейна. Составили А. Н. Дмитриевский, Т. П. Сынгаевская

а — контакты между обломочными зернами; б — морфология пустотного пространства; в — размер пустотного пространства; г — генезис пустотного пространства; д — минеральный состав цемента; е — состав глинистых минералов; ж — генезис глинистых минералов; з — генезис хомогенного цемента.

Средневилюйское месторождение: 1 — нижняя часть разреза, 2 — верхняя часть разреза; 3 — Неджелнякское месторождение; 4 — Соболюхское месторождение.

Остальные условные обозначения см. на рис. 38

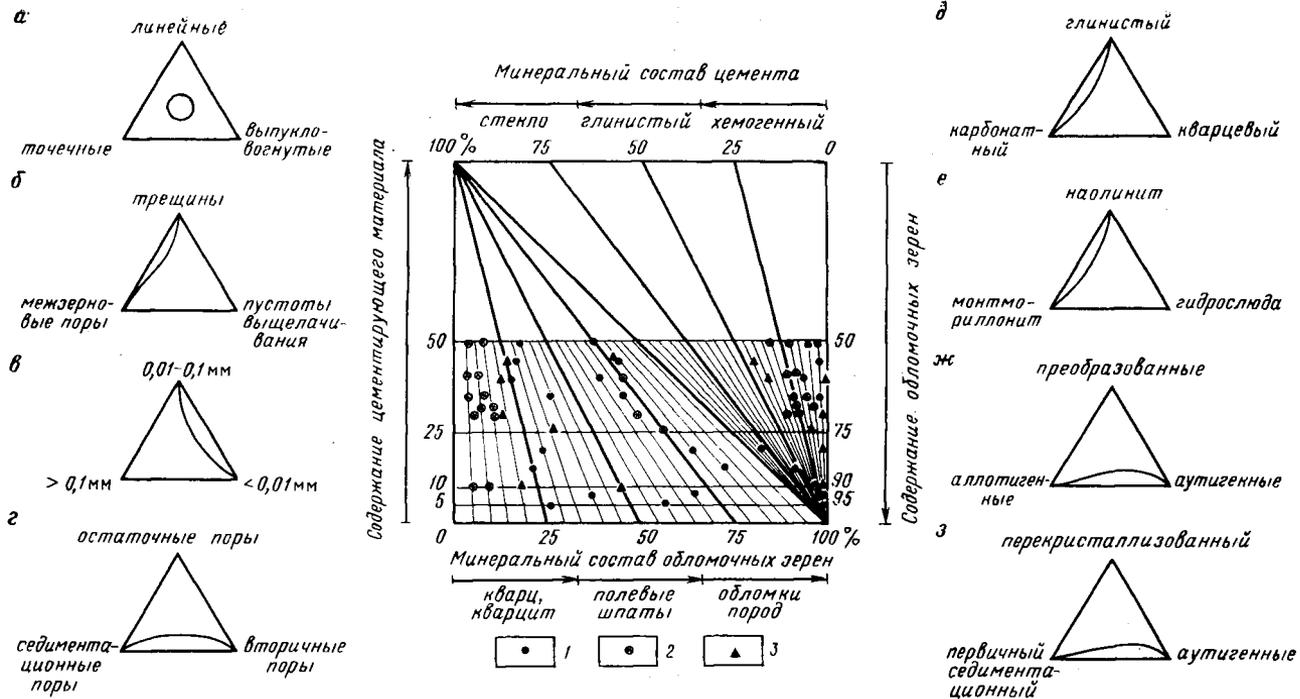


Рис. 63. Результаты исследования нижнетриасовых пород-коллекторов Вилюйского бассейна. Составили А. Н. Дмитриевский, Н. Н. Томилова
Толонская площадь: 1 — скв. 9, 2 — скв. 8; 3 — Неджелинская площадь.
Остальные условные обозначения см. на рис. 62 и 38

площади отмечаются более высокое (на 10—15 %) содержание кварца и меньшее количество обломков пород по сравнению с Неджелинской и Средневилюйской площадями. Цемент песчаников и алевролитов карбонатный, глинистый, реже карбонатно-глинистый преимущественно базального, порового и сгустково-порового типов. Глинистые минералы представлены каолинитом и гидрослюдой. В верхнепермских песчаниках и алевролитах достаточно часто отмечается регенерационный кварцевый цемент. Часто встречаются обломочные зерна с двойной регенерационной каемкой и корродированные зерна.

В нижнем триасе продуктивные горизонты сложены туфово-песчаниковыми (туфопесчаники) и алевролитово-песчаниковыми (граувакковые песчаники и алевролиты) ЭТ-коллекторами (рис. 63).

Туфопесчаники неджелинской свиты (рис. 64) представлены темно-серыми с зеленоватым или коричневатым оттенком мелкозернистыми плохо отсортированными разностями. Обломочная часть сложена полукатанными зернами кварца, полевых шпатов, обломками стекла, эффузивных и кремнистых пород. Вулканическое стекло в туфопесчаниках покрыто коркой глинистых минералов. Выделяются корки двух типов. Корка первого типа состоит из двух слоев: внутреннего и внешнего. Внутренний слой, непосредственно прилегающий к вулканическому стеклу, представлен глинистыми чешуйками, слившимися базальными плоскостями друг с другом и обволакивающими вулканическое стекло. Чешуйки имеют четкие, но неровные края. Размер их 2,5—3,6 мкм. Данные рентгеноструктурного анализа позволяют отнести эти минералы к смешаннослойным образованиям типа гидрослюда — монтмориллонит с большим содержанием разбухающей составляющей. Внешний слой корки вулканического стекла представлен глинистыми минералами, которые прикреплены к первому слою торцами. Он имеет ячеистое строение и сложен хлоритом. Глинистые чешуйки внешней части корки соизмеримы с частицами внутреннего слоя и представлены кристаллами с четкими краями. Глинистая корка второго типа сложена аутигенным хлоритом или каолинитом. Чешуйки глинистых минералов хорошо окристаллизованы. Размер кристаллов каолинита достигает 3 мкм, хлорита — 10 мкм. Между микроагрегатами хлорита растут хорошо ограненные кристаллы кальцита размером от 6 до 20 мкм. Кальцит выполняет пустоты между терригенными и эффузивными частицами и аутигенными минералами, что определяет сложную конфигурацию структуры порового пространства.

В туфопесчаниках можно выделить три типа пористости: внутрцементные поры, образованные каолинитом размером от 5 до 12 мкм; микропоры глинистой корки, покрывающей измененное вулканическое стекло, размером 0,5—1,5 мкм; собственно поровое пространство, размер которого достигает 150 мкм. Собственно поры соединяются друг с другом через микропоры глинистой корки и межблоковую пористость. Имеется значительное количество пор с размером до 100 мкм, которые только частично заполнены

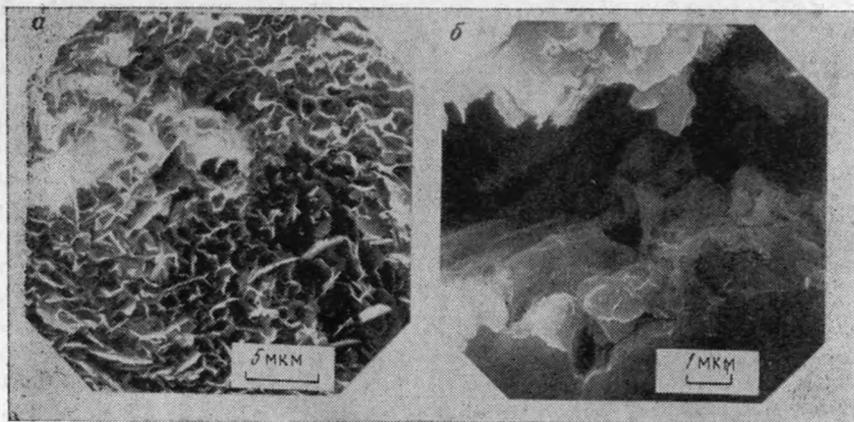


Рис. 64. Туфопесчаник. Средневилюйская площадь, скв. 32, инт. 2903,0—2911,0 м; неджелинская свита

a — хлоритовая «рубашка» образует внешний слой глинистой корки, покрывающей вулканическое стекло. *б* — смешаннослойные образования, формирующиеся по стенкам микротрещин

карбонатными и цеолитоподобными кристаллами и соединены между собой. Отдельные поры размером 120 мкм нацело выполнены аутигенным каолинитом. Кристаллы образуют блоки размером от 5 до 12 мкм, представляющие собой сростки каолинитовых кристаллов плохой агрегации, образованные при разрушении плагиоклаза. Толщина каолинитовых зерен достигает 1,5 мкм. Игольчатые выросты на кристаллах каолинита представлены галлузитом. Наблюдается процесс расщепления микроблоков на отдельные кристаллы. В породах встречаются микротрещины с раскрытостью до 10 мкм. В микротрещинах гидрослюда изменяется с образованием смешаннослойных минералов.

Минеральный состав цемента: смешаннослойные компоненты типа гидрослюда — монтмориллонит, Са-монтмориллонит, хлорит, кальцит. Преобладает пленочно-поровый тип цемента.

Алевролитово-песчаниковые и туфово-песчаниковые ЭТ-коллекторы встречены в неджелинской и таганджинской свитах. Представлены они полимиктовыми песчаниками и алевролитами (рис. 65). Сортировка обломочного материала средняя. Она несколько ухудшается в песчаниках с глинистым цементом. Среди неджелинских песчаников преобладают мелкозернистые, а среди таганджинских — среднезернистые разности. Обломочная часть сложена кварцем, полевыми шпатами, обломками пород. На долю обломков стекла и эффузивных пород приходится 20—30 %.

Зерна вулканического стекла полимиктовых песчаников неджелинской свиты полностью одеты в «рубашку» аутигенных минералов. Первый слой «рубашки» слагают чешуйки гидрослюда. Они обволакивают зерно, образуя микроагрегаты, соединенные по базальным плоскостям. Второй слой образует корка хлоритовых че-

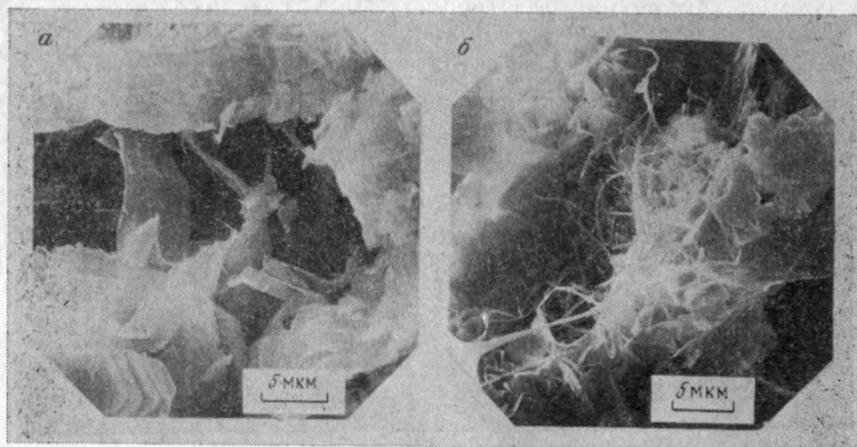


Рис. 65. Граувакковый песчанник. Площадь Неджелинская, скв. 22, инт. 3207,8—3211,2 м; таганджинская свита

a — поровое пространство; *б* — аутигенные минералы

шук микроблокового строения. Размер кристаллов хлорита 3—4 мкм, микроблоков — 3—6 мкм. Чешуйки к первой «рубашке» прикреплены торцевыми поверхностями. Толщина хлоритовой «рубашки» 5 мкм. Размер кристаллов гидрослюды до 3—4 мкм. «Соты» хлоритовой «рубашки» заполнены аморфным кремнеземом. Избыток кремнезема в порах иногда принимает сферическую форму (рис. 66). Отмечается процесс глинизации кремнезема с образованием каолинитовых кристаллов. Описаны также другие особенности преобразования вулканического материала, когда обломки стекла с поверхности покрыты чешуйками глины. Размеры чешуек 3—5 мкм; края их неровные, закрученные. Эти глинистые минералы слагают основную часть глинистого цемента. Они часто обволакивают разрушенные зерна полевых шпатов. Разрушение последних происходит по плоскостям спайности с одновременным образованием мелкочешуйчатых глинистых минералов.

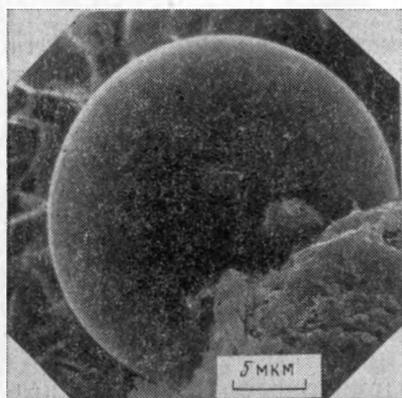


Рис. 66. Граувакковый песчанник. Кремнезем в поровом пространстве. Площадь Неджелинская, скв. 22, инт. 3207,8—3211,2 м; таганджинская свита

Структура порового пространства сложная. Можно выделить два вида пористости: внутрицементную пористость с размером пор 1—2 мкм, образованную глинистыми частицами; собственно

межзерновую пористость — 70—90 мкм. Поры редкие, иногда соединены между собой. В порых отмечаются кристаллы кальцита. В некоторых порых микроагрегаты кристаллов образуют блоковую пористость. Размер пор по диагонали около 10 мкм.

Помимо микроскопического описания для верхнепермских и триасовых отложений Халчагайского района выполнены петрофизические исследования. На рис. 67 представлены гистограммы распределения величин основных коллекторских параметров продуктивных горизонтов этих отложений. Рассматриваемые распределения построены по результатам более чем четырех тысяч анализов открытой пористости ($n=1341$ определение), абсолютной проницаемости (1230), остаточной водонасыщенности (365), глинистости (641) и карбонатности (902) пород. Коэффициент открытой пористости $k_{п.о}$ определялся методом Преображенского по насыщению модели пластовой водой, коэффициент абсолютной проницаемости $k_{пр}$ — стандартным методом по фильтрации газа с помощью установок УЧПК и ГК-5, коэффициент остаточной водонасыщенности $k_{в.о}$ — методом центрифугирования по стандартной методике (частота вращения ротора 3000 об/мин, время вращения

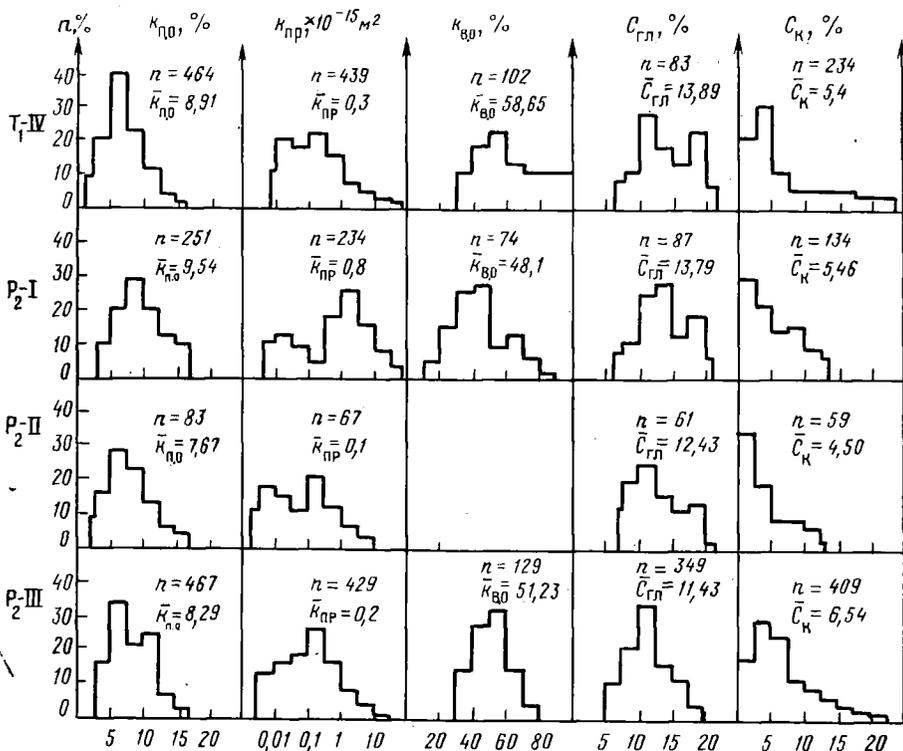


Рис. 67. Распределение основных коллекторских и литологических параметров продуктивных горизонтов Халчагайского мегавала. Составили А. Н. Дмитриевский, М. Д. Шварцман

30 мин). Глинистость $C_{гл}$ (содержание фракции менее 0,01 мм) устанавливалась с помощью гранулометрического анализа, карбонатность C_k оценивалась газовольюметрическим методом. Анализы выполнялись в специализированной геофизической экспедиции (А. А. Андреева, И. А. Краснюк) и партии подсчета запасов (А. В. Бубнов и др.) производственного объединения Ленанефтегазгеология, в лаборатории физики пласта треста Союзбургаз (руководитель лаборатории Ф. Н. Суханов) по нашим образцам, а также в комплексной лаборатории по проблемам нефтегазоносности Восточной Сибири и Якутской АССР МИНХ и ГП им. И. М. Губкина (определения Н. А. Скибицкой и Л. К. Танкаевой).

Таким образом, верхнепермские и триасовые отложения Хапчагайского мегавала характеризуются довольно близкими коллекторскими параметрами. В целом для рассматриваемого разреза характерна пористость пород, варьирующая от 2,2 до 19,5 % ($k_n = 7,9$ %), и проницаемость, изменяющаяся от менее 10^{-17} м^2 до $0,4-0,5 \text{ мкм}^2$ ($k_{пр} = 9 \cdot 10^{-17} \text{ м}^2$). Отложения достаточно глинистые — $\bar{C}_{гл} = 12,9$ % и малокарбонатные — $\bar{C}_k = 5,8$ %. Остаточная водонасыщенность в среднем составляет 44,6 %.

Терригенные ЭТ-коллекторы нижнеюрского возраста на территории Вилюйского бассейна широко распространены. Они представлены неравномерно чередующимися песчаниковыми и песчаниково-алевролитовыми ЭТ. Среди них встречаются прослои алевролитовых и аргиллитовых пород. В верхней части разреза изредка встречаются прослои гравелитово-конгломератовых ЭТ с подчиненными пропластками углей.

Нижнеюрские песчаниковые ЭТ-коллекторы представлены полимиктовыми и мезомиктовыми разностями (рис. 68). Содержание кварца изменяется от 40—55 % на западе изучаемой территории (Средневилюйская, Нижневилюйская, Неджелинская площади) до 55—70 % на востоке (Китчанская площадь). Полевые шпаты составляют 25—35 %, обломки пород 10—15 %. Кварц имеет равномерное и волнистое погасание. В зернах кварца встречаются многочисленные включения лейсточек биотита, зерен апатита, циркона, пузырьков газа. Для пород нижнеюрского возраста характерно большое количество аутигенного кварца. Отмечается увеличение его содержания до 5—6 % (в виде каемок регенерации и реже в виде поровых выделений) в районе Китчанской площади. В центральной части Вилюйского бассейна содержание аутигенного кварца падает до 1—1,5 %. Каемки регенерации нередко отшнурованы тончайшими пленками окислов железа или лейстами гидрослюд. Поровые выделения кварца представлены мелкими правильными кристалликами. Аутигенные полевые шпаты встречаются значительно реже. Практически явления регенерации зерен отмечаются только на Китчанской площади, единичные регенерированные зерна встречаются на Усть-Вилюйской площади, далее на запад подобные изменения отсутствуют. Почти повсеместно наблюдается пелитизация, реже хлоритизация полевых шпатов. В целом вторичные изменения в полевых шпатах, а также вы-

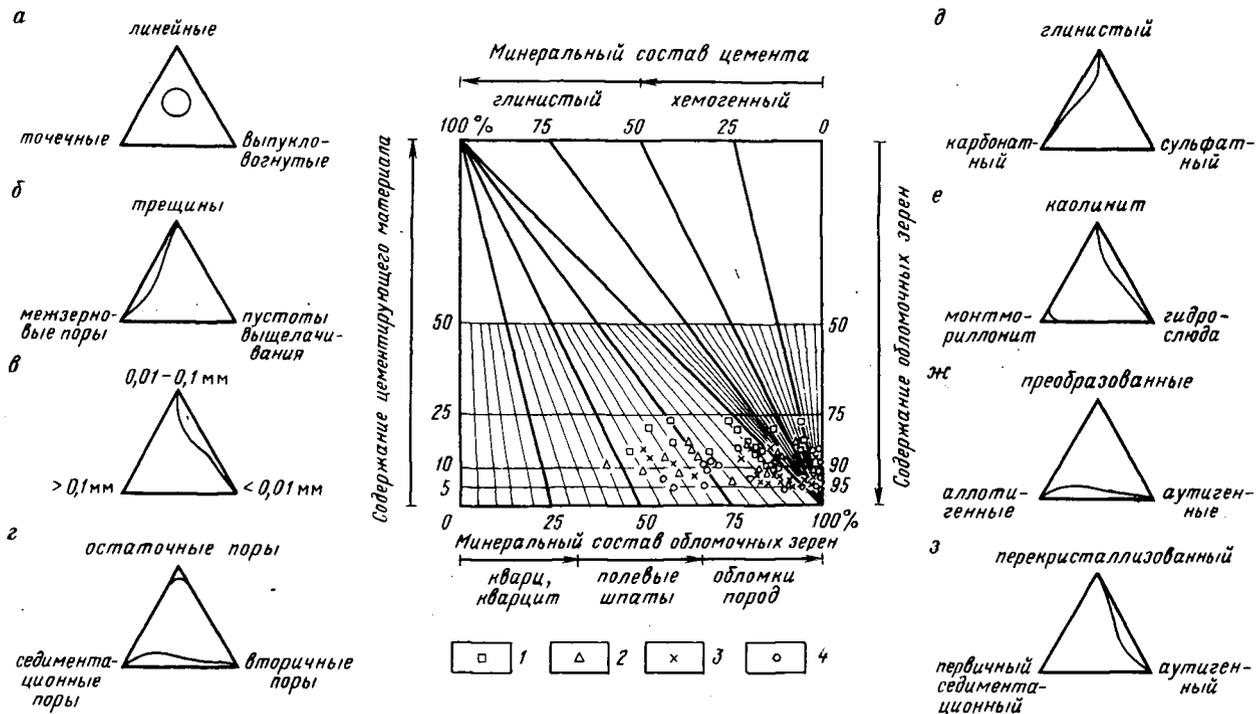


Рис. 68. Результаты исследования нижнеюрских пород-коллекторов Вилюйского бассейна. Составили А. Н. Дмитриевский, Т. П. Сынгаевская
 а — контакты между обломочными зернами; б — морфология пустотного пространства; в — размер пустотного пространства; г — генезис пустотного пространства; д — минеральный состав цемента; е — состав глинистых минералов; ж — генезис глинистых минералов; з — генезис хемогенного цемента. Площади: 1 — Средневилюйская; 2 — Неджелинская; 3 — Нижневилюйская; 4 — Китчанская

деления пирита, анатаза, лейкоксена, наблюдаемые повсеместно, незначительны и не оказывают существенного влияния на изменение объема порового пространства.

Установлен различный вещественный состав цемента восточных площадей (Китчанская, Нижневилюйская и Усть-Вилюйская) и площадей, расположенных в центральной и западной частях бассейна. Цемент песчаников и алевролитов нижнеюрского возраста преимущественно глинистый гидрослюдистого, реже каолинового, хлоритового и монтмориллонитового составов. Нередко в роли цемента выступают гидроокислы железа (участки центральной и западной частей Вилюйского бассейна — Неджелинская и Средневилюйская площади). Регенерационный кварцевый цемент и кальцитовый цемент базального типа описаны на востоке территории (Усть-Вилюйская и Китчанская площади). Содержание цемента также изменяется и составляет 12—23 % в западных районах (Средневилюйская площадь), 6—15 % — в центральных (Неджелинская и Нижневилюйская площади) и до 12 % — в восточных районах (Китчанская площадь).

Наибольший интерес представляют песчаниково-алевролитовые ЭТ-коллекторы, слагающие сравнительно пологие структуры в пределах центральной и западной частей Вилюйского бассейна. Породы здесь подвергались сравнительно незначительным катагенетическим изменениям. Слабоглинистые, бескарбонатные разновидности песчаников сохранили относительно высокие коллекторские свойства.

В северо-восточной части Вилюйского бассейна (на Бахынайской площади) полная пористость песчаников нижней юры колеблется в пределах 16,7—22,96 %, эффективная пористость составляет 8—9 %, газопроницаемость изменяется от 0,045 до 0,141 мкм². Песчаниковые породы-коллекторы относятся к III классу (по А. А. Ханину, 1969 г.).

Нижнеюрские породы-коллекторы западной части Вилюйского бассейна (Средневилюйская площадь) характеризуются более высокими коллекторскими свойствами: полная пористость 25,3—28,96 %, эффективная пористость 7—10 %, газопроницаемость 0,579—1,336 мкм². В центральной части Вилюйского бассейна породы сохраняют высокие коллекторские свойства: полная пористость изменяется от 21,6 до 26,7 %, эффективная пористость 6,4—8,8 %, газопроницаемость 0,53—1,469 мкм². В песчаниках и алевролитах западной части бассейна интенсивно развиты процессы катагенетического изменения, поэтому они отличаются более низкими значениями коллекторских параметров. В разрезах скважин, пробуренных на Усть-Вилюйской площади, пористость составляет 7—12 %, редко — 16,6 %, газопроницаемость 0,102—0,305 мкм². На Китчанской площади полная пористость равна 8—16 %, а газопроницаемость не превышает 0,025—0,051 мкм².

Песчаниковые ЭТ неравномерно распределены в разрезе среднеюрских отложений. Наибольший их объем в виде прослоев значительной мощности приходится на нижнюю и среднюю части раз-

реза. В верхней части они переслаиваются с алевролитовыми и аргиллитовыми ЭТ. По составу песчаники относятся к полимиктовым средне- и мелкозернистым. Цемент глинистый (гидрослюда, каолинит, хлорит), регенерационный кварцевый, кальцитовый и реже ангидритовый. Преобладают поровый и контактно-поровый типы цемента.

В восточной части бассейна (Китчанская площадь) преобладают песчаники с глинистым цементом. Коллекторские свойства этих песчаников очень плохие: эффективная пористость обычно не превышает 2—3 %, а проницаемость пород составляет 0,00002—0,00004 мкм². Западнее (Средневилюйская площадь) встречаются маломощные прослои ЭТ-коллекторов, сложенные слабоглинистыми хорошо отсортированными песчаниками. Эффективная пористость таких песчаников достигает 6—7 %, а проницаемость превышает 0,200—0,250 мкм² [Меннер В. В., 1965 г.].

Верхнеюрские ЭТ-коллекторы сложены олиго- и мезомиктовыми песчаниками мелко- и среднезернистыми, сцементированными глинистым, глинисто-слюдистым и карбонатным материалом. Преобладают поровый и контактный типы цемента. Глинистые минералы представлены в основном каолинитом. По данным В. В. Меннера (1965 г.) пористость песчаников составляет 14,68 % на Китчанской площади и 22—24 % на Неджелинской. Проницаемость песчаников увеличивается от 0,036 мкм² в восточных районах бассейна до 1,040—4,009 мкм² в центральной части Хапчагайского мегавала.

Породы-флюидоупоры

ЭТ-флюидоупоры пермо-триасовых ПР сложены туфами, туффитами, туфоаргиллитами и глинами. Мощность их 2,5—10 м.

Туфы представлены палагонитовыми и пизолитовыми разностями. Витрокластические туфы базальтов образованы обломками желто-бурого палагонита. Структура туфов псаммитовая или алевритовая. По данным РЭМ палагонитовые туфы слагаются обломками измененного базальтового стекла. Многие обломки оплавлены, размер их от 0,1 до 1 мм. Связующим материалом служат глинистое вещество, цеолиты и сидерит. Частицы вулканического стекла сильно изменены. Их поверхность покрыта аутигенным хлоритом, монтмориллонитом, смешаннослойными минералами типа монтмориллонит — хлорит со значительным содержанием разбухающей составляющей, кальцитом и цеолитами. Размер хлоритовых чешуек 2—3 мкм, монтмориллонита 20—30 мкм, кристаллов кальцита 40 мкм. Цеолиты иногда полностью заполняют поры и трещины. Они образуют призматические кристаллы. Обычно на их поверхности развиваются чешуйки монтмориллонита.

Пизолитовые туфы характеризуются наличием в пепловой массе стяжений — глобулей, также состоящих из пепла. Размер их колеблется от 0,05 до 0,25 мм. В отдельных глобулях намечаются элементы микролитовой структуры. В незначительных количест-

вах (до 5 %) присутствуют оплавленные обломки кварца и полевых шпатов, а также кальцит и слюда.

Для туффитов характерна литокластическая структура, пирокластический материал представлен литокластами основного состава — вулканическим стеклом и основной массой базальтоидов. Обломочный материал составляет 40—50 % объема породы. 60 % терригенного материала приходится на долю обломков основных эффузивов. В различных количествах содержатся обломки полевых шпатов, кремнистых пород. Обломки вулканического состава изменены, покрыты глинистой коркой. Чешуйки гидрослюдистых минералов, развитые по стеклу, полностью обволакивают их. Размер обломков колеблется от 1,0 до 1,5 мкм. Основная масса состоит из смешаннослойных образований типа гидрослюда — монтмориллонит, а также кальцита и хлоритовых чешуек. Размер кальцитовых зерен достигает 400 мкм, пластин с неровными закрученными краями (смешаннослойные образования) — 1,0—1,5 мкм, а хлоритовых пластин — 0,5—1,0 мкм.

Среди ЭТ-флюидоупоров верхней перми описаны также углистые аргиллиты. Они темно-серого и черного цвета с горизонтальной слоистостью вследствие обогащения микрослоек углистым детритом. Состав этих пород характеризуется следующей ассоциацией глинистых минералов: каолинит, гидрослюда, иногда хлорит, смешаннослойные (гидрослюда — бейделлит). В пелитовой фракции присутствуют также кварц и сидерит. В глинистых породах кровли верхнепермских отложений преобладает каолинит, вниз по разрезу возрастает содержание гидрослюда.

Туфоаргиллиты триасовых отложений сложены неясно- и тонкослоистыми пестроцветными, иногда алевритистыми разностями. Кластический материал составляет 15 %. Окраска пород темно-серая, зеленовато-серая и буровато-красная. Темно-серые породы обычно более плотные (типа аргиллитов и аргиллитоподобных глин). Среди красноцветных разностей развиты слабоуплотненные породы, быстро разбухающие в воде (туфопелиты). Реликтовый пепловый материал присутствует в виде обломков вулканического стекла. В туфоаргиллитах по данным рентгеноструктурного анализа установлены монтмориллонит и примесь смешаннослойной фазы X-M.

Породы-флюидоупоры верхнепермских и триасовых отложений характеризуются интенсивно развитыми процессами постседиментационных преобразований. Основной процесс изменения тонкообломочного пирокластического материала — глинизация. Минеральный состав глинистого вещества всех выделенных типов пород изучался с помощью рентгеноструктурного анализа и РЭМ. Полученные данные показывают, что во всех типах пород состав и набор глинистых минералов идентичны (рис. 69).

Результаты микроскопического исследования и данные рентгеноструктурного анализа подтверждают ранее сделанный вывод (В. Ю. Ивенсен, 1975 г.) о том, что глинистые минералы вулканогенных пород образуют два эволюционных ряда, начальными

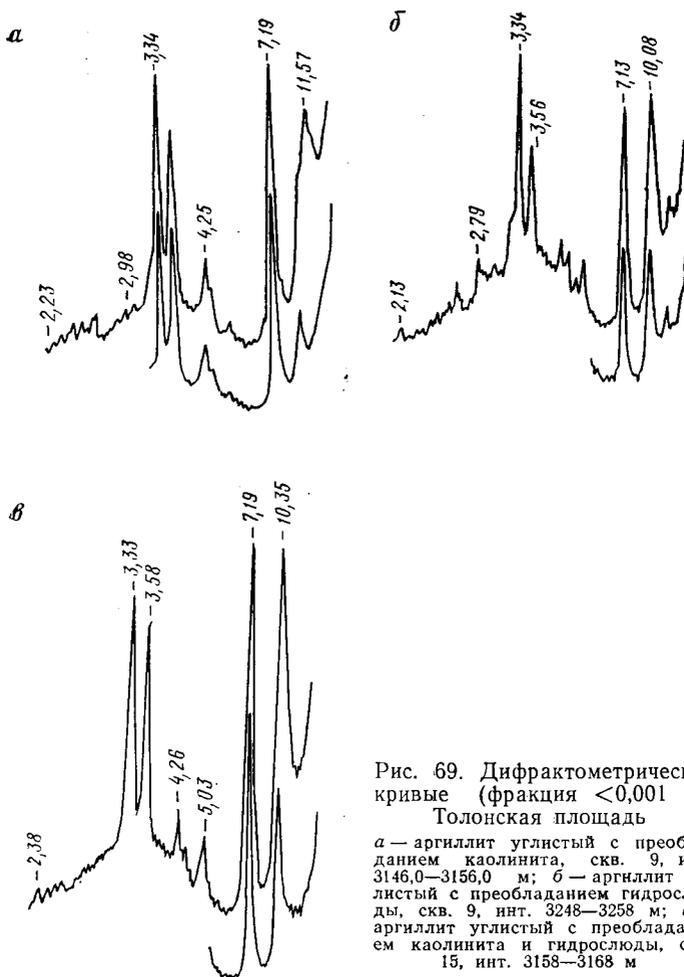


Рис. 69. Дифрактометрические кривые (фракция $<0,001$ м).

Толонская площадь

a — аргиллит углистый с преобладанием каолинита, скв. 9, инт. 3146,0—3156,0 м; *b* — аргиллит углистый с преобладанием гидрослюд, скв. 9, инт. 3248—3258 м; *v* — аргиллит углистый с преобладанием каолинита и гидрослюд, скв. 13, инт. 3153—3163 м

представителями которых являются минералы монтмориллонитовой группы. Первый ряд начинается с монтмориллонита, включает промежуточные образования и заканчивается гидрослюдой. Все представители этого ряда относятся к диоктаэдрическим минералам (аллохтонным). Второй ряд начинается с монтмориллонита (сапонита), а также включает промежуточные образования и заканчивается хлоритом. Минералы второго ряда триоктаэдрические и появились, по-видимому, в результате постседиментационного преобразования вулканического материала основного состава. В дальнейшем при частичном сохранении этих минералов появляются смешаннослойные образования типов монтмориллонит — хлорит и монтмориллонит — гидрослюда и такие минералы, как

разбухающий вермикулит и разбухающий хлорит. На этапе позднего катагенеза разбухающие минералы исчезают и формируется устойчивая гидрослюдисто-хлоритовая ассоциация. Интенсивность постседиментационных преобразований глинистых минералов в тонкообломочных вулканогенных осадках меньше, чем в мелко- и среднеобломочных.

Монтмориллонитизированные горизонты пелитовых пелловых (пизолитовых) туфов отмечены в подошве неджелинской свиты и в кровле горизонта вулканогенных образований, синхронных покровным эффузивам. В вулканогенных породах пелитовой размерности преобладание разбухающих минералов сохраняется на глубине более 4 км.

ЭТ-флюидоупоры юрских отложений представлены темно-серыми аргиллитами, плотными, однородными, тонко- и горизонтально-слоистыми, с включениями и присыпками углистого материала и микролинзочками углей. Основная масса сложена тонкодисперсным, спутанно-волокнистым материалом. Отмечается примесь обломочных зерен алевритовой размерности, представленных угловатыми зернами кварца и полевых шпатов. Глинистые минералы сложены в основном каолинитом, гидрослюдой, монтмориллонитом и смешаннослойными образованиями.

Проведенные исследования позволили установить, что экранирующие свойства пород-флюидоупоров пермских и мезозойских отложений Вилуйского осадочного бассейна в значительной мере зависят от суммарной мощности ЭТ-флюидоупоров, их минерального состава и степени расслоенности покрывки, т. е. от числа и мощности прослоев проницаемых пород. Подробнее этот вопрос будет рассмотрен при описании НГК.

ГЛАВА ЧЕТВЕРТАЯ

СИСТЕМНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ

На завершающем этапе системного литолого-генетического анализа необходимо сконцентрировать внимание на обобщении результатов исследований с целью прогнозирования нефтегазоносности осадочных бассейнов.

Проведенные системно-литологические исследования позволяют обоснованно подойти к решению вопросов нефтегазогеологического районирования, методики геолого-геофизического изучения осадочных бассейнов и выбора оптимальных направлений нефтегазопромысловых работ.

§ 1. СИСТЕМНО-ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ КОЛЛЕКТОРСКИХ И ЭКРАНИРУЮЩИХ СВОЙСТВ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРОЕНИЯ ПРИРОДНЫХ РЕЗЕРВУАРОВ

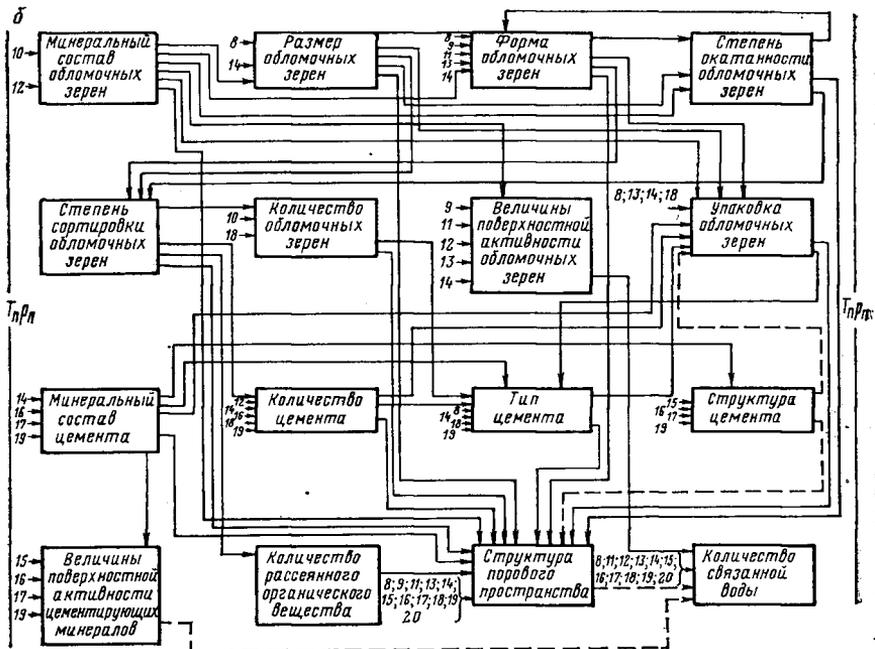
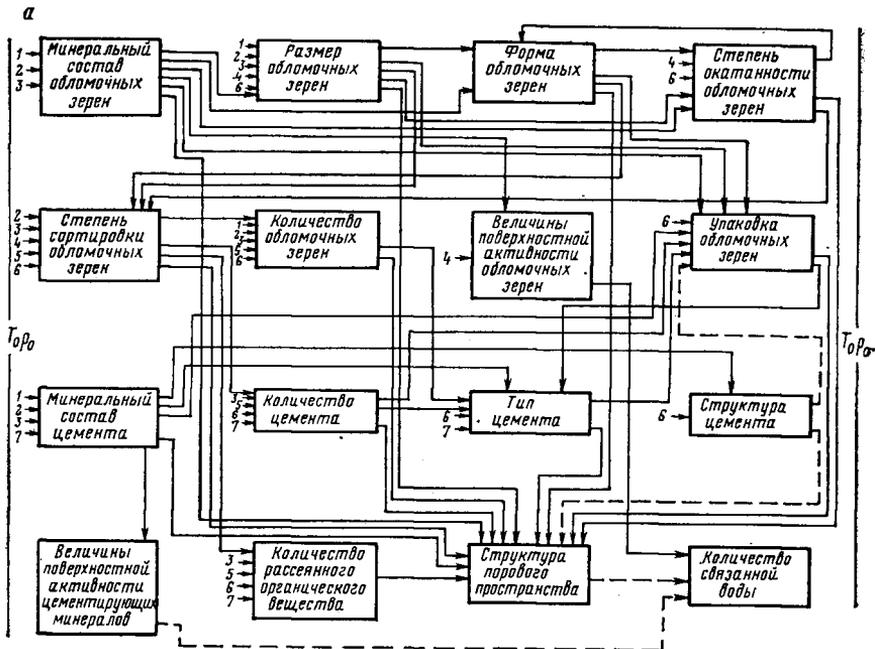
Вопросам прогнозирования нефтегазоносности недр, разработке и совершенствованию методов прогнозирования посвящены труды А. А. Бакирова, М. Д. Белонина, В. П. Бухарцева, Н. И. Буялова, Р. И. Быкова, Н. Б. Вассоевича, И. В. Высоцкого, М. Ф. Двали, Н. А. Еременко, М. А. Жданова, Е. В. Захарова, М. К. Калинин, А. Э. Конторовича, Н. М. Кудряшова, В. С. Лазарева, С. П. Максимова, М. С. Моделевского, В. Д. Наливкина, М. С. Напольского, С. Г. Неручева, И. И. Нестерова, Г. П. Ованесова, Л. А. Польстер, К. Ф. Родионовой, Г. П. Сверчкова, А. А. Трофимука, А. И. Холина, В. И. Шпильмана и других ученых.

При изложении основных положений седиментационной трансляции, проведении типизации осадочных бассейнов и выполнении классификационных построений была показана возможность применения этих разработок для прогнозирования коллекторских и экранирующих свойств ПР. Эффективность прогнозирования значительно повышается при использовании системно-функционального анализа. При системно-функциональном анализе осадочные тела рассматриваются как динамические системы. Любая геологическая система проходит определенный эволюционный путь развития. Это исторически развивающийся процесс, протекающий в пространстве и во времени. Зная значения переменных компонентов динамической системы в данный момент, можно установить или, во всяком случае, прогнозировать вероятность распределения значений этих переменных в любой последующий или любой предшествовавший моменты времени. Чаще всего геология имеет дело с динамическими стохастическими системами. Многообразие свойств геологической системы, ее сложность для адекватного познания обычно требуют построения множества различных моделей, каждая из которых описывает свой аспект системы.

Разработана схема сопряжения элементов системы «обломочный коллектор» (рис. 70), которая является моделью взаимосвязей и взаимовлияния элементов и представляется в виде стационарных операторов, удобных для программирования [Дмитриевский А. Н., 1980 г.].

Состояние системы «обломочный коллектор» определяется в основном структурой порового пространства. Разработанная схема учитывает как влияние на структуру порового пространства седиментационных параметров и факторов (рис. 70, а), так и изменение ее в результате действия различных постседиментационных процессов (рис. 70, б).

При недостаточном количестве фактического материала построения можно проводить, моделируя систему «обломочный коллектор» и ее состояние, т. е. структуру порового пространства, в поверхностных условиях (T_0, p_0). Подобные построения открывают широкие перспективы для прогнозирования коллекторских свойств



обломочных пород по седиментационным параметрам. Разработанная модель рассматривается как только что сформировавшаяся динамическая система, которая отражает внешнюю среду, взаимодействует с ней и с течением времени при постседиментационных преобразованиях проходит через различные состояния, при этом изменяются ее параметры, т. е. изменяется структура порового пространства. Моделирование на ЭВМ позволяет прогнозировать состояние изучаемой системы на определенных этапах ее развития. Проверить правильность построений, выполнить их корректировку можно, изучая образцы горных пород с глубин, уже пройденных бурением.

Для оценки прогнозных запасов нефти и газа необходимо учитывать общий объем коллекторских толщ природных резервуаров. Исследуя отношение суммарной мощности пород-коллекторов к общей мощности изучаемого комплекса пород, так называемый коэффициент полезной емкости, Н. П. Голенкова, М. С. Моделевский и Л. А. Польштер (1978 г.) пришли к выводу, что основным фактором, определяющим величину этого коэффициента в различных нефтегазоносных бассейнах, является литологическая характеристика осадочных толщ. Значительно меньшее влияние на величину этого коэффициента оказывают тектоническая принадлежность бассейна и возраст слагающих его пород. В целом для различных осадочных бассейнов значения коэффициентов полезной емкости изменяются в относительно небольшом диапазоне — от 0,17 до 0,25, в среднем составляя 0,20.

Степень достоверности построений значительно возрастает, если прогнозную оценку проводить не для всего бассейна в целом, а для отдельных его частей — структурно-формационных этажей, НГК или ПР. С этой целью разработана структурно-литологическая методика изучения строения ПР нефти и газа [Дмитриевский А. Н., 1980 г.]. Для построений используется моноцентрический квадрат (рис. 71), по нижней горизонтальной стороне которого откладываются в виде векторов процентные содержания различных по качеству пород-коллекторов (или при решении других задач — различные литологические типы пород-коллекторов). По верхней горизонтальной стороне откладываются процентные со-

Рис. 70. Схема сопряжения элементов системы «обломочный коллектор»

a — влияние на структуру порового пространства седиментационных параметров; *b* — изменение структуры порового пространства в результате постседиментационных процессов. 1 — состав материнских пород; 2 — рельеф; 3 — климат; 4 — расстояние, способ, среда транспортировки; 5 — соотношение скоростей поступления обломочного материала и прогибания области осадконакопления; 6 — гидродинамическая активность бассейна осадконакопления; 7 — геохимическая обстановка бассейна осадконакопления; 8 — степень уплотнения; 9 — деформация обломочных зерен; 10 — внутрислойное растворение обломочных зерен; 11 — коррозия обломочных зерен; 12 — замещение обломочных зерен; 13 — частичное растворение обломочных зерен под давлением; 14 — регенерация обломочных зерен; 15 — перекристаллизация цемента; 16 — доломитизация; 17 — сульфатизация; 18 — выщелачивание; 19 — аутигенное минералообразование; 20 — трещинообразование; давление и температура: T_0 , P_0 — нормальные, T_r , P_r — на глубине

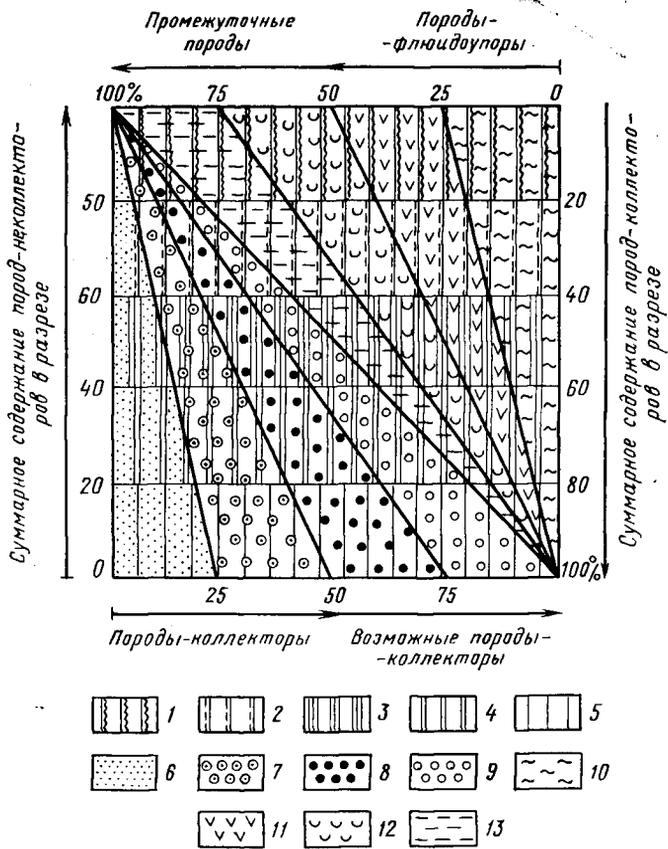


Рис. 71. Схема подразделения моноцентрического квадрата на поля, отражающие различные коллекторские и экраняющие свойства ПР

Суммарное содержание пород-коллекторов в разрезе (в %): 1—0—20, 2—20—40, 3—40—60, 4—60—80, 5—80—100; содержание пород-коллекторов (в %): 6—0—25, 7—25—50, 8—50—75, 9—75—100; содержание пород флюидоупоров (в %): 10—0—25, 11—25—50, 12—50—75, 13—75—100

держания различных по качеству пород-флюидоупоров, промежуточных пород (при решении иных задач — различные литологические типы пород-флюидоупоров). На вертикальных сторонах квадрата изображаются: на одной — общее процентное содержание пород-коллекторов, а на другой — общее процентное содержание пород-флюидоупоров в изучаемом ПР. Подобные построения позволяют детально охарактеризовать ПР и установить соотношение в нем проницаемых и слабопроницаемых пород, соотношения и содержания различных по качеству пород-коллекторов и пород-флюидоупоров, графически представить эти соотношения с помощью моноцентрического квадрата и построить схематические карты распространения типов ПР.

Прикаспийский осадочный бассейн

Для восточной части Прикаспийской впадины построены схематические карты, показывающие распространение ПР различных типов [Дмитриевский А. Н., Коротков Н. И., Пименов Ю. Г., 1980 г.]. По данным промыслово-геофизических исследований А. Н. Африкяном и Н. И. Маринкиной (Прикаспийская экспедиция МИНХ и ГП им. И. М. Губкина) в разрезе каменноугольных и пермских отложений выделены качественно различные группы нефтенасыщенных, водонасыщенных и возможных пород-коллекторов, а также пород-коллекторов, тонко переслаивающихся со слабопроницаемыми породами. Остальные породы подразделены на породы-флюидоупоры и промежуточные, т. е. породы, которые по свойствам нельзя отнести ни к коллекторам, ни к покрышкам [Филиппов Б. В., 1963 г.].

Разрез среднекаменноугольных отложений восточной части Прикаспийского осадочного бассейна представлен в основном карбонатными породами — известняками и доломитами, среди которых залегают прослои маломощных терригенных пород. В пределах рассматриваемой территории разрез каменноугольных отложений вскрыт частично, поэтому установить закономерности изменения суммарной мощности коллекторов этих отложений не представляется возможным. Породы-коллекторы достаточно хорошего качества отмечаются (рис. 72) в пределах юго-восточной и южной частей Енбекского выступа фундамента (площади Арансай, Кенкияк, Мортук), северо-восточной и юго-восточной частей Жаркамысского выступа (площади Алибекмола, Восточный Тортколь). В центральных частях выступов распространены резервуары удовлетворительного качества. Коллекторская часть составляет 36—70 % общего объема ПР. Породы-коллекторы рассматриваемого района характеризуются открытой пористостью 3,5—12,5 %, проницаемостью $(37—6750) \cdot 10^{-13} \text{ м}^2$.

Отложения верхнего карбона представлены разрезами двух типов: первый распространен в пределах большей части изученной территории, второй установлен на крайних восточных площадях (рис. 73). Разрез первого типа представлен переслаивающимися карбонатными (известняки, доломиты) и терригенными (алевролиты и аргиллиты) породами мощностью не более 100 м. Разрез второго типа в основном образован карбонатными породами мощностью от 380 до 450 м. ПР довольно хорошего качества установлены в пределах северо-восточной и юго-восточной частей Жаркамысского поднятия, где суммарная мощность коллекторов достигает 40—74 м, средняя величина открытой пористости 7—8 %, а проницаемость 0,001 мкм². На долю коллекторской части приходится 5—10 %, а на отдельных площадях до 40 % объема ПР.

На схеме распространения пород-коллекторов сакмарского яруса (рис. 74) выделяются два района: первый приурочен к южной части Жаркамысского свода, второй — к центральным и западным его участкам. Для этих районов отмечается различие в

Рис. 72. Схема распространения ПР различных типов в среднекаменноугольных отложениях восточной части Прикаспийского бассейна. Составили А. Н. Дмитриевский, Н. И. Коротков, Ю. Г. Пименов

1 — границы зон ПР различных типов; 2 — изопахиты пород-коллекторов в м; 3 — скважины, вскрывшие подсолевые отложения. Остальные условные обозначения см. на рис. 71

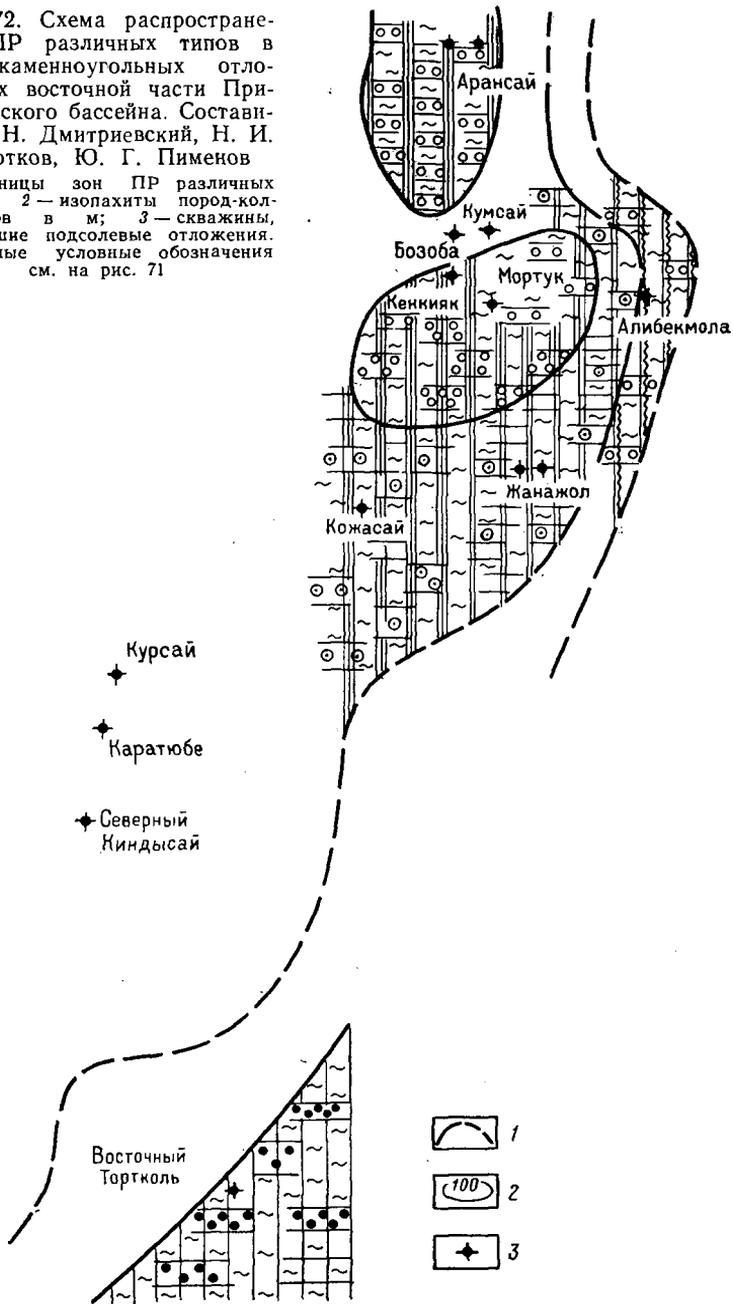
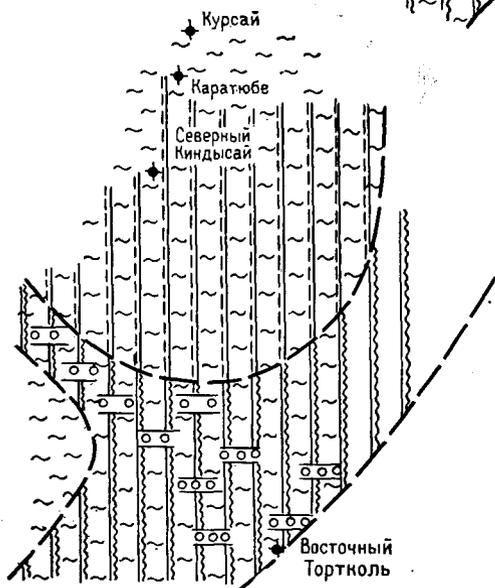
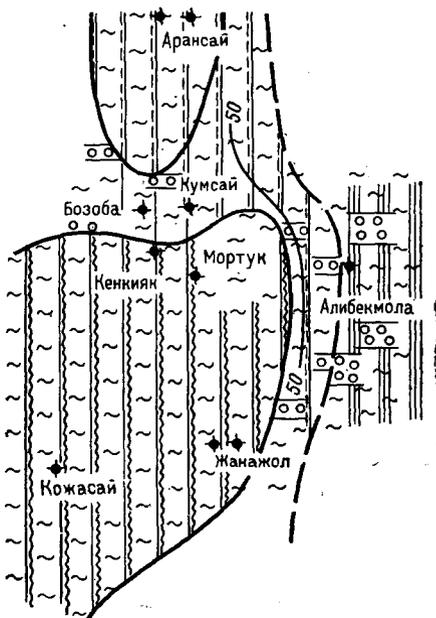


Рис. 73. Схема распространения ПР различных типов в верхнекаменноугольных отложениях восточной части Прикаспийского бассейна. Составили А. Н. Дмитриевский, Н. И. Коротков, Ю. Г. Пименов
Условные обозначения см. на рис. 71, 72



распределении суммарных мощностей пород-коллекторов. Так, они постепенно уменьшаются от Кенкиякской площади (237 м) к Жанажольской (15 м). В пределах центральной части Жаркамысского свода значительных изменений мощности коллекторов не установлено. ПР Жаркамысского свода характеризуются высокими коллекторскими параметрами (проницаемость в отдельных случаях превышает 1 мкм^2). Коллекторская часть составляет 15—75 % объема ПР.

Для южных и юго-восточных районов Енбекского выступа характерны меньшие колебания содержания пород-коллекторов: на их долю приходится 48—58 %. Проницаемость пород-коллекторов часто составляет $0,3—0,5 \text{ мкм}^2$.

В артинское время распределение пород-коллекторов, а в соответствии с этим и типов ПР в общем совпадает с распределением их в сакмарское время (рис. 75). В южной части Енбекского

выступа суммарная мощность пород-коллекторов изменяется от 75 до 146 м. Средняя величина открытой пористости пород-коллекторов достигает 10,3 %, проницаемости — $25 \times 10^{-16} \text{ м}^2$. В районе Жаркамысского выступа выделяются три зоны, характеризующиеся различными типами ПР. Наилучшие резервуары приурочены к сводовой части выступа. По мере удаления от нее качество их ухудшается. Наибольшее содержание коллекторов в разрезе артинских отложений приурочено к склонам выступа, где оно достигает 61 %, а суммарная мощность составля-



Рис. 74. Схема распространения ПР различных типов в сакмарских отложениях восточной части Прикаспийского бассейна. Составили А. Н. Дмитриевский, Н. И. Коротков, Ю. Г. Пименов

Условные обозначения см. на рис. 71, 72

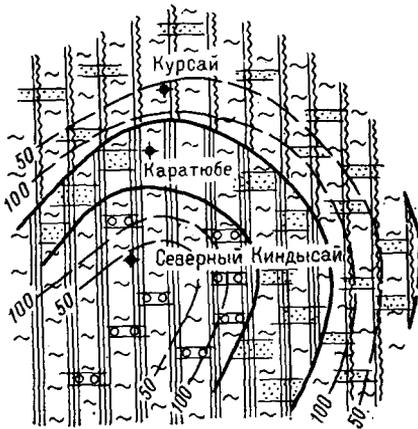
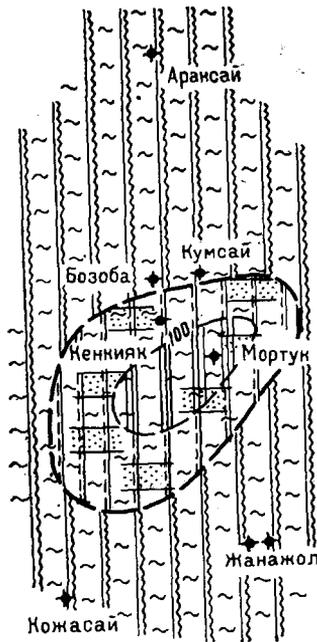
ет 235 м (площадь Каратюбе). В пределах сводовой части Жаркамысского выступа содержание коллекторов в разрезе не превышает 5 %, суммарная мощность их составляет 17 м. Пористость пород-коллекторов достигает 9,9 %, проницаемость не превышает $9 \times 10^{-16} \text{ м}^2$.

Проведенные исследования позволяют сделать вывод о достаточно широком распространении в средне-верхнекаменноугольных и нижнепермских отложениях ПР, обладающих высокими емкостными и проводящими свойствами.

Построение аналогичных карт для верхнепермских природных резервуаров оказалось затруднительным из-за отсутствия необходимого фактического материала. Нижнетриасовые ПР изучены значительно лучше, они характеризуются меньшей мощностью по сравнению с нижележащими и хорошо прослеживаются по площади, что позволяет более детально охарактеризовать строение ПР.

Рис. 75. Схема распространения ПР различных типов в артинских отложениях восточной части Прикаспийского бассейна. Составили А. Н. Дмитриевский, Н. И. Коротков, Ю. Г. Пименов
Условные обозначения см. на рис.

71, 72 .



Для пяти свит нижнего триаса по несколько измененной методике Р. И. Быкова (1965 г.) построены схематические карты распространения различных типов резервуаров в восточной части Прикаспийского осадочного бассейна. С этой целью в нижнетриасовых отложениях выделено шесть типов суммарных ПР, различающихся соотношением (структурой) и мощностью элементарных резервуаров.

I тип суммарного ПР характеризуется сравнительно крупным (10—15 м) и равномерным чередованием проницаемых песчаных ЭТ-коллекторов и непроницаемых глинистых ЭТ-флюидоупоров, образующих элементарные ПР.

II тип ПР представлен тонко чередующимися (1—2 м, иногда 3—4 м) проницаемыми песчаниками (ЭТ-коллекторы) и непроницаемыми глинистыми породами (ЭТ-флюидоупоры).

III тип ПР сложен преимущественно песчаниками (ЭТ-коллекторы), которые образуют сравнительно мощные (10—20 м) про-

ничаемые пласты, при подчиненном значении непроницаемых глинистых прослоев (ЭТ-флюидоупоры) мощностью 3—5 м.

IV тип ПР характеризуется преобладанием в строении ПР ЭТ-флюидоупоров, образующих пласты мощностью 10—15 м, между которыми расположены маломощные пласты проницаемого песчаника (3—5 м).

V тип ПР представлен неравномерно чередующимися ЭТ-коллекторами и ЭТ-флюидоупорами при преобладании первых.

VI тип ПР также сложен неравномерно чередующимися ЭТ-коллекторами и ЭТ-флюидоупорами, но преобладают в разрезе последние.

Следует отметить, что выделение в разрезе проницаемых и слабопроницаемых пород производилось по данным промыслово-геофизических исследований с привлечением лабораторных определений проницаемости. По данным промыслово-геофизических исследований породы-коллекторы и породы-флюидоупоры достаточно четко выделяются в изучаемом районе.

Для характеристики распределения проницаемых и слабопроницаемых прослоев в ПР предлагается ввести коэффициент проводимости природного резервуара $k_{\text{провод}}$, который представляет собой отношение суммарной мощности хорошо проницаемых пород-коллекторов к общей мощности ПР. Этот коэффициент заимствован из французской геологической литературы. Его целесообразно использовать при исследовании ПР небольшой мощности и их достаточно хорошей промыслово-геофизической изученности. Коэффициент полезной емкости, предложенный Н. П. Голенковой и др. (1978 г.), следует употреблять при исследовании осадочных бассейнов в целом или слабоизученных НГК.

Построенные карты изменения $k_{\text{провод}}$ ПР позволяют проследить изменение состава и строения ПР по разрезу и площади, количественно оценить «проводимость» суммарного природного резервуара и определить мощность глинистой покрышки; установить наиболее оптимальное соотношение ЭТ-коллекторов и ЭТ-флюидоупоров в ПР, а также выделить наиболее перспективные в отношении нефтегазоносности отложения и площади.

В целом для соркульской свиты характерны высокие значения $k_{\text{провод}}$, равные 0,40—0,63, и преимущественное распространение ПР II и V типов (рис. 76). На карте четко выделяются участки с повышенными значениями $k_{\text{провод}}$ (0,52—0,63), охватывающие Акжар-Тасшийскую группу структур. В пределах площадей Кенкияк, Бозоба, Итассай и др. отмечаются достаточно высокие значения $k_{\text{провод}}$ (0,41—0,47). Минимальные для соркульской свиты значения $k_{\text{провод}}$ (0,18) установлены на Кокжидинской площади. В соответствии с величиной $k_{\text{провод}}$ в пределах южной группы куполов преимущественно развиты ПР V типа, в пределах северной группы — II, в районе Кокжидинской площади — VI типа. На всех этих площадях установлена достаточно большая суммарная мощность глинистых прослоев (>25 м). На площадях Талдышоки, Шенгельши и Сарксымола развиты ПР V типа, на площади Итас-

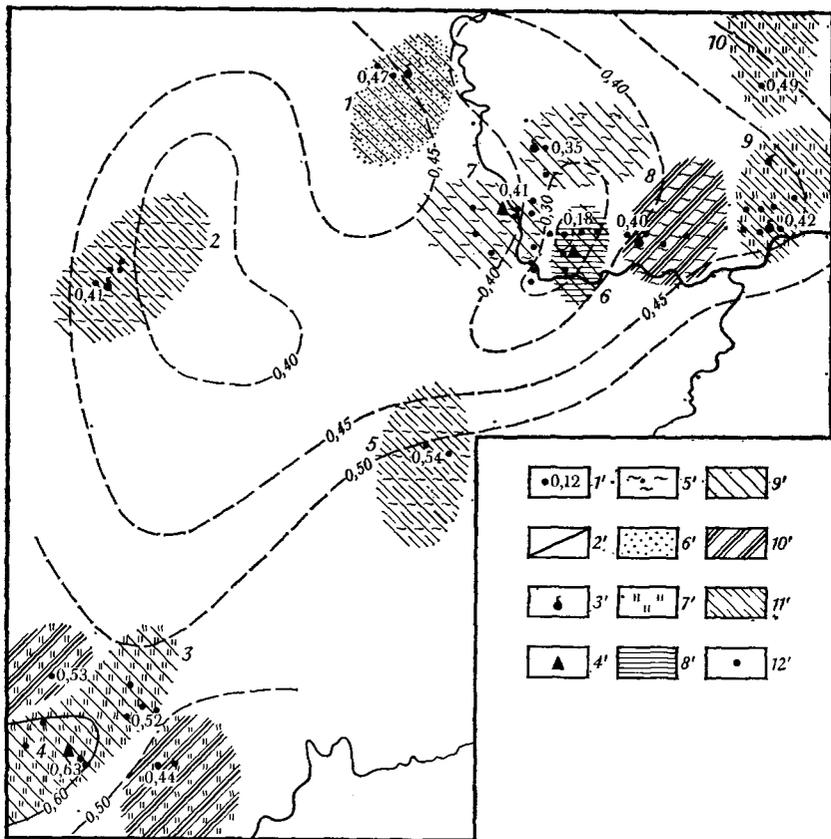


Рис. 76. Схематическая карта состава и структуры ПР соркульской свиты
 1' — значения $k_{\text{провод}}$ ПР в скважинах; 2' — линии равных $k_{\text{провод}}$; 3' — нефтегазопро-
 вления; 4' — нефтяные залежи; типы природных резервуаров: 5' — II, 6' — III, 7' — V,
 8' — VI; суммарная мощность глинистых прослоев (в м): 9' — >25, 10' — 25—12, 11' — 12—5,
 12' — скважины. Структуры: 1 — Бозоба; 2 — Итассай; 3 — Тасши; 4 — Акжар; 5 — Саркы-
 мола; 6 — Кокжиде; 7 — Кенкияк; 8 — Мортук; 9 — Шенгельши; 10 — Талдышоки

сай — II, а на площади Бозоба — III типа. На этих площадях в разрезе преобладают песчаники, и лишь на площади Итассай содержания песчаников (ЭТ-коллекторы) и глин (ЭТ-флюидоупоры) приблизительно равны. Суммарная мощность глинистых прослоев здесь также имеет близкие значения: все они попадают в группу со значением 5—12 м.

В отложениях кокжидинской свиты преимущественно распространены ПР IV типа (рис. 77). Как отмечалось выше, в цементе песчаников кокжидинской свиты присутствует глинистый материал монтмориллонитового состава, который делает эти песчаники практически непроницаемыми. Поэтому $k_{\text{провод}}$ здесь чрезвычайно низкий (0,08—0,16). Несколько больше значения для Акжар-Тасшийской группы (0,12—0,16) и для площадей Талдышоки и Шенгельши (0,15).

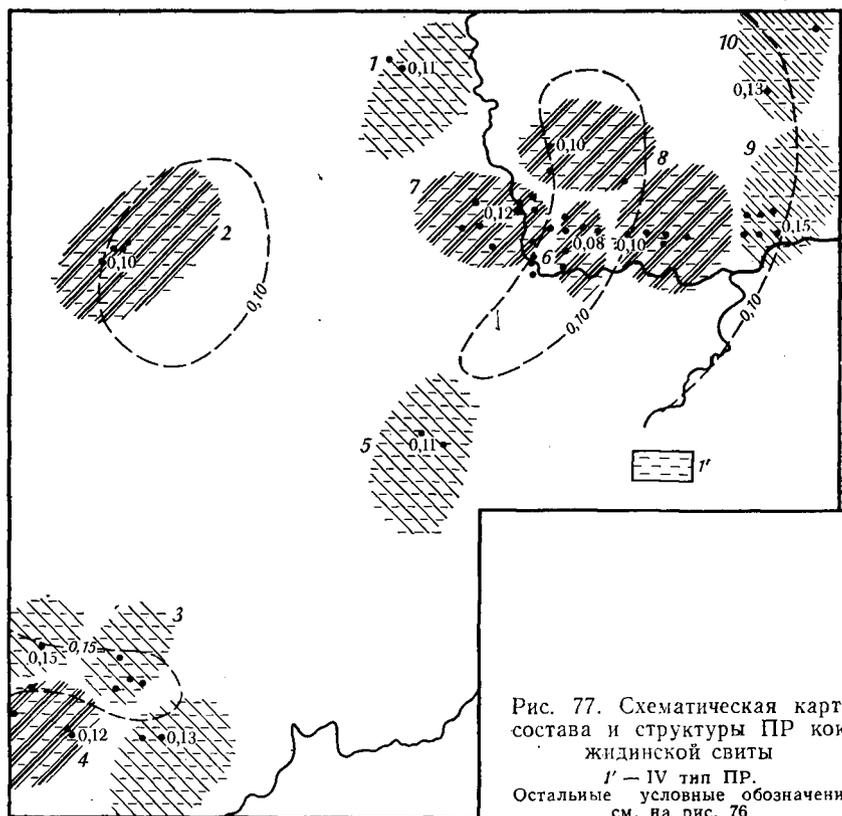


Рис. 77. Схематическая карта состава и структуры ПР кожжидинской свиты
 1' — IV тип ПР.
 Остальные условные обозначения см. на рис. 76

ЭТ-флюидоупоры имеют неодинаковую суммарную мощность на разных площадях. Так, площади Муюнкум, Блактыкуль, Тасши и Бозоба попадают в группу с суммарной мощностью глинистых прослоев более 25 м. Суммарная мощность ЭТ-флюидоупоров на площадях Кенкияк, Кумсай, Кокжиде, Мортук, Итассай и Акжар составляет 12—25 м, на площадях Шенгельши и Талдышоки — всего 5—12 м. На куполе Сарксымола отмечена минимальная мощность глинистых прослоев — 3 м.

Для отложений акжарской свиты характерны самые разнообразные значения $k_{\text{провод}}$ ПР — от 0,25 до 0,62 (рис. 78). Столь же разнообразны и типы ПР.

В Акжар-Тасшийской группе куполов развиты ПР I типа (площади Акжар, Блактыкуль) и V типа (площадь Тасши). На площадях Блактыкуль и Тасши отмечены высокие значения $k_{\text{провод}}$ — соответственно 0,48 и 0,51. Его величина резко уменьшается до 0,25 на куполе Акжар. На всех этих площадях встречается достаточно большая суммарная мощность ЭТ-флюидоупоров, равная 27—34 м.

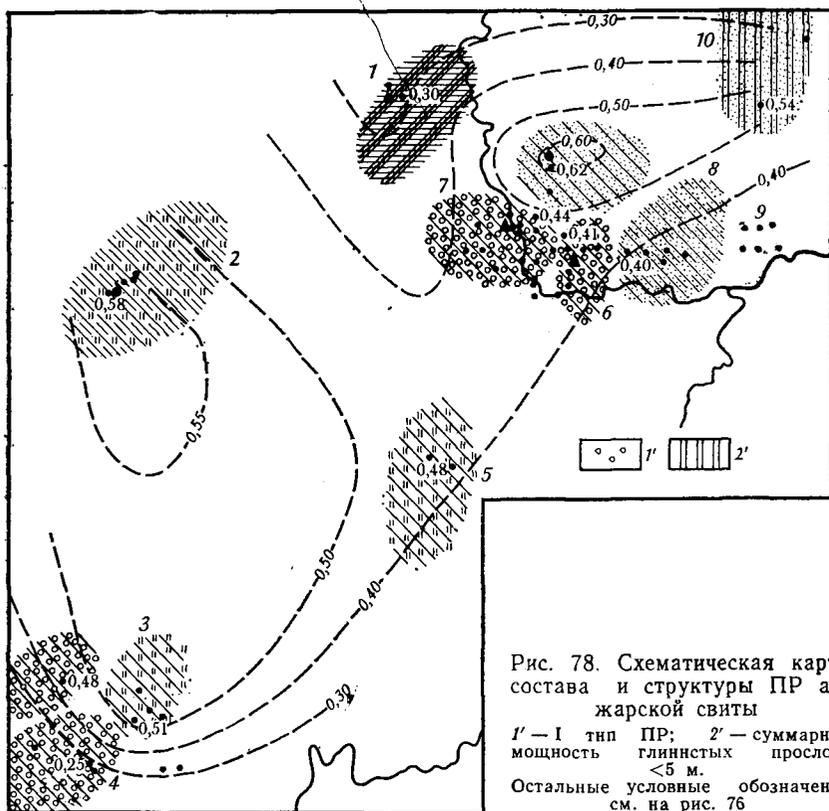


Рис. 78. Схематическая карта состава и структуры ПР акжарской свиты

1' — I тип ПР; 2' — суммарная мощность глинистых прослоев < 5 м.

Остальные условные обозначения см. на рис. 76

Кенкияк-Мортукская группа площадей характеризуется большими значениями $k_{\text{провод}}$ ПР — 0,40—0,62. На площадях Кенкияк и Кокжиде развиты ПР I типа, на площадях Кумсай и Мортук — III типа. Суммарная мощность ЭТ-флюидоупоров на площадях Кенкияк, Кокжиде и Кумсай достаточно большая и попадает в группу со значениями более 25 м. На куполе Мортук общая мощность глинистых прослоев равна 10 м.

Высокие значения $k_{\text{провод}}$ отмечаются на площадях Талдышоки (0,54) и Итассай (0,61). Развиты здесь ПР соответственно III и V типов, характеризующиеся преобладанием в разрезе песчаных проницаемых пород. Общая мощность ЭТ-флюидоупоров на Итассе 6 м, а на площади Талдышоки 1,5 м.

На куполах Бозоба и Сарксымола $k_{\text{провод}}$ имеют близкие значения и равны соответственно 0,30 и 0,35. На первом из них встречен ПР VI типа, на втором — I типа. Суммарная мощность глинистых прослоев на площади Бозоба равна 20 м, а на площади Сарксымола она не превышает 3,5 м.

Отложения кумсайской свиты характеризуются также разнообразными, но значительно меньшими, чем отложения нижележащей акжарской свиты, значениями $k_{\text{провод}}$ ПР. Величина его колеблется

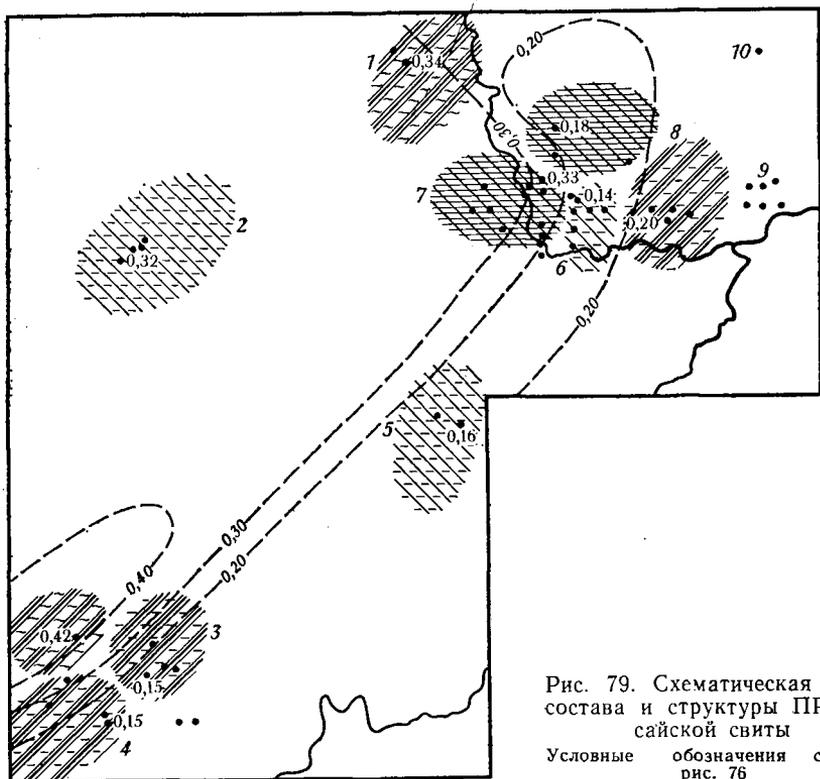


Рис. 79. Схематическая карта состава и структуры ПР кумсайской свиты
Условные обозначения см. на рис. 76

в пределах 0,14—0,42, и в целом отмечается ее увеличение в западном направлении (рис. 79). Так, если на крайних восточных площадях его значения равны 0,14—0,20, то в западном направлении они увеличиваются до 0,38—0,42.

В пределах Акжар-Тасшийской группы куполов на крайней западной Блактыкульской площади отмечаются наиболее высокие значения $k_{\text{провод}}$, равные 0,42. Восточнее, на площадях Акжар и Тасши, эти значения резко снижаются и составляют 0,15. Низкие значения $k_{\text{провод}}$ через площадь Сарксымола распространяются на восточные площади Кенкияк-Мортуковской группы. На площадях Мортук, Кокжиде и Кумсай его величина соответственно составляет 0,20, 0,14 и 0,18. На площади Кенкияк значения этого коэффициента возрастают до 0,33, а на площади Бозоба — до 0,34.

В отложениях кумсайской свиты преимущественное развитие получают глинистые породы. Соответственно этому преобладают ПР IV и VI типов. ПР IV типа отмечены на площадях Акжар, Тасши, Сарксымола, Мортук, Кокжиде; VI типа — на площадях Кенкияк и Кумсай. И лишь на двух, расположенных западнее площадях Блактыкуль и Бозоба развиты ПР II типа.

В группу суммарной мощности глинистых прослоев более 25 м попадают площади Кенкияк, Кумсай, Кокжиде и Сарксымола.

Общая мощность ЭТ-флюидоупоров от 12 до 25 м отмечается на площадях Бозоба, Мортук, Блактыкуль, Акжар, Тасши.

Отложения тасшийской свиты известны лишь на крайних западных площадях (Блактыкуль, Акжар, Тасши и Итассай), где они имеют значительную мощность.

Для отложений тасшийской свиты отмечаются высокие значения $k_{\text{провод}}$ ПР — 0,30—0,54. Закономерности их распределения на столь ограниченной площади установить не удалось. В целом можно говорить об увеличении $k_{\text{провод}}$ в юго-западном направлении. На площади Тасши его величина равна 0,30, несколько большие значения отмечаются для площадей Блактыкуль и Акжар — соответственно 0,44 и 0,54.

В отложениях тасшийской свиты преимущественно распространены ПР V типа, которые отмечены на площадях Блактыкуль и Акжар. На площади Тасши установлены ПР I типа.

Максимальная суммарная мощность глинистых прослоев встречена на площадях Блактыкуль и Тасши, которые попадают в группу со значениями их мощности более 25 м. На площади Акжар суммарная мощность ЭТ-флюидоупоров равна 17 м.

Выявленные закономерности строения и распространения ПР в разрезе нижнетриасовых отложений во многом совпадают с данными изучения литологического состава песков и песчаников. Высокие значения $k_{\text{провод}}$ отмечены для отложений соркульской, акжарской и тасшийской свит, т. е. для свит, в которых установлены песчаники с карбонатным цементом контактного, пленочного и реже порового и базального типов. В отложениях тасшийской свиты обнаружены песчаники с глинисто-карбонатным цементом: содержание глинистого материала в цементе песчаников, как правило, не превышает 10 %. Песчаники кокжидинской и кумсайской свит сцементированы глинисто-карбонатным и карбонатно-глинистым цементом контактного, пленочного, порового и базального типов. Содержание глинистого материала в цементе песчаников возрастает до 20—25 %, а присутствие монтмориллонита значительно снижает фильтрующие свойства этих песчаников.

На основании установленных закономерностей состава и строения ПР можно сделать выводы о перспективах нефтегазоносности нижнетриасовых отложений восточной части Прикаспийской впадины.

В соркульских отложениях на площадях Кенкияк, Кокжиде и Акжар установлены нефтеносные горизонты. На площадях Шенгельши, Мортук, Кумсай, Бозоба, Итассай отмечены нефтепроявления (см. рис. 76).

В Акжар-Тасшийской группе куполов нефтеносный горизонт приурочен к Акжарской площади, где отмечен наибольшей $k_{\text{провод}}$ ПР, равный 0,63. Здесь же установлена мощная толща глинистых пород, образующих надежную крышку. На остальных площадях этой группы нефтегазопроявления пока не обнаружены, что скорее всего связано со слабой изученностью этих площадей. Возможно также, что на площади Муюнкум залежи нефти и газа были раз-

рушены в более позднее время (в своде Муюнкумского межкупольного поднятия размыты часть ветлужских отложений и полностью баскунчакские отложения).

В Кенкияк-Мортуковской группе два промышленно нефтеносных горизонта приурочены к Кенкиякскому куполу, выделяющемуся самым высоким $k_{\text{провод}}$ (0,41). На площади Кокжиде установлен один нефтеносный горизонт, однако малая емкость пород-коллекторов ($k_{\text{провод}}=0,18$) не позволяет ожидать здесь значительных скоплений нефти и газа.

Подобное распределение нефтеносных горизонтов делает соркульские отложения перспективными в зоне развития максимальных мощностей ветлужской серии (рис. 80). Помимо площадей Кенкияк, Кокжиде и Акжар, нефтеносность которых установлена, в эту зону попадают площади Луговская, Башенкуль, Овражная, Коздысай, Иелеймесаймак, Сарксымола, Муюнкум, Тасши, Блатькуль. Особое внимание следует обратить на площади Луговская, Башенкуль и Овражная, которые мало изучены бурением, характеризуются достаточно высокими значениями $k_{\text{провод}}$, благоприятными структурными условиями и достаточной мощностью отложений соркульской свиты (50—60 м).

Небольшая мощность отложений соркульской свиты (20—30 м) не позволяет надеяться на открытие промышленных залежей нефти на площадях Талдышоки, Шенгельши, Сарксымола, Иелеймесаймак.

Значительно большие перспективы должны связываться со структурами, расположенными западнее линии Кенкияк—Тасши—Акжар. Изучение особенностей, состава и строения ПР на площадях Итассай и Бозоба, находящихся в краевой части этой зоны, позволяет положительно оценивать перспективы нефтегазоносности соркульских отложений, а общее увеличение мощности ветлужских отложений в западном направлении делает перспективность этих отложений еще более реальной.

Нефтяные залежи в отложениях акжарской свиты обнаружены лишь в северной части зоны развития максимальных мощностей отложений ветлужской серии на площадях Кенкияк и Кокжиде (см. рис. 80).

В Кенкияк-Мортуковской группе куполов по характеру распределения проницаемых пород к более благоприятным вместилищам нефти относятся отложения акжарской свиты, развитые на площадях Кумсай и Мортук. Здесь отмечены высокие значения $k_{\text{провод}}$ и развиты наиболее емкие ПР III типа. Однако общая мощность глинистых прослоев на площадях Кенкияк и Кокжиде равна соответственно 52 и 43 м, тогда как на площадях Мортук и Кумсай она не превышает 10 и 26 м. По-видимому, на распределение залежей нефти в отложениях акжарской свиты влияет не только емкость коллекторов, но и наличие надежной непроницаемой крыши. В то же время на площади Кумсай суммарная мощность глинистых пород достаточно большая. Очевидно, имеет значение также тип ПР. Вероятно, для скопления нефти более благо-

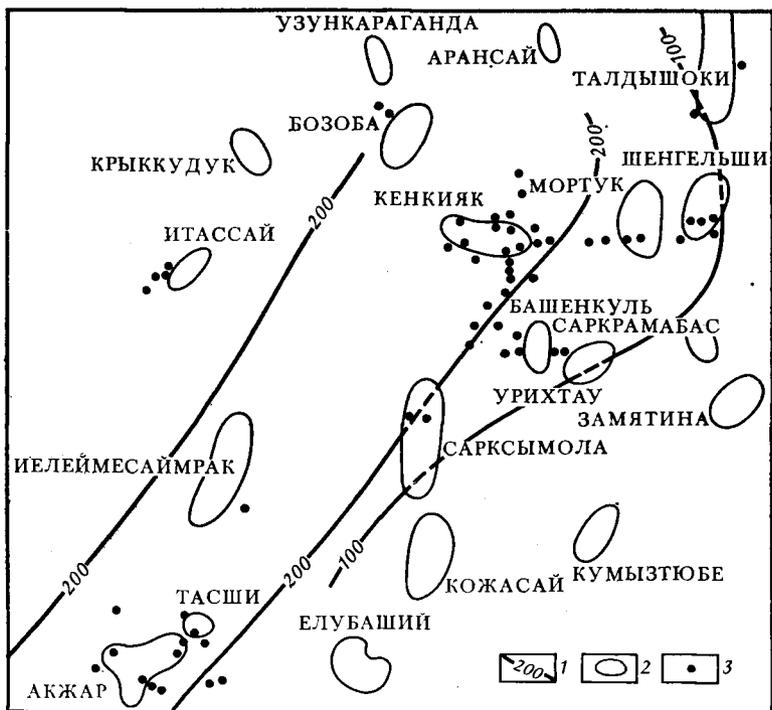


Рис. 80. Карта изопакит нижнетриасовых отложений
 1 — изопакиты в м; 2 — соляные купола; 3 — скважины

приятными оказались ПР I типа, в которых равномерно чередуются достаточно мощные пласты проницаемого песчаника и непроницаемой глины, чем ПР III типа, в которых среди мощных пластов песчаников расположены небольшие по мощности ЭТ-флюидоупоры.

Дополнительного изучения и исследования требуют отложения акжарской свиты площадей Тасши, Акжар и Благтыкуль, которые имеют благоприятные условия для аккумуляции нефти.

По-видимому, бесперспективны отложения акжарской свиты на площадях Талдышоки и Сарксымола, в которых нет достаточно мощной глинистой покрывки. На площади Бозоба преимущественно развиты глинистые породы. Из-за незначительной суммарной мощности ЭТ-коллекторов здесь нельзя ожидать достаточно больших скоплений нефти, хотя наличие ее на этой площади вполне реально. Перспективными следует считать акжарские отложения в пределах площадей Луговская, Башенкуль и Овражная, которые расположены поблизости от промышленно нефтеносных площадей Кенкиyak и Кокжиде, характеризуются высокими значениями $k_{\text{провод}}$ и находится в зоне максимального накопления отложений ветлужской серии.

Перспективны для открытия залежей нефти в акжарских отложениях Итассайская и расположенные западнее структуры. В этом направлении увеличивается общая мощность ветлужских отложений и развиты породы благоприятные для скопления нефти.

В отложениях тасшийской свиты нефтегазопроявлений не отмечено, по-видимому, ввиду их слабой изученности. Состав и строение ПР и высокие значения $k_{\text{провод}}$ (0,30—0,54) указывают на благоприятные условия для скопления залежей нефти в этих отложениях. Перспективность отложений тасшийской свиты возрастает при удалении от Урала в западном и юго-западном направлениях, где отмечается увеличение общей мощности нижнетриасовых отложений и суммарной мощности песчаников.

Вилуйский осадочный бассейн

Изучение состава и строения природных резервуаров Вилуйского осадочного бассейна показывает резкое изменение их свойств в латеральном и вертикальном направлениях. На рис. 81 показана схема состава и строения верхней перми и нижнего триаса в пределах Хапчагайского мегавала, показывающая резкое изменение состава и соотношений составных компонентов, участвующих в строении АТ.

Для продуктивного горизонта $T_1-IVв$ Хапчагайского мегавала построена карта, характеризующая изменение состава и строения ЭТ (рис. 82). Материал, участвующий в строении горизонта $T_1-IVв$ в районе Соболюхой и Неджелинской площадей, поставлял вулкан, расположенный к востоку от Неджелинской площади. В этом районе отмечается максимальная мощность горизонта. Эффузивы лавового потока к западу (на Мастахской площади) сменяются пирокластическими осадками, которые перемывались вблизи берега, образуя косу. Центральная часть косы сложена вулканогенными обломками псаммитовой, а по периферии — алевритовой размерности. Пирокластические осадки далее к западу (западная часть Мастахской, Толонская и Средневилуйская площади) замещаются граувакковыми алевролитами; пелитовый пирокластический материал удаленной зоны значительно разбавлялся нормально-осадочным алевритовым и песчаным материалом прибрежного мелководья.

Продуктивность горизонта $T_1-IVв$ установлена на Толонской и Неджелинской площадях. На Неджелинской промышленные притоки газа отмечены в скважинах, расположенных на границе лавового «языка» с пирокластическими породами, и связаны с трещиноватой зоной агломератовых туфов. На Толонской площади притоки газа получены из граувакковых песчаников, которые в пределах Мастахской и Соболюхой площадей замещаются витрокластическими туфами. Пелитовая составляющая туфов сложена преимущественно монтмориллонитами. Мощность горизонта $T_1-IVв$ изменяется от 6 до 14 м.

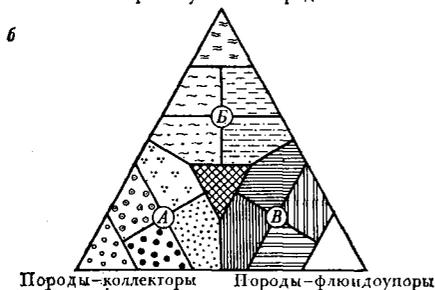
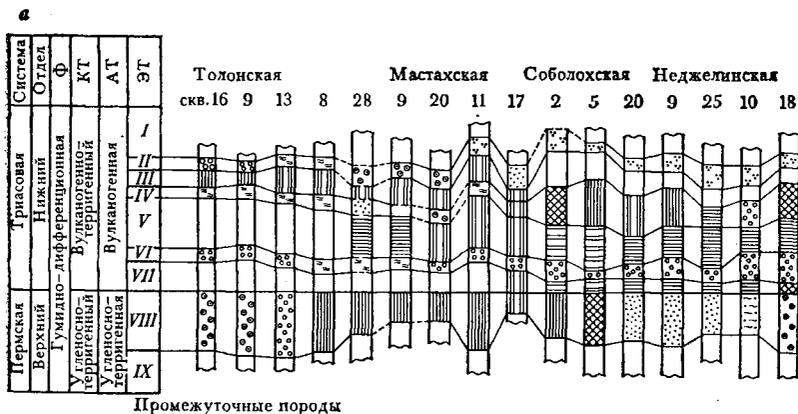


Рис. 81. Схема строения и состава АТ верхней перми и нижнего триаса Хапчагайского мегавала (а) и литологический треугольник (б). Составили А. Н. Дмитриевский, Н. Н. Томилова

Элементарные тела: I — глинистое; II — туфово-песчаниковое; III — туфово-глинистое; IV — песчаниково-туфовое; V — глинисто-туфовое; VI — туфово-лавокластическое; VII — сидеритово-туффитовое; VIII — алевролитово-песчаниковое; IX — глинисто-углистые. Поля преимущественного развития пород: А — коллекторов; Б — промежуточных; В — флюидоупоров

Этот пример достаточно четко показывает резкое изменение состава и строения ПР Вилюйского осадочного бассейна, что не позволяет дать детальную характеристику этих ПР и использовать изложенную выше методику их изучения. Поэтому исследованию подверглись НГК, которые подразделены в общем виде на коллекторскую и экранную части.

В Вилюйском осадочном бассейне выделены пермско-нижнетриасовый, нижнетриасовый, средне-верхнетриасово-нижнеюрский и средне-верхнеюрский НГК.

Пермско-нижнетриасовый НГК полностью пройден разведочными скважинами только в прибортовых частях Вилюйского осадочного бассейна. Подразделение его на типы проведено для вскрытой части разреза исходя из характера чередования проницаемых и непроницаемых пород.

В коллекторской части комплекса на разбуренной территории бассейна можно выделить четыре типа разреза (рис. 83). На большей части территории развит разрез IV типа. Для него характерно чередование коллекторов и непроницаемых пород с преобладанием непроницаемых разностей в нижней части разреза. Зона раз-

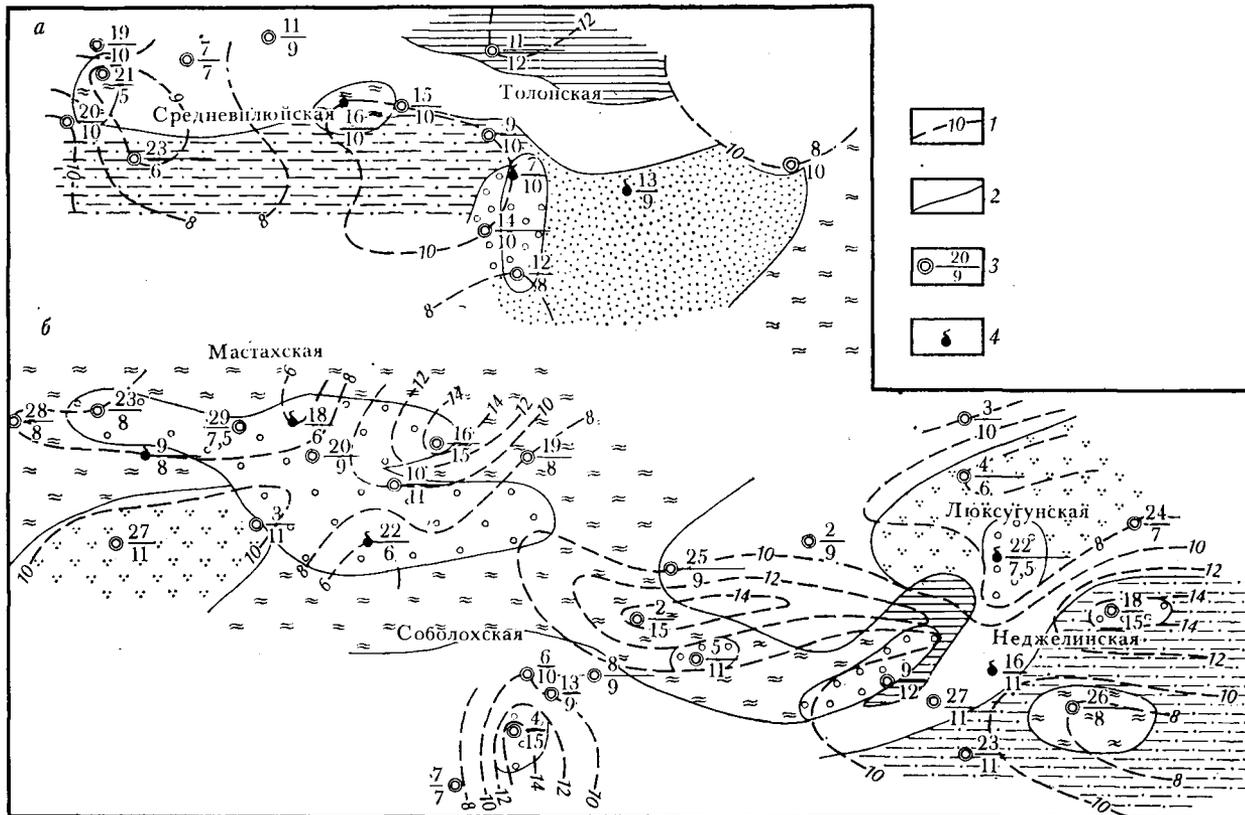


Рис. 82. Схема состава и строения элементарных тел горизонта T_1-IV_b Хатчагайского мегавала. Составили А. Н. Дмитриевский, Н. Н. Томилова

1 — изопачиты элементарного тела в м; 2 — границы полей; 3 — скважина: в числителе — номер скважины, в знаменателе — мощность элементарного тела в м; 4 — скважины, давшие приток газа. Остальные условные обозначения см. на рис. 81

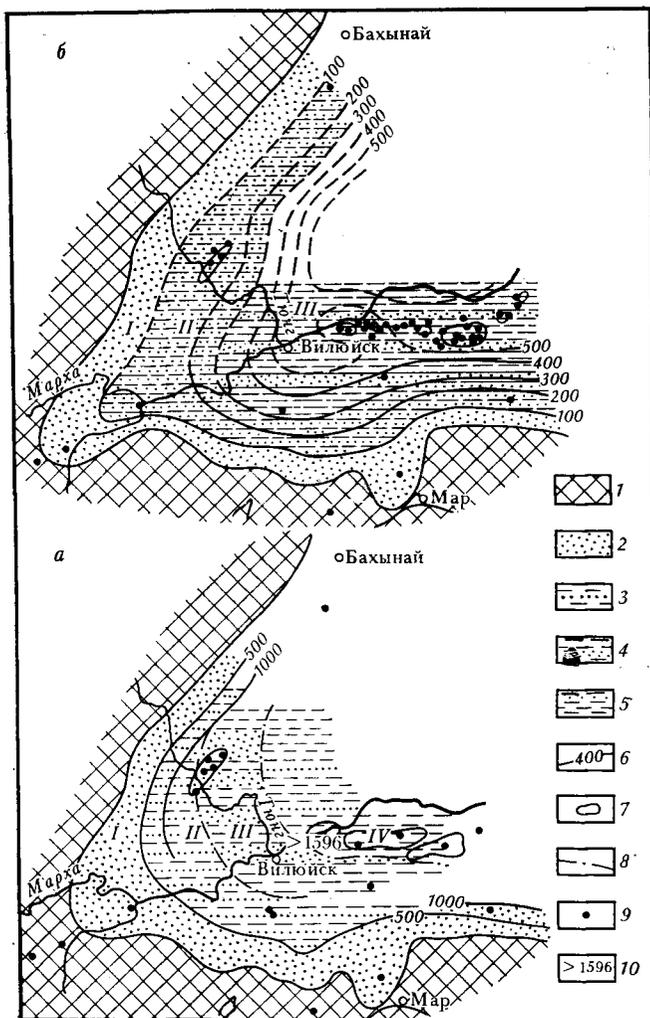


Рис. 83. Схематические карты распространения коллекторской части пермско-нижнетриасового (а) и нижнетриасового (б) НКГ Вилюйского бассейна. Составили А. Н. Дмитриевский, В. А. Туранов, Ю. В. Самсонов, А. В. Шашин под ред. А. А. Бакирова, Э. А. Бакирова по материалам ПГО Леннефтегазгеология, ЯТГУ, ИГ ЯФ АН СССР

1 — области отсутствия отложений НКГ; 2 — I, 3 — II, 4 — III, 5 — IV; 6 — изопачиты пород-коллекторов в м; 7 — залежи газа или газо-конденсата в отложениях НКГ; 8 — границы зон распространения разных типов разреза коллекторской части НКГ; 9 — скважины; 10 — вскрытая суммарная мощность коллекторской части комплекса в м

вития комплекса с этим типом строения охватывает Хапчагайский район, Линденскую впадину и прилегающие к ней районы. Мощность коллекторской части комплекса более 1600 м.

В пределах Среднетюнгского поднятия во вскрытой части разреза пермско-нижнетриасового НГК отмечается наличие более мощных пачек непроницаемых пород в верхней части комплекса и значительное увеличение роли коллекторов в нижней части комплекса, что характерно для разреза III типа. Мощность коллекторской части комплекса превышает 1200 м.

В прибортовых участках Вилюйского осадочного бассейна выделены два типа разреза коллекторской части комплекса. Тип II характеризуется чередованием сравнительно крупных пачек проницаемых и непроницаемых пород. Общая мощность их превышает 570 м. В разрезе I типа преобладают преимущественно проницаемые разности, чередующиеся с отдельными пластами и пачками непроницаемых пород. Установленная общая мощность коллекторской части комплекса 85—105 м.

Экранирующая часть пермско-нижнетриасового нефтегазонасного комплекса на территории Вилюйского осадочного бассейна образована глинистыми и вулканогенно-глинистыми отложениями (неджелинская свита). По характеристике экранирующей способности, мощности и степени расслоенности глин проницаемыми породами можно выделить три основных типа экранирующей части комплекса (покрышки). В пределах центральной части бассейна, включая Линденскую впадину и Хапчагайский район, развиты покрышки I типа. Общая мощность 75—100, иногда до 150 м (рис. 84). Покрышки слабо расслоенные, с высокой экранирующей способностью, что обеспечивает АВПД в нижерасположенных залежах, превышающие на 6—13 МПа гидростатические давления. К периферии Вилюйского осадочного бассейна мощность покрышек уменьшается и степень их расслоенности увеличивается. Покрышки I типа сменяются хорошо выдержанными глинистыми покрышками II типа мощностью 30—75 м.

Эти покрышки также обладают хорошими экранирующими свойствами, но пластовые давления в залежах в отличие от пластовых давлений предыдущей зоны близки к гидростатическим. На бортах Вилюйского осадочного бассейна развиты покрышки III типа, иногда расслоенные, мощностью 19—30 м.

Продуктивны горизонты P_2-I , P_2-II и P_2-III , выделяемые в пределах Хапчагайского района. Газоносны они на Средневилюйском, Толонском, Мастахском, Соболахском и Неджелинском месторождениях. Продуктивные горизонты выделяются также в пределах Среднетюнгского месторождения. Все эти горизонты расположены в верхней части пермско-нижнетриасового комплекса. Внутри неджелинской свиты, образующей покрышку комплекса, имеются отдельные пласты проницаемых пород (объединяемые в продуктивный горизонт T_1-IV), газоносность которых отмечается на Мастахском и Неджелинском месторождениях.

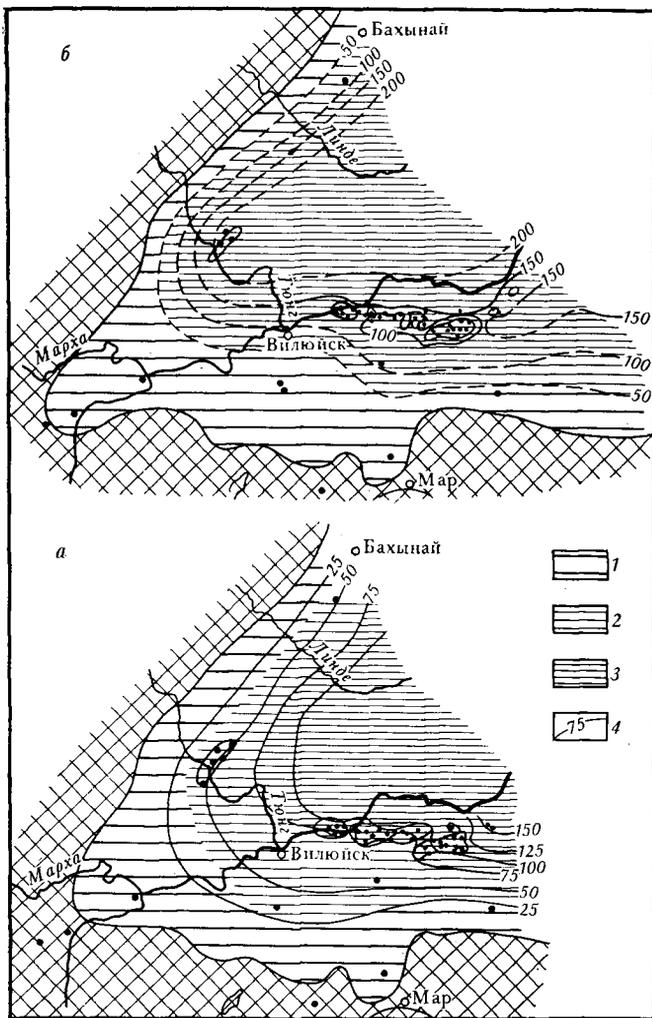


Рис. 84. Схематические карты распространения экранирующей части пермско-нижнетриасового (а) и нижнетриасового (б) НГК Вилюйского бассейна. Составили А. Н. Дмитриевский, В. А. Туранов, Ю. В. Самсонов, А. В. Шашин под ред. А. А. Бакирова, Э. А. Бакирова, по материалам ПГО Ленанефтегазгеология, ЯТГУ, ИГ ЯФ АН СССР

Типы покрышек НГК: 1 — I, 2 — II, 3 — III; 4 — изопакиты пород-покрышек в м. Остальные условные обозначения см. на рис. 83

Нижнетриасовый нефтегазоносный комплекс образован таганджинской коллекторской частью и мономской глинистой покрывкой. По характеру строения коллекторской части нижнетриасового нефтегазоносного комплекса можно выделить три основных типа разреза (см. рис. 83).

На большей части территории Вилюйского осадочного бассейна развит разрез III типа. Коллекторская часть комплекса подразделяется на две части: нижняя представлена крупными пачками проницаемых терригенных пород, чередующихся с пластами и пачками глинистых разностей, верхняя сложена часто чередующимися проницаемыми и непроницаемыми породами. Мощность и количество глинистых разностей в различных разрезах меняются в значительных пределах при одном и том же типе строения. Заканчивается разрез нижнетриасового комплекса пачкой песчаников, залегающих непосредственно под региональной покрывкой. Общая мощность пород коллекторской части этого типа составляет в пределах изученной территории Вилюйского бассейна 300—640 м. Разрез II типа представляет собой чередование сравнительно крупных пачек проницаемых и непроницаемых пород. Границы распространения зоны с данным типом строения коллекторской части нижнетриасового комплекса выделены условно. Предполагается, что он развит вдоль прибортовой части Вилюйского осадочного бассейна. Общая мощность отложений коллекторской части комплекса, по-видимому, колеблется в пределах 100—300 м. В разрезе I типа преобладают песчаниковые породы с редкими прослоями глинистых отложений. Общая мощность рассматриваемых отложений 0—100 м.

При современной степени изученности можно выделить четыре основных типа мономской покрывки (см. рис. 84). Наилучшими экранирующими свойствами обладают глинистые породы I типа, приуроченные к центральной части Вилюйского бассейна (Линденская впадина), где общая мощность покрывки превышает 200 м. Здесь развиты наиболее мощные, слабо расслоенные проницаемыми породами глинистые отложения.

К периферийным участкам Вилюйского бассейна глинистые породы покрывки постепенно расслаиваются песчаниками, а мощность их сокращается. Выделяется II тип покрывок — сравнительно мощных, но значительно расслоенных проницаемыми породами. Общая мощность их 50—100 м. В прибортовых участках бассейна мощность глинистых пород покрывки уменьшается до 20—30 м (III тип). IV тип покрывок выделен в пределах Соболюх-Неджелинского поднятия, где при сравнительно выдержанной мощности отложений мономской свиты глинистые разности в значительной мере замещены песчаниками. Экранирующую часть покрывки составляют отдельные, часто невыдержанные по простиранию пласты глины общей мощностью от нескольких метров до 100 м.

В нижнетриасовом нефтегазоносном комплексе выделяются продуктивные горизонты T_1-X , T_1-III , T_1-II и T_1-I . Горизонт T_1-X размещается в кровле нижней половины разреза комплекса, вскрытого в пределах зоны распространения покрывок IV типа. Газоносность его установлена на Мастахском месторождении. Горизонт T_1-III расположен непосредственно под мономской покрывкой, а горизонты T_1-II и T_1-I приурочены к прослоям песчаников внутри покрывки. Продуктивны они на Средневилюйском, Голон-

ском, Бадаранском, Нижневилюйском и Среднетюнгском месторождениях.

Средне-верхнетриасовые отложения не объединены в НГК, так как мощность экранирующих пород этого возраста незначительная (10—20 м). Эти отложения, по-видимому, должны объединяться в один НГК с нижнеюрскими породами.

В собственно нижнеюрском НГК залежи газа установлены на Мастахском, Соболахском, Неджелинском и Усть-Вилюйском месторождениях. Коллекторская часть комплекса сложена в основном песчаниками, а экранирующая часть — глинами и аргиллитами сунтарской свиты. Покрышка достаточно хорошо выдержана и слабо расслоена, мощность ее 35—60 м.

Средне-верхнеюрский НГК имеет незначительные по запасам залежи газа на Средневилюйском и Усть-Вилюйском месторождениях. Коллекторская часть НГК представлена преимущественно песчаниками с прослоями алевролитов и углей. Экранирующая часть комплекса сложена углистыми аргиллитами, мощность которых изменяется в пределах 15—35 м.

Наибольшие перспективы газоносности следует связывать с пермско-нижнетриасовым и нижнетриасовым НГК, на долю которых приходится более 90 % выявленных к настоящему времени в Вилюйском бассейне запасов газа и газоконденсата. Как показывают выполненные исследования, основные перспективы газоносности этих НГК приурочены к Хапчагайскому району и Линденской впадине. Достаточно хорошее сочетание коллекторских и экранирующей частей НГК установлено в пределах Малыкайско-Логлорской структурной зоны. Высокие перспективы газоносности характерны также для глубоких горизонтов пермско-нижнетриасового НГК месторождений Хапчагайского района и Среднетюнгской площади. Наличие отложений с хорошими коллекторскими свойствами в этих районах определяется развитием на глубине 5,5—7,0 км минералогически зрелых обломочных пород коллекторов. Эти породы, по-видимому, в значительно меньшей степени, чем породы залегающих выше горизонтов, затронуты процессами катагенетического преобразования, что объясняется их минеральным составом и ранним приходом углеводородов.

Таким образом, разработанные основные положения седиментационной трансляции, типизация осадочных бассейнов, классификационные, картографические и методические построения, схема сопряжения элементов системы «обломочный коллектор» дают возможность систематизировать и прогнозировать, в частности с помощью ЭВМ, коллекторские и экранирующие параметры природных резервуаров.

§ 2. ОСНОВЫ ПАЛЕОГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ

Нефтегазгеологическое районирование служит основой для прогнозирования особенностей размещения нефтяных и газовых месторождений. Оно заключается в обособлении в пределах изу-

чаемого участка земной коры перспективных в отношении нефтегазоносности геоструктурных элементов и отложений.

Разработке принципов геологического районирования нефтегазоносных территорий в отечественной литературе уделяется большое внимание, при этом у разных исследователей отмечается неодинаковый подход к их выделению и классификации.

А. Г. Алексин, И. О. Брод, Н. Б. Вассоевич, И. В. Высоцкий, А. А. Геодекян, Н. А. Еременко, С. П. Максимов, В. Б. Оленин, И. А. Польстер, В. А. Соколов, А. А. Трофимук, В. Е. Хаин и другие исследователи считают основной единицей нефтегазогеологического районирования обширных территорий нефтегазоносный бассейн; А. А. Бакиров, Э. А. Бакиров, М. И. Варенцов, А. Я. Кремс, М. Ф. Мирчинк, Г. Е. Рябухин, З. А. Табасаранский, А. В. Ульянов, Н. Ю. Успенская, Г. А. Хельквист, Г. Т. Юдин и др. в качестве основного элемента рассматривают нефтегазоносные области или нефтегазоносные провинции. А. А. Бакиров (1972 г.) считает, что термин «бассейн» не охватывает всего разнообразия крупных геоструктурных элементов земной коры, с которыми бывают связаны нефтегазоносные территории. В качестве примеров он приводит нефтегазоносные области, приуроченные к внутриплатформенным сводовым поднятиям типа Татарского, Средневожского или Ставропольского.

И. О. Брод и др. (1965 г.) при выделении нефтегазоносных бассейнов исключают из их состава крупные положительные структуры, которые, по определению этих авторов, относятся к погребенным структурным разделам между двумя соседними бассейнами, допуская, однако, возможность приуроченности к таким погребенным барьерам месторождений нефти и газа. В качестве примеров И. О. Брод с соавторами приводят месторождения нефти и газа, связанные с мезозойскими отложениями вала Карпинского, который отделяет выделенный ими Среднекаспийский бассейн от Северо-Каспийского; с палеогеновыми отложениями Ставропольского выступа, разделяющего Среднекаспийский и Азово-Кубанский бассейны, а также многочисленные и богатые по запасам месторождения нефти Цинциннатского свода, отделяющего Мичиганский и Иллинойский бассейны от Аппалачского; месторождения нефти свода Бенд, который разделяет Пермский бассейн и бассейн Мексиканского залива.

И. М. Губкин (1934 г.) впервые сформулировал принципы выделения крупных нефтегазоносных территорий, которые подразделил на геологические провинции, области и районы. Нефтегеологическое районирование, по мнению И. М. Губкина, — это палеогеологическое районирование: «при попытке подойти к установлению нефтяных геологических провинций нужно прежде всего сразу в значительной мере отмежеваться от современной топо- и орографии и сказать, что они не являются решающими факторами распределения нефти».

А. А. Бакиров (1972 г.), развивая основные положения И. М. Губкина, обосновал необходимость изучения историко-геологиче-

ского развития нефтегазоносных территорий с тщательным анализом палеогеографических, палеогидрогеологических, фациальных, палеогеохимических условий формирования отложений и изменения этих условий в пространстве и во времени.

Выделенные при проведении системно-структурных исследований структурно-формационные этажи и соответствующие им осадочные палеобассейны дают возможность установить для каждого этапа развития данного участка земной коры сходные по тектоническому положению и строению участки и выделить те из них, которые испытали длительное и стабильное погружение. На решение этих и целого ряда других задач направлено палеогеологическое районирование. Преимущество палеорайонирования состоит в том, что оно позволяет более четко определить объекты для поисков скоплений углеводородов.

Палеобассейн является основным компонентом палеогеологического районирования и самостоятельным объектом для изучения и последующих нефтегазопроисловых работ.

Характер тектонических движений предопределяет пространственное размещение бассейнов седиментации, областей поднятий, характер береговых линий, областей сноса обломочного материала и т. д. Поэтому первостепенное значение имеет изучение общей направленности вертикальных колебательных движений и суммарной величины их амплитуд в течение определенных геологических периодов времени. Исследование этих факторов дает возможность проследить развитие палеобассейнов во времени и определить их влияние на размещение скоплений нефти и газа.

Для восточной окраины Восточно-Европейской платформы (восточная часть Прикаспийского осадочного бассейна) построены схематические карты, отражающие характер распределения мощностей отложений различного возраста и, следовательно, особенности размещения и эволюции бассейнов осадконакопления [Дмитриевский А. Н., 1980 г.]. Для построения карт использованы предложенные А. В. Бухаровым (1978 г.) корреляционные графики зависимости глубины залегания условных горизонтов от гипсометрического положения опорного горизонта P_1 (рис. 85). Этим исследователем установлено, что спорадически прослеживающиеся при проведении сейсмических исследований горизонты приурочены к стратиграфическим поверхностям, повсеместно распространенным в пределах изученной территории. При обработке обширного материала был использован математический аппарат. Теснота установленных зависимостей очень высокая (значение коэффициента корреляции r не снижается ниже 0,96). Выделены пять сейсмических горизонтов P_4 , P_3' , P_3 , P_2' , P_2 , которые по данным А. В. Бухарова отвечают границам, приуроченным соответственно к поверхностям додевонских отложений, нижнего девона, верхнего девона, турнейского яруса нижнего карбона и верейского горизонта московского яруса среднего карбона.

Построены схематические карты, отражающие интенсивность прогибания и осадконакопления изучаемой территории в девонско-

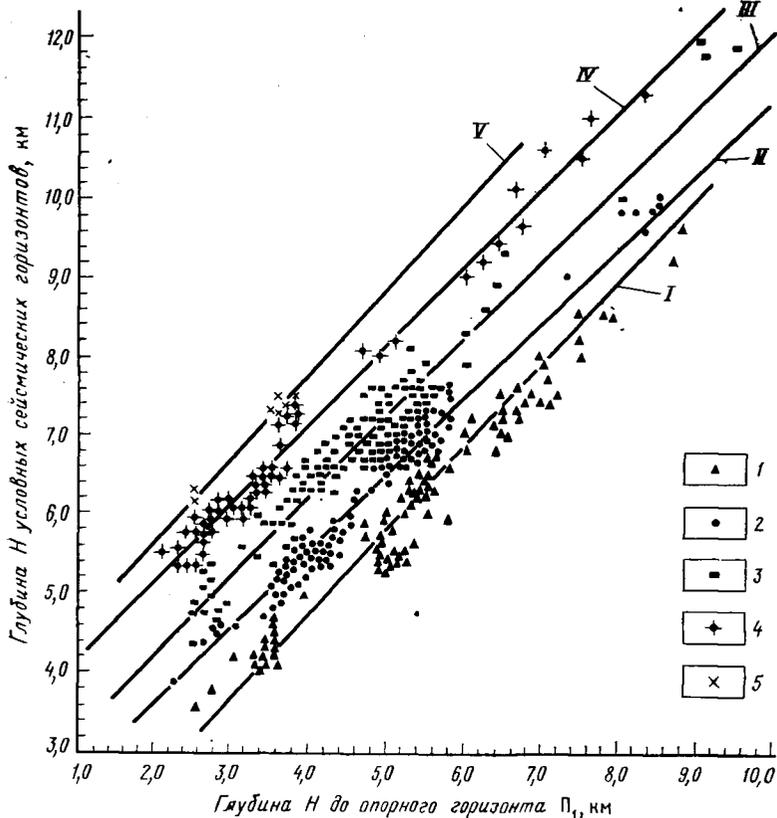


Рис 85. Корреляционные графики зависимости глубины H залегания условных горизонтов $\Pi_2, \Pi_2', \Pi_3, \Pi_3', \Pi_4$ от гипсометрического положения опорного горизонта Π_1 . Составил А. В. Бухаров

Горизонты: 1 — Π_2 ; 2 — Π_2' ; 3 — Π_3 ; 4 — Π_3' ; 5 — Π_4 .

Кривые: I — $H_{\Pi_2} = 1,05 H_{\Pi_1} + 0,59, r = 0,98$; II — $H_{\Pi_2'} = 0,93 H_{\Pi_1} + 1,9, r = 0,98$; III — $H_{\Pi_3} = 0,97 H_{\Pi_1} + 2,4, r = 0,96$; IV — $H_{\Pi_3'} = 0,99 H_{\Pi_1} + 3,2, r = 0,98$; V — $H_{\Pi_4} = 1,04 H_{\Pi_1} + 3,6, r = 0,98$

раннепермское (девонско-артинское), раннекаменноугольно-раннепермское (визейско-артинское) и среднекаменноугольно-раннепермское (каширско-артинское) время (см. рис. 86—88). Кроме того, построена схематическая карта, отражающая интенсивность седиментации в докунгурское время (см. рис. 94). Для построения последней использованы структурная карта по поверхности фундамента, составленная Ю. А. Ивановым, Н. Д. Павловым и др. (1978 г.), и структурная карта по отражающему горизонту Π_1 , составленная З. Е. Булекбаевым, Ю. М. Гридасовым и др. (1978 г.). Судя по этой карте, в докунгурское время восточная часть Прикаспийского палеобассейна представляла собой в целом достаточно стабильную область осадконакопления, в пределах которой за

это время накопились осадки мощностью до 13 км. На схематической карте (см. рис. 94) выделяются области:

интенсивного прогибания (с накоплением в докунгурское время отложений мощностью более 6 км);

устойчивого прогибания (4—6 км);

относительно замедленного прогибания (2—4 км);

замедленного прогибания (до 2 км);

отсутствия отложений вследствие преобладания тенденции к воздыманию или из-за существенного отставания в региональном прогибании.

Области интенсивного и замедленного прогибания представляют собой наиболее важные части палеобассейнов и, как показывает практика, в основном определяют пространственное размещение скоплений нефти и газа. Области интенсивного прогибания в докунгурское время размещались в восточной, южной и западной частях изучаемой территории и приурочены к Остансукскому прогибу, западной части Актюбинского Приуралья, к южному и юго-западному погружениям Утыбайского и Шукатского выступов фундамента и к центральным частям Прикаспийского палеобассейна. Подобное размещение областей интенсивных прогибаний объясняется особенностями геологического развития Прикаспийского палеобассейна. С юго-востока и востока он граничил с Южно-Эмбенской и Уральской геосинклиналями, которые вовлекли прилегающие участки палеобассейна в интенсивное погружение. В то же время западная часть изучаемой территории была вовлечена в активное прогибание вместе с центральными районами Прикаспийской впадины, где в докунгурское время существовал глубоководный бассейн (А. Л. Яншин и др., 1977 г.). В местах размещения современных Остансукского и Актюбинского прогибов накопились отложения мощностью более 6,5 км, в пределах южных погружений Утыбайского и Шукатского выступов — более 7 км и в западных районах изучаемой территории (расположенной близко к центральной части Прикаспийской впадины) — до 13 км. Подобные условия привели к тому, что центральная и северная части изучаемой территории представляли собой арену проявления сил, которые стремились втянуть их в интенсивное прогибание.

Блоковое строение фундамента определило разную мобильность составляющих его частей. Одни из них более активно вовлекались в опускание, другие представляли собой малоподвижные массивы, успешно противостоящие действию нисходящих движений. Наименее подвижные блоки фундамента размещены в северной части палеобассейна. Здесь выделяются Троицкое и Каменное поднятия, в пределах которых установлена зона отсутствия докунгурских отложений. Северная часть Енбекского и центральные части Караулкельдинского, Казылжарского и Шукатского выступов фундамента, а также Жаркамысский свод входят в область относительно замедленного прогибания. Троицкий, Каменный, Енбекский, Жаркамысский, Утыбайский и Шукатский выступы образуют относительно малоподвижный пояс поднятий фундамента, про-

тивостоящий действию интенсивных геосинклинальных погружений. Этот пояс расширяется в центральной части за счет присоединения Караулкельдинского и Кызылжарского выступов. Принадлежность к разным блокам фундамента определила различную мобильность выступов и формирование вследствие этого областей устойчивого прогибания — формирование как между выступами, так и в пределах соседних с ними блоков. Такие области установлены на северном и северо-восточном погружениях Енбекского выступа (более 4,5—5 км), в зоне, разделяющей Енбекский и Жаркамыйский выступы (более 5 км), на северо-восточном погружении Жаркамыйского (более 5 км) и на северном погружении Утыбайского (более 4 км) выступов. Области устойчивого прогибания (более 4,5 км) отмечаются в центральной части блока фундамента, ограниченного Шукатским, Утыбайским, Кызылжарским и Караулкельдинским выступами, и в блоке, расположенном на юг от Каменного поднятия и на запад от северного окончания Енбекского выступа.

Схематические карты мощностей и интенсивности прогибания отложений различного возраста позволяют детализировать историю геологического развития изучаемой территории.

Максимальная суммарная мощность девонских, каменноугольных и нижнепермских докунгурских отложений установлена в тех участках восточной части Прикаспийской впадины, которые более всего приближены к ее центральным районам (рис. 86). В этих участках накопились осадки мощностью свыше 4000 м. Минимальная мощность (менее 3600 м) установлена на востоке территории. Отмечается ступенчатое нарастание мощности. Первая ступень расположена в крайней юго-восточной и восточной частях изучаемой территории. На карте фиксируется отчетливое ее расширение в южной и юго-восточной частях, сужение в восточной части и постепенное выклинивание в северном направлении. В ее пределах размещены области относительно более активного и менее активного осадконакопления. Первые совпадают с участками юго-восточного погружения Енбекского и юго-восточного погружения Утыбайского выступов, вторые — со сводовой частью Жаркамыйского и Утыбайского выступов. Мощность отложений, накопившихся в пределах этой ступени, в среднем 3800 м. Ширина полосы второй ступени примерно более чем в 2 раза превышает ширину полосы первой ступени. Эта полоса протягивается параллельно восточному борту Прикаспийского бассейна. Мощность отложений в ее пределах в среднем 3900 м, увеличивается в северной части, в участке соответствующем современному Актюбинскому Приуралью. Выделяются области относительно менее активного осадконакопления. Одна из них размещена к северо-западу от Жаркамыйского и Утыбайского выступов, другая совпадает с Енбекским и северной частью Караулкельдинского выступов фундамента. Третья ступень обычно составляет еще более широкую полосу с мощностью отложений 4000 м. Она характеризуется равномерным распределением областей осадконакопления.

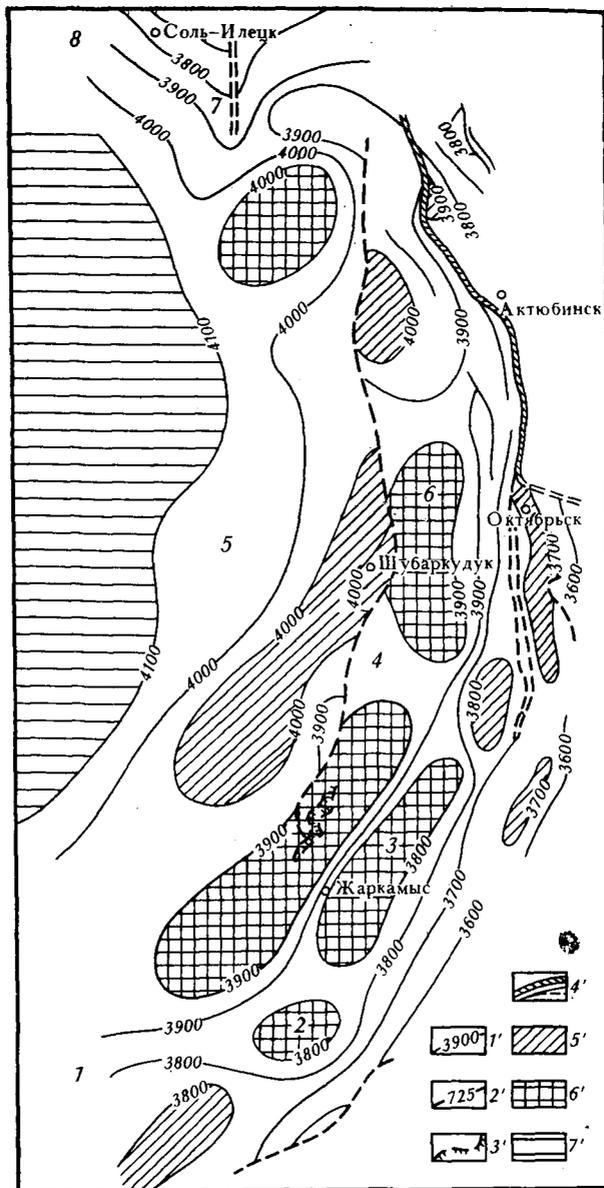


Рис. 86. Схематическая карта мощностей и интенсивности прогибания девонско-картинских отложений восточной части Прикаспийского бассейна

Изопахиты в м: 1' — основные; 2' — дополнительные; 3' — линия прекращения корреляции; 4' — тектонические нарушения; участки прогибания: 5' — относительно более интенсивного, 6' — относительно менее интенсивного, 7' — максимального.

Структуры: 1 — Шукатский свод; 2 — Утыбайский выступ; 3 — Жаркамысский свод; 4 — Караулкельдинский выступ; 5 — Кызылжарский выступ; 6 — Енбекский выступ; 7 — Каменное поднятие; 8 — Троицкое поднятие

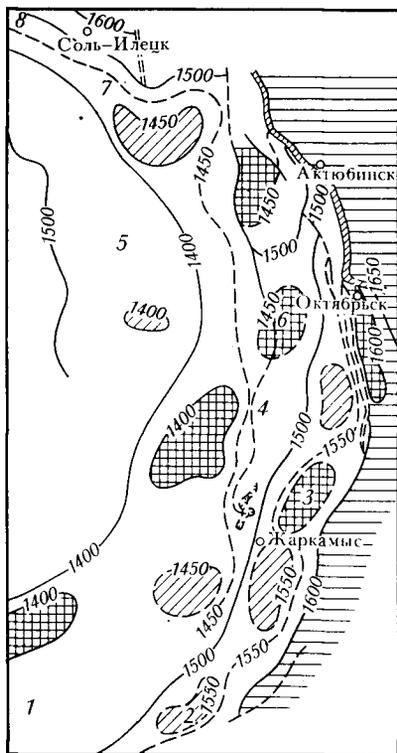


Рис. 87. Схематическая карта мощностей и интенсивности прогибания визейско-артинских отложений в восточной части Прикаспийского бассейна

Условные обозначения см. на рис. 86

на участке сочленения Енбекского и Кызылжарского выступов находится область замедленного осадконакопления. В пределах третьей ступени области пассивного формирования осадков установлены в зоне сочленения Каменного поднятия и Енбекского выступа, Караулкельдинского и Кызылжарского выступов и на участке северного погружения Шукатского свода.

На схематической карте мощностей и интенсивности прогибания каширско-артинских отложений (рис. 88) отмечается перемещение областей максимального осадконакопления в западные районы при сохранении выделенных для более древних пород ступеней. Области минимальных (менее 650 м) мощностей отмечены в Остансукском прогибе. В пределах ступеней отмечается развитие небольших по размерам зон осадконакопления с приуроченностью их к разным частям выступов фундамента. Зоны относительно активного осадконакопления установлены на южном погружении Енбекского выступа, в зоне сочленения Жаркамысского и Утыбайского блоков фундамента, на юго-восточном погружении Шукат-

Схематическая карта, отражающая изменение мощностей визейско-артинских пород (рис. 87), показывает перемещение областей максимального накопления на восток. Вовлечение развивающейся геосинклиналью в погружение крайних восточных участков Прикаспийского палеобассейна определило формирование здесь отложений большей мощности. Максимальная мощность осадков отмечена в Остансукском прогибе — 1650 м, тогда как в западных частях изучаемой территории их мощность не превышает 1300 м. Ступенчатое строение территории сохраняется и в это время. Первая ступень характеризуется сохранением области активного осадконакопления, связанной с участком южного погружения Енбекского выступа. В сводовой части Жаркамысского поднятия размещаются области относительно пассивного накопления осадков. Вторая ступень расширяет свои границы. В пределах Актюбинского Приуралья и на северном погружении Утыбайского выступа размещаются области активного осадконакопления. В

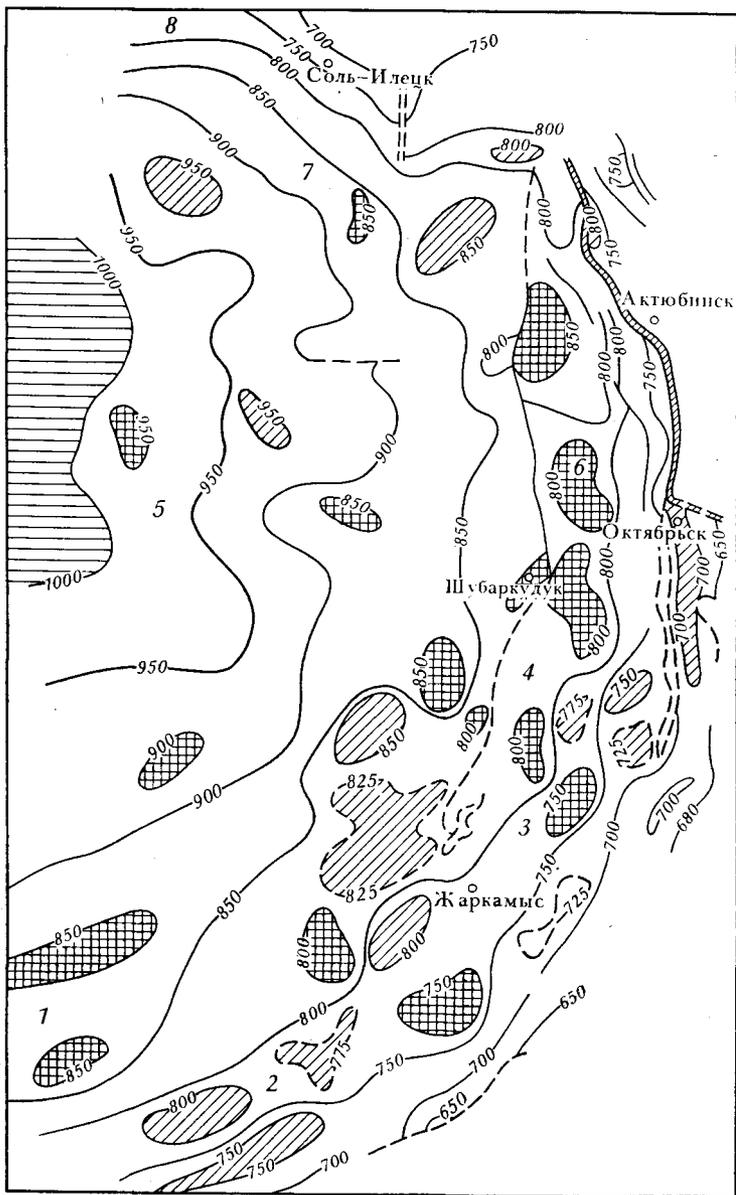


Рис. 88. Схематическая карта мощностей и интенсивности прогибания каширско-артинских отложений восточной части Прикаспийского бассейна
Условные обозначения см. на рис. 86

ского свода, в пределах блока фундамента, разделяющего Караулкельдинский и Кызылжарский выступы, на юго-восточном погружении Каменного поднятия.

Таким образом, восточная часть Прикаспийского бассейна в палеозойское время была ареной проявления разнонаправленных движений, в различной мере захвативших те или иные блоки фундамента. В целом блоки фундамента, несмотря на различия в интенсивности подвижек относительно друг друга, образуют пояса или ступени. Ступенчатое строение восточной части Прикаспийской впадины отмечается многими исследователями [Дальян И. Б., 1978 г. и др.]. Однако данные по анализу мощностей, размещению областей активного осадконакопления в девонское, каменноугольное и раннепермское время открывают новые стороны этой проблемы.

До конца среднего — начала позднего девона восточная часть Прикаспийской впадины и впадина в целом развиваются так же, как и остальные районы Восточно-Европейской платформы. Трансгрессия позднего девона обусловила интенсивное прогибание центральной части Прикаспийского палеобассейна (А. Л. Яншин и др., 1977 г.). Как показывают выполненные построения, максимальная мощность осадков девонско-артинского возраста превышает 4000 м и приурочена к участкам, расположенным ближе к центральным районам впадины. В крайних восточных районах мощность этих отложений на 500 м меньше. В то же время развитие Уральской геосинклинали определяет все более энергичное вовлечение в опускание краевых блоков фундамента. В ранне-среднекаменноугольное время более интенсивное накопление осадков шло в крайних восточных участках палеобассейна. Здесь накапливались отложения, мощность которых на 300—360 м больше, чем таковая для участков, расположенных ближе к центральному его частям. В конце позднекаменноугольного — начале раннепермского времени произошли первые горообразовательные процессы на Урале и область максимального осадконакопления снова перемещается в западные участки изучаемой территории с превышением мощности в 300—350 м.

При оценке интенсивности прогибания изучаемой территории не следует забывать, что в предассельское и в предкунгурское время часть каменноугольных и нижнепермских докунгурских отложений была размыта. Несмотря на имевшие место размывы накопившихся отложений, которые несколько затрудняют реконструкции, все же можно достаточно четко проследить тенденцию перемещения во времени областей максимального накопления осадков с запада на восток и снова на запад. Отсюда следует вывод о том, что в истории развития изучаемой территории важное значение имела подвижность блоков фундамента, объединенных в ступени. Причем подвижность крайних восточных и крайних западных ступеней изучаемого района была максимальной. Между ними находятся одна или несколько ступеней достаточно устойчивых, малоподвижных. Из этого следует еще один важный вывод:

подвижность разных блоков, разных ступеней фундамента не могла не контролировать процессы нефтегазообразования и нефтегазоаккумуляции.

Как показывает анализ, все нефтегазопоявления, в том числе и открытые месторождения, приурочены к склонам ступеней, питающихся за счет углеводородов, поступивших из более мобильных крайних восточных участков, а в пределах ступеней — к склонам выступов фундамента, обращенных в сторону стабильно погружавшихся областей. Так, Кенкиякское месторождение связано с южными склонами Енбекского выступа фундамента и приурочено к локальному подсолевому поднятию, размещенному в пределах активной области осадконакопления, существовавшей здесь в течение всего палеозоя. Аналогичные участки имеются в северо-восточной, восточной и юго-восточной частях Жаркамысского выступа, на южном и юго-восточном погружениях Утыбайского выступа, на юго-восточном погружении Шукатского свода, в северо-восточной части Енбекского выступа. Определенный интерес представляют зоны сочленения блоков и отдельные блоки фундамента между Шукатским и Утыбайским, Енбекским и Каменным выступами фундамента. В этих участках также отмечены активные области осадкообразования. Значительный интерес представляет крайняя западная ступень изучаемой территории. Питание ее происходило за счет углеводородов, поступающих из центральных районов Прикаспийского бассейна. По-видимому, эта ступень проходит через центральные части Караулкельдинского и Кызылжарского поднятий. В пределах этой ступени перспективными могут быть как западные склоны выступов фундамента, так и их склоны, обращенные в сторону стабильно погружавшихся областей.

Региональной геологической группой комплексной отраслевой научно-исследовательской лаборатории по проблемам нефтегазоносности Восточной Сибири и Якутской АССР МИНХ и ГП им. И. М. Губкина при участии автора и по его методике проведено изучение особенностей размещения, эволюции и динамики развития палеобассейнов Сибирской платформы, послужившее основой для палеорайонирования этой территории. Были построены схемы, показывающие размещение палеобассейнов для среднего — позднего протерозоя и раннего юрмоя, позднего юрмоя, кембрия и ордовика, силура и девона, карбона и перми, мезозоя. Отложения указанных интервалов разделены региональными несогласиями и образуют структурно-формационные этажи в платформенном чехле.

Выделение палеобассейнов производилось на основе изучения характера распределения мощностей отложений указанных выше геологических интервалов времени. Описание их эволюции выполнено совместно с В. А. Турановым.

По величине прогибания выделены области:
интенсивного прогибания (с накоплением отложений мощностью более 2000—2500 м);
устойчивого прогибания (500—2000 м);

относительно замедленного прогибания (250—500 м);
замедленного прогибания (<250 м);
отсутствия отложений.

Построенные схемы позволяют проследить особенности тектонического развития Сибирской платформы во времени и выявить характер формирования ее крупных геоструктурных элементов, установить их связь с выявленной нефтегазоносностью.

Наибольшее прогибание в течение среднего, позднего протерозоя и раннего юдомия испытали краевые участки платформы, особенно ее юго-восточный склон, где установленные мощности отложений достигают 5—9 км, а также участок на юго-западе платформы, примыкающий к Енисейскому краю, с мощностью отложений до 5 км (рис. 89). Обширную область интенсивного прогибания представляют собой территории современных Тунгусской синеклизы, Норильско-Вологодчанской впадины и Дюпкунского прогиба, где предполагаемые амплитуды прогибания достигают 2,5—3 км. Рельеф складчатого фундамента в пределах этой области, по-видимому, значительно расчленен и область обширного погружения по данным геофизических исследований осложнена зонами и отдельными палеоподнятиями: Курейско-Хетским, Кочечумским, Нидымским и др.

На северо-востоке Сибирской платформы выделяется обширная территория Анабарской палеоантеклизы, в пределах которой можно отметить собственно Анабарский выступ кристаллического фундамента и Оленекское сводовое палеоподнятие, разделенные палеопрогибом с амплитудой около 2 км. Наиболее устойчивое прогибание испытывают западный и юго-западный склоны Анабарской палеоантеклизы, где мощность отложений составляет 1—1,5 км. На юго-востоке платформы выделяется крупная Ангаро-Ботуобинская палеоантеклиза, представляющая собой линейно вытянутую в субмеридиональном направлении область относительного палеоподнятия с более значительным погружением южного периклинального окончания. Для этого палеоподнятия, как, по-видимому, и для Анабарской палеоантеклизы, характерно трансгрессивное залегание отложений с выклиниванием более древних образований в присводовой части. Мощность отложений не превышает 50 м на палеосводе и увеличивается до 500 м на юге палеоподнятия, что свидетельствует об относительно замедленном ее прогибании. К югу от Тунгусской палеосинеклизы в зоне устойчивого прогибания фиксируется Байкитская палеоантеклиза со значительным изменением мощности комплекса от 1 км на своде до 2—2,5 км на северном и южном склонах.

Полностью отсутствуют отложения данного стратиграфического комплекса в пределах Анабарского выступа складчатого фундамента и Сунтарского и Якутского сводовых поднятий, которые служили областями сноса обломочного материала. В течение всего позднего протерозоя областью сноса являлась вся северная часть Ангаро-Ботуобинского палеоподнятия.

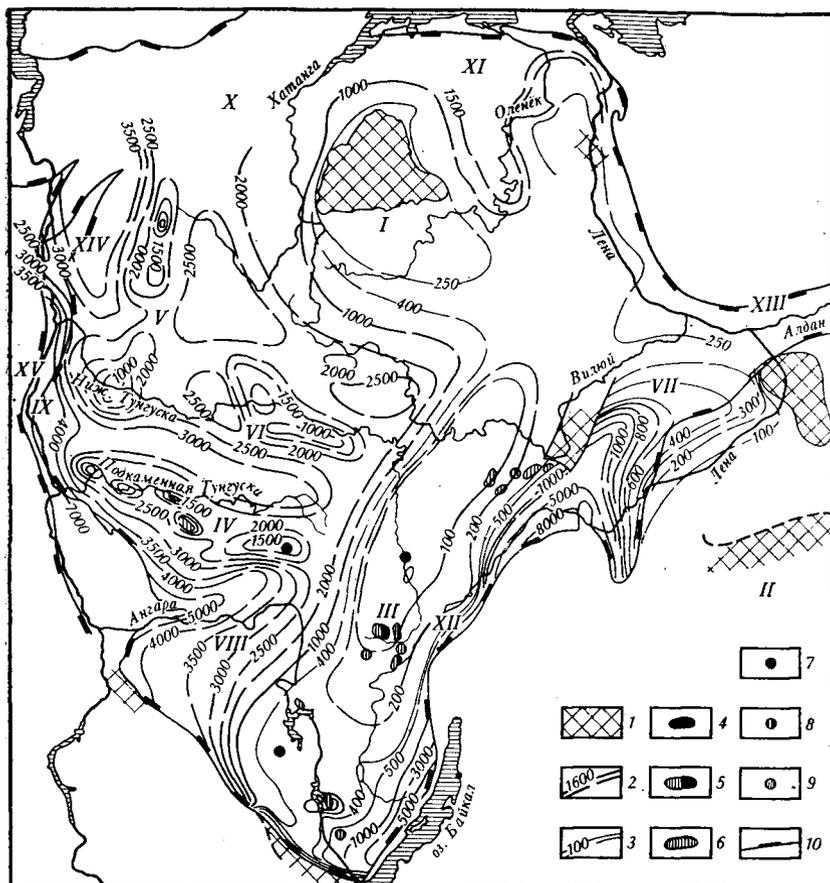


Рис. 89. Схематическая карта мощностей и нефтегазоносности рифей-нижнеюдомских отложений Сибирской платформы. Составили А. А. Бакиров, Э. А. Бакиров, А. Н. Дмитриевский, Ю. В. Самсонов, В. А. Туранов, Л. Н. Илюхин, А. П. Дементьев, А. В. Шашин, С. Р. Мингареев, В. А. Козлов по материалам КНГР, ЯНГР, ВГТ, ВСГУ, ЯГУ, ИГ ЯФ СО АН СССР, ИГиГ СО АН СССР, ВНИГНИ, ВНИГРИ, СНИИГГИМС, ВостСибНИИГГИМС, Севморгео

1 — области отсутствия отложений комплекса; изопахиты в м: 2 — основные, 3 — промежуточные; залежи: 4 — нефтяные, 5 — газонефтяные, 6 — газовые; притоки: 7 — нефти, 8 — нефти и газа, 9 — газа; 10 — границы Сибирской платформы.

Антеклизы: I — Анабарская, II — Алданская, III — Ангаро-Ботуобинская, IV — Байкитская, V — Курейско-Хетская; синеклизы: VI — Тунгусская, VII — Вилюйская, VIII — Присаяно-Енисейская; региональные прогибы: IX — Териско-Нижнетунгусский; X — Енисей-Хатангский, XI — Лено-Анабарский; XII — Прибайкало-Ленский; XIII — Приверхоанский краевой прогиб; XIV — Приенисейская зона линейных дислокаций; XV — приенисейская часть Западно-Сибирской плиты

Выполненные построения позволяют сделать вывод о том, что на территории Сибирской платформы в позднем протерозое, по существу, развивались два самостоятельных палеобассейна, в которых накапливались преимущественно терригенные осадки: Прибайкало-Ленский на востоке и Тунгусско-Енисейский на западе, разделенные Ангаро-Ботуобинской палеосушей. Максимальная

амплитуда прогибания в Прибайкало-Ленском палеобассейне достигала 9 км. Территория Тунгусско-Енисейского палеобассейна была расчленена на отдельные крупные палеообласти интенсивного прогибания (палеобассейны) — Присаянскую, Тунгусскую, Дюпкунско-Норильскую, амплитуды прогибания которых достигли 2,5—5 км.

Большая часть залежей и промышленных притоков нефти и газа из терригенных рифей-раннеюдомских отложений связана с Ангаро-Ботуобинским палеоподнятием. Залежи на Среднеботуобинском, Хотого-Мурбайском, Верхневилучанском, Вилуёско-Джербинском, Марковском и Аянском месторождениях и промышленные притоки нефти и газа на Парфеновской и Потаповской площадях приурочены к восточному склону этого палеоподнятия, где мощность отложений данного комплекса составляет 75—600 м. Залежи на Ярактинском и Атовском месторождениях и промышленные притоки нефти и газа на Преображенской и Верхнетирской площадях тяготеют к осевой части палеоподнятия. Братская залежь газа и промышленный приток нефти на Добчурской площади связаны с юго-западным его склоном, где мощность рифей-раннеюдомских отложений 200—350 м. Все эти залежи в палеотектоническом отношении приурочены к зонам замедленного прогибания, но находятся на склонах палеоподнятий, обращенных в сторону Прибайкало-Ленского и Присаянского палеобассейнов, испытывавших интенсивное непрерывное прогибание с амплитудой в несколько тысяч метров. Газовая залежь на Куёмбинской площади и промышленный приток нефти на Ванаварской площади связаны с Байкитской палеоантеклизой, разделяющей Присаянский и Тунгусский палеобассейны интенсивного прогибания.

Палеобассейн, включающий отложения верхнего юдомия, кембрия и ордовика, характеризуется расположением областей наиболее интенсивного прогибания во внутренних частях платформы (рис. 90). Одновременно снизилась контрастность и уменьшилась разница в амплитудах прогибания.

Самая обширная область интенсивного прогибания располагалась на территории Тунгусской палеосинеклизы, где предполагаемая амплитуда погружения за рассматриваемый период времени составляла 3—3,5 км, а возможно, и более. Значительная амплитуда прогибания — до 4—5 км по геофизическим данным отмечается в пределах Присаяно-Енисейской палеосинеклизы.

Отчетливо выделяется на схеме Анабарская палеоантеклиза. В ее пределах мощность отложений рассматриваемого комплекса изменяется от 0 на Анабарском выступе фундамента и в Оленекско-Мунской зоне сводовых палеоподнятий до 2 км на склонах палеоантеклизы. Эти поднятия находились в зоне сравнительно устойчивого прогибания.

В юго-восточной части платформы продолжает развиваться Ангаро-Ботуобинская палеоантеклиза, осложненная Ербогаченским и Усть-Кутским палеоподнятиями. Южная периклинальная часть средне-верхнепротерозойской палеоантеклизы в нижнем палеозое

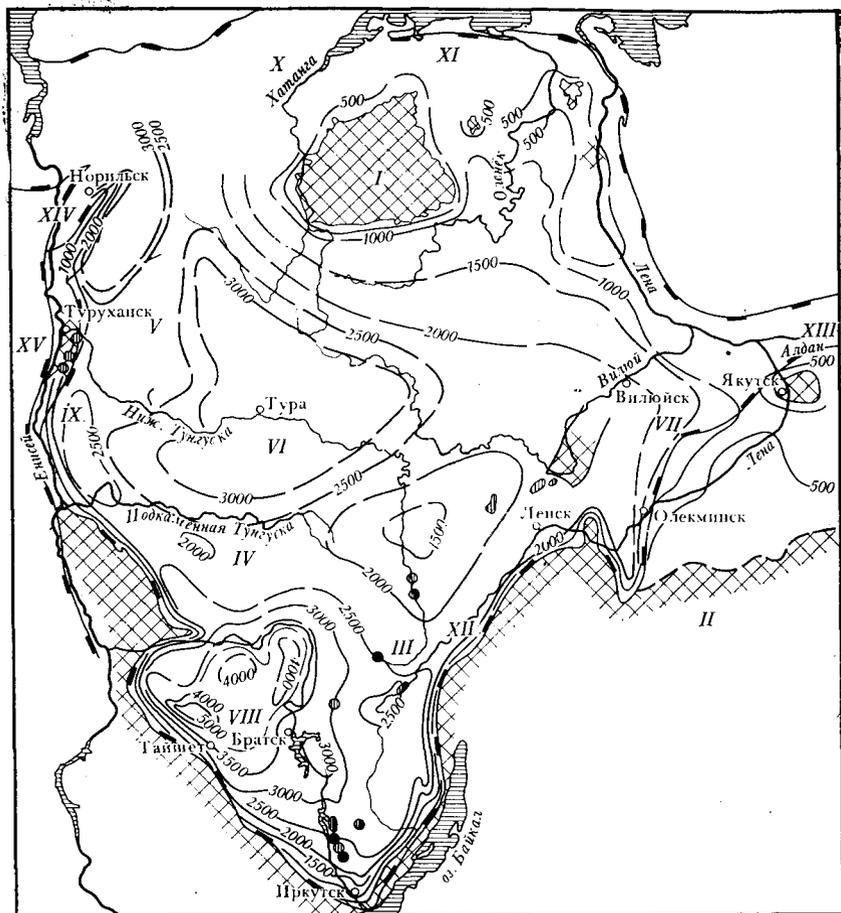


Рис. 90. Схематическая карта мощностей и нефтегазоносности верхнеордовикских отложений Сибирской платформы. Составили А. А. Бакиров, Э. А. Бакиров, А. Н. Дмитриевский, Ю. В. Самсонов, В. А. Туранов, Л. Н. Илюхин, А. П. Деметьев, А. В. Шашин, С. Р. Мингареев, В. А. Козлов, по материалам КНГР, ЯНГР, ВГТ, ВСГУ, ЯГУ, ИГ ЯФ СО АН СССР, ИГИГ СО АН СССР, ВНИГНИ, ВНИГРИ, СНИИГГИМС, ВостСибНИИГГИМС, Севморгео

Условные обозначения см. на рис. 89

превратилась в структурную террасу. В отличие от предыдущего периода развития отмечается смещение осевой линии в северной части Ангаро-Ботуобинской палеоантеклизы в сторону Ербогаченской разведочной площади и предполагается развертывание всего Ербогаченского палеоподнятия в сторону Байкитской палеоантеклизы с образованием единого субширотного Центральносибирского регионального палеоподнятия. В нижнепалеозойское время это палеоподнятия находилось в зоне устойчивого прогибания с

амплитудой 1,5—2,3 км. Усть-Кутское палеоподняtie и Ангарская структурная палеотерраса испытали еще более интенсивное прогибание.

В западной части платформы формируется единая Теринско-Нижнетунгусская зона палеопрогибов с максимальной амплитудой прогибания до 3 км.

Внутренними областями сноса обломочного материала остаются Анабарский выступ складчатого фундамента, наиболее приподнятые участки Оленекско-Мунской зоны палеоподнятий, а также Якутский и Сунтарский блоки фундамента. Внешними областями сноса являлись окружающие платформу с юго-востока, юга и юго-запада складчатые области.

В связи с заполнением осадками в протерозойское время крупных палеовпадин и палеопрогибов в кембрии отмечается слияние Прибайкало-Ленского и Тунгусско-Енисейского палеобассейнов с накоплением преимущественно морских карбонатных и лагунных осадков. Однако сохраняется дифференциация образовавшегося палеобассейна по амплитуде прогибания на два обширных субпалеобассейна: Тунгусского на севере и Присаяно-Ленского на юге, разделенных Центральносибирским палеоподнятием.

В палеотектоническом отношении залежи и промышленные притоки нефти и газа в отдельных скважинах из отложений нижнего палеозоя получены на восточном и южном склонах Ербогаченского палеоподнятия (Среднеботубинское, Верхневилучанское, Вилуиско-Джербинское месторождения, Преображенская, Даниловская площади). Эти склоны находились в зоне устойчивого прогибания с амплитудами 1,7—2,1 км. На восточном (Марковская площадь) и северо-западном (Непская площадь) склонах Усть-Кутского палеоподнятия в зоне более интенсивного прогибания с амплитудой 2,5 км также установлены скопления нефти и газа.

Из нижнепалеозойских отложений притоки нефти и газа получены в Ангарском газонефтяном районе и в пределах Приенисейской зоны линейных дислокаций, которые представляли собой в нижнем палеозое краевые моноклиальные склоны платформы и находились в зонах интенсивного и устойчивого прогибания с амплитудами соответственно 2,2—2,5 и 1—1,5 км.

С началом среднего палеозоя картина проявления тектонических движений существенно меняется. Это прежде всего выражается в значительном сокращении площади осадконакопления, в образовании нескольких самостоятельных бассейнов, в появлении нового изолированного бассейна. Заметно уменьшается амплитуда прогибания. В связи с сокращением и обмелением бассейнов седиментации изменяется вещественный состав отложений. Отмечается смена в основном карбонатных отложений силура преимущественно лагунно-континентальными сульфатно-терригенными образованиями девона.

В среднепалеозойское время основными областями осадконакопления являются территория Тунгусской палеосинеклизы, продолжающей развиваться унаследованно от предыдущего истори-

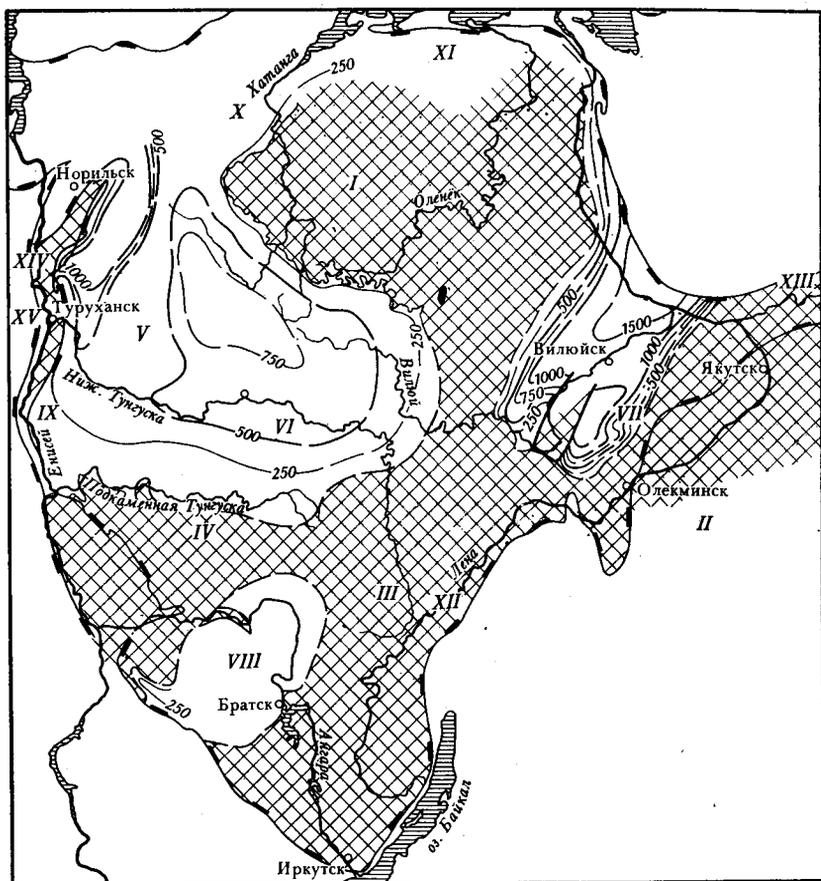


Рис. 91. Схематическая карта мощностей и нефтегазоносности силурийско-девонских отложений Сибирской платформы. Составили А. А. Бакиров, Э. А. Бакиров, А. Н. Дмитриевский, Ю. В. Самсонов, В. А. Туранов, Л. Н. Илюхин, А. П. Деметьев, А. В. Шашин, С. Р. Мингареев, В. А. Козлов по материалам КНГР, ЯНГР, ВГТ, ВСГУ, ЯГУ, ИГ ЯФ СО АН СССР, ИГиГ СО АН СССР, ВНИГНИ, ВНИГРИ, СНИИГГИМС, ВостСибНИИГГИМС, Севморгео
Условные обозначения см. на рис. 89

ческого периода, активизировавшаяся восточная часть Сибирской платформы, соответствующая Вилюйскому бассейну (рис. 91).

Наименьшее прогибание испытали сравнительно широкие прибортовые части Тунгусской палеосинеклизы, попавшие в зону замедленного прогибания. Центральные ее части, Дюкунский палеопрогиб и, вероятно, почти вся территория Вилюйского палеобассейна, находились в зоне устойчивого прогибания с амплитудами до 1,5 км. Отдельной областью осадконакопления представляется Присяяно-Енисейская впадина, располагавшаяся в зоне замедленного прогибания, где мощность отложений в скважинах превышает 300 м.

Остальная часть территории Сибирской платформы в среднем палеозое представляла собой крупное палеоподняtie, в пределах которого осадков данного времени не установлено. На севере платформы продолжает существовать Анабарская палеоантеклиза, на юге — обширное Ангаро-Ботуобинско-Байкитское палеоподняtie. На крайнем востоке (Алданская палеоантеклиза) также отмечается отсутствие отложений данного комплекса. Эта область на юго-западе сочленяется с Ангаро-Ботуобинско-Байкитским палеоподнятием.

Залежей и промышленных притоков нефти и газа из отложений силура и девона не установлен.

В верхнепалеозойское время схема проявления тектонических движений сохранилась унаследованной от предыдущего этапа развития. По вещественному составу в отложениях этого периода преобладают континентальные терригенные породы, иногда с содержанием значительного количества углистого вещества и реже отложения морского и прибрежно-морского генезиса.

В позднем палеозое Тунгусский и Вилюйский палеобассейны осадконакопления продолжали развиваться унаследованно. Тунгусский палеобассейн через небольшой пережим соединялся с северной частью Присяжно-Енисейского палеобассейна, и на большей части территории они представляли собой область замедленного прогибания с амплитудой менее 500 м. Лишь наиболее погруженные участки Дюпкунского палеопрогиба и Тембенчинской палеовпадины находились в зоне устойчивого прогибания с амплитудой более 1 км (рис. 92).

В Вилюйском палеобассейне в связи с активизацией нисходящих тектонических движений в соседней Верхоянской геосинклинали значительно увеличилась амплитуда прогибания (до 4 км и более). Большими амплитудами прогибания характеризуется Лено-Анабарский палеопрогиб, в приосевой части которого мощность рассматриваемых отложений оценивается в 5—7 км.

В верхнепалеозойских отложениях залежи газа и газоконденсата выявлены пока только в пределах Вилюйского палеобассейна (Хапчагайский мегавал и Среднетюнгское поднятие) в зоне, испытавшей устойчивое интенсивное прогибание, где предполагаемая максимальная мощность отложений достигает 4 км. Промышленные притоки нефти получены также на территории южного склона Лено-Анабарского палеопрогиба (Ильинская, Кожевниковская, Южно-Тигянская площади) в зоне интенсивного прогибания. Максимальная мощность отложений здесь 3—3,5 км.

В начале мезозойского времени площадь бассейнов осадконакопления по сравнению с поздним палеозоем практически не изменялась. Однако если в триасовый период бассейны осадконакопления были унаследованы от верхнепалеозойских, то в юрское время осадкообразование продолжалось только в северных и восточных краевых участках платформы: в Вилюйской палеосинклине, Енисей-Хатангском, Лено-Анабарском палеопрогибах, а

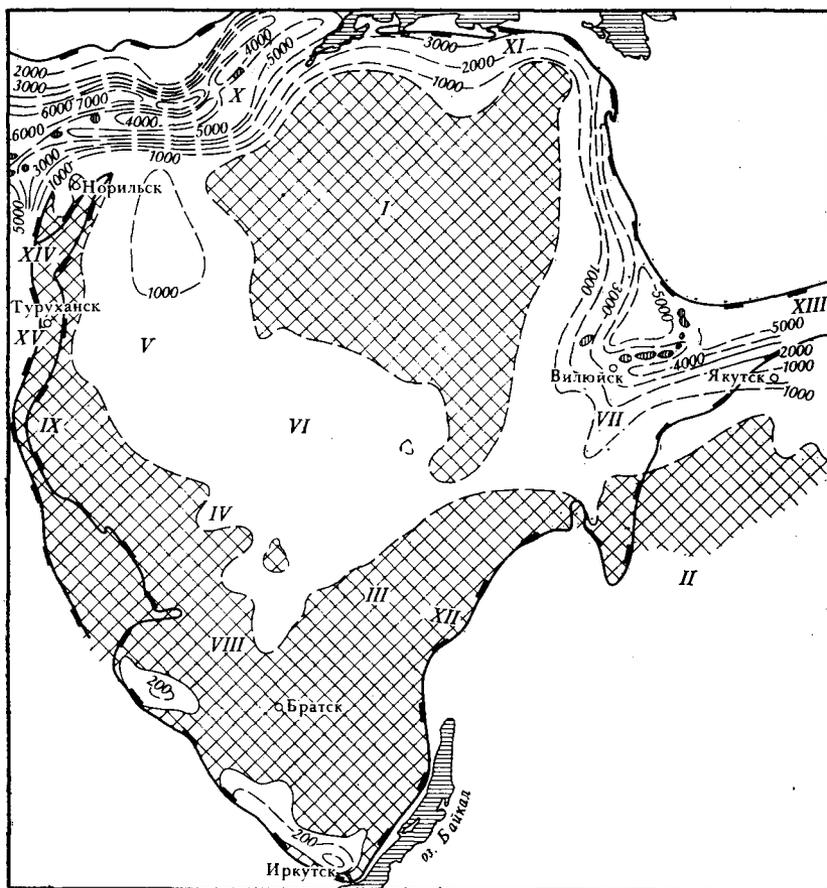


Рис. 93. Схематическая карта мощностей и нефтегазоносности мезозойских отложений Сибирской платформы. Составили А. А. Бакиров, Э. А. Бакиров, А. Н. Дмитриевский, Ю. В. Самсонов, В. А. Туранов, Л. Н. Илюхин, А. П. Деметьев, А. В. Шашин, С. Р. Мингареев, В. А. Козлов по материалам КНГР, ЯНГР, ВГТ, ВСГУ, ЯГУ, ИГ ЯФ СО АН СССР, ИГиГ СО АН СССР, ВНИГНИ, ВНИГРИ, СНИИГГИМС, ВостСибНИИГГИМС, Севморгео
Условные обозначения см. на рис. 89

палеосинеклизы, которые характеризуются замедленным прогибанием. Несколько больше амплитуды прогибания в северной части Тунгусской палеосинеклизы, выполненной осадочно-вулканогенной толщей триаса и находившейся в зоне сравнительно устойчивого прогибания. Максимальные погружения фиксируются в Лено-Анабарском и Енисей-Хатангском палеопргибах, в Вилюйской палеосинеклизе.

В палеотектоническом отношении выявленная промышленная продуктивность мезозойских отложений связана с Вилюйским палеобассейном и Енисей-Хатангским палеопргибом, испытавшими

в мезозойскую эру непрерывное интенсивное прогибание с амплитудами до 5—7 км.

На основании проведенного анализа можно сделать следующие выводы.

1. В процессе тектонического развития Сибирской платформы и формирования ее крупных геоструктурных элементов происходила значительная дифференциация вертикальных колебательных движений, неравномерный волнообразный характер которых во времени и в пространстве обусловил расчленение территории платформы на крупные сегменты, зоны, блоки, отличавшиеся величинами амплитуды и скоростями движений. Особенно четко это фиксируется на схеме рифей-раннеюдомского времени, где отчетливо выделяются западный сегмент, испытавший наиболее интенсивное прогибание, и восточный, характеризующийся замедленным погружением.

2. Характер тектонических движений согласуется с движениями, проявившимися в геосинклинальных областях, и в определенной степени зависит от них. На раннем этапе платформенного развития — в протерозое — максимальная амплитуда нисходящих движений отмечалась в окраинных частях платформы. Она в значительной мере зависит от прогибания в окаймляющей платформу геосинклинали.

С начала каледонского цикла развития в связи с воздыманием территорий, окружающих платформу с юго-востока, юга и юго-запада, изменился характер процесса прогибания, что проявилось в увеличении мощности отложений от краевых участков платформы во внутренние ее области.

Во второй половине каледонского цикла развития отмечается значительное сокращение областей прогибания и связанных с ними бассейнов седиментации. Эта тенденция сохраняется в течение всего герцинского, а также в начале альпийского цикла. Отмечается постепенное уменьшение амплитуды движений во внутренних частях платформы и постепенное увеличение ее в северных и восточных краевых участках.

3. Характер проявления тектонических движений предопределил особенности формирования бассейнов седиментации. Отмечаются, с одной стороны, значительная унаследованность развития, с другой — изменение границ палеобассейнов. Если в позднем протерозое существовало два самостоятельных бассейна седиментации, то в нижнем палеозое в едином палеобассейне отчетливо видны два (северный и южный) субпалеобассейна. Начиная со среднего палеозоя, на территории Сибирской платформы выделяются самостоятельные палеобассейны с различной амплитудой прогибания.

По характеру формирования палеобассейны подразделяются на: палеобассейны унаследованного развития, формировавшиеся практически в течение всего рассматриваемого геологического периода (Тунгусский, Присяжно-Енисейский);

наложенные палеобассейны, формировавшиеся в отдельные заключительные этапы развития платформы (Вилуйско-Приверхоанский, Енисей-Анабарский);

палеобассейны прерывистого развития, заложившиеся в начале платформенного этапа и прекратившие свое формирование в позднепалеозойское время (Прибайкало-Ленский, Теринско-Нижнетунгуский).

4. В формировании крупных геоструктурных элементов и палеобассейнов Сибирской платформы определенную роль сыграли движения по дизъюнктивным дислокациям. На это указывают значительная протяженность и большие градиенты изменения мощностей протерозойских отложений, например, вдоль западного и восточного склонов Ангаро-Ботуобинской палеоантеклизы, расположенных параллельно юго-восточной границе платформы.

Наряду с этими субмеридионально направленными глубинными разломами существенная роль, вероятно, принадлежала разломам фундамента северо-западного направления, ограничивающим с юго-запада Анабарскую антеклизу. Здесь также фиксируются значительные градиенты мощностей отложений, особенно протерозоя, кембрия, ордовика.

5. Выявленные к настоящему времени залежи и полученные промышленные притоки нефти и газа на территории Сибирской платформы приурочены в основном:

к сводовым частям крупных палеоподнятий позднепротерозойско-раннепалеозойского времени и их склонам, непосредственно примыкающим к обширным палеосинеклизам и палеопрогибам, испытавшим интенсивное прогибание;

к бортам крупных палеосинеклиз позднепротерозойского и раннепалеозойского времени, характеризующихся значительной амплитудой прогибания;

к зонам регионального прогибания верхнепалеозойского и мезозойского времени.

Таким образом, практика поисково-разведочных работ на территории Сибирской платформы, как и в других нефтегазоносных провинциях, подтверждает выявленную связь образования более значительных зон нефтегазонакопления с областями устойчивых региональных погружений.

§ 3. МЕТОДИКА ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ

При разработке методики геолого-геофизического изучения осадочных бассейнов использованы выводы и рекомендации, содержащиеся в работах И. Х. Абрикосова, А. Г. Алексина, Т. В. Долицкой, И. П. Жабрева, Г. А. Каледы, Л. П. Климушиной, Н. Я. Кунина, Н. И. Марковского, Н. В. Мелик-Пашаевой, В. Л. Гроссгейма, И. И. Нестерова, А. В. Томкиной, Э. М. Халимова, В. Т. Хромова, Г. Т. Юдина и др.

Разработанная типизация осадочных бассейнов позволяет обоснованно подойти к разработке рекомендаций по проведению региональных геолого-геофизических исследований.

Региональные работы необходимо проводить в несколько этапов. Работы I этапа должны осуществляться исходя из особенностей строения осадочных бассейнов, которые представляют собой симметричные или асимметричные образования, различающиеся по размерам и мощности выполняющих их осадочных толщ.

При развитии бассейна отмечаются миграция зон максимальной мощности осадков в пространстве и во времени, изменение границ бассейна. Как правило, в бортовых его частях происходят выклинивание обломочных коллекторских толщ, фациальное замещение пород в латеральном направлении. Подобные особенности строения дают основания рекомендовать уже на I этапе изучения осадочных бассейнов концентрацию региональных геолого-геофизических исследований по радиальным направлениям от бортов бассейна к его центральным частям, а при небольших размерах бассейна — по диаметральному направлению [Дмитриевский А. Н., 1979]. Подобные работы дают возможность в короткие сроки изучить строение осадочных бассейнов в целом, выявить наиболее перспективные из них в отношении нефтегазоносности, определить их границы и размеры, установить зоны максимального накопления осадков.

При проведении региональных работ необходимо соблюдать последовательность комплексных исследований, поставляющих разностороннюю информацию. А. Г. Алексин и др. (1979 г.) рекомендуют объединять способы как непосредственного изучения осадочной толщи (опорное, параметрическое бурение, геофизические исследования), так и прогнозирования ее строения (аэрометоды, космические съемки, структурная геоморфология, неотектоника и т. д.).

Особенности строения выделенных типов бассейнов позволяют дать следующие рекомендации при проведении региональных геолого-геофизических исследований II этапа, главной задачей которого является установление возможных зон нефтегазонакопления в пределах рассматриваемых территорий.

При изучении осадочных бассейнов прикаспийского типа, характеризующихся большими размерами, значительной мощностью осадочного выполнения, проявлением соляной тектоники, рекомендуется продолжить исследования по радиальным направлениям. Это даст возможность изучить строение отдельных блоков фундамента, как правило, ступенчато погружающихся от бортов бассейна к его центральным частям, уточнить строение крупных тектонических элементов, связанных с блоками фундамента, изучить область сочленения бассейна с соседними геотектоническими элементами, установить наличие или отсутствие крупных рифовых тел, возможно приуроченных к участкам бортового уступа, получить представления о строении ПР, НГК и нефтегазопроизводящем потенциале изучаемых отложений.

В связи с тем, что условия для нефтегазонакопления в пределах крупных тектонических элементов неодинаковы, необходимо комплексировать региональные геофизические профили с бурением опорных глубоких скважин. Эти скважины следует закладывать как в пределах присводовых частей поднятий, так и на далеких их погружениях.

Развитие АВПД в подсолевых отложениях бассейнов прикаспийского типа препятствует уплотнению обломочных пород, что, как было показано выше, способствует сохранению ими матричной седиментационной емкости до глубины 5—6 км. В карбонатных породах широко развиты процессы формирования вторичной аматричной емкости, что отмечено на глубине превышающей 5 км. Эти данные необходимо учитывать при ориентации поисково-разведочных работ.

Как показали проведенные исследования [Дмитриевский А. Н., 1966 г.], перспективы нефтегазонаосности надсолевых верхнепермских отложений восточной части Прикаспийской впадины следует связывать с крутыми склонами соляных куполов, межкупольными поднятиями, зонами сочленения соляных куполов и межкупольных поднятий и непрорванными соляными куполами.

Для выяснения перспектив нефтегазонаосности этих отложений у крутых склонов соляных куполов необходимо провести скважинную сейсморазведку, а для выявления новых межкупольных поднятий следует осуществить сейсмические работы методом РНП в межкупольных зонах восточной части Прикаспийской впадины. В триасовое время значительного роста соляных куполов не отмечается и, как следствие этого, триасовые отложения не прорываются солью. Перспективы нефтегазонаосности триасовых отложений следует связывать со сводовыми частями соляных куполов (если они имеются), межкупольными поднятиями и зонами локального выклинивания отдельных горизонтов триаса, обусловленного ростом соляных куполов.

Для бассейнов вилюйского типа основными задачами II этапа исследований являются уточнение тектонического строения бассейна, установление особенностей размещения крупных тектонических элементов, исследование пограничных областей, изучение зон регионального выклинивания, приуроченных к бортовым частям. В связи с резкой фациальной изменчивостью вулканогенно-осадочных тел получить сведения о строении ПР и НГК можно лишь при проведении более детальных исследований. При наличии в центральных частях бассейнов крупных положительных тектонических элементов, достаточно хорошо изученных, можно рекомендовать размещение региональных работ II этапа по радиальным направлениям от подобных поднятий к бортовым частям бассейна.

При проведении работ II этапа необходимо ориентировать геолого-геофизические исследования в соответствии с глубиной сохранения седиментационной матричной емкости обломочных коллекторов. В бассейнах апшеронского типа породы с хорошими коллекторскими параметрами могут быть встречены до глубины

6—7 км, а в бассейнах преуральского типа — 2—3 км. В связи с этим при изучении последних необходимо ориентироваться на карбонатные породы, как более благоприятные разности пород, в которых на глубине создаются условия для развития аматричной емкости.

Основными коллекторами в бассейнах волго-камского типа также являются обломочные и карбонатные тела. Обломочные породы, как правило, изменены интенсивными катагенетическими преобразованиями. Ранний приход углеводородов может приостановить развитие постседиментационных процессов, а формирование каркаса в раннем катагенезе из регенерированных обломочных зерен кварца может препятствовать уплотнению пород и сохранению ими высоких коллекторских параметров.

Региональные работы III этапа должны быть ориентированы на изучение палеобассейнов и наиболее перспективных участков, к которым относятся центральные части и склоны крупных геоструктурных элементов, унаследованно развивавшихся в течение длительного времени, участки сочленения крупных положительных структур и зон максимального накопления осадков, бортовые участки палеобассейнов, положительные поднятия в центральных частях палеобассейнов.

При рассмотрении нефтегазоносных бассейнов, выделяемых в современной структуре земной коры различными исследователями (И. О. Брод и др., 1965 г.), отмечаются трудности при установлении их границ. В один и тот же бассейн, как отмечает А. А. Бакиров (1972 г.), часто объединяются разнородные и различные по тектоническому положению территории. Как показывают практика работы и анализ большого фактического материала, при выделении палеобассейнов даже в отдаленные геологические эпохи обычно легче устанавливаются границы их распространения и участки развития максимальных мощностей. Следует отметить также, что размеры палеобассейнов иногда значительно меньше, чем размеры современных нефтегазоносных бассейнов, выделяемых различными авторами. Это, видимо, объясняется тем, что в современном нефтегазоносном бассейне объединяются и области крупных поднятий, и области устойчивых прогибаний, тогда как при историко-геологическом изучении выявляется существенное различие между этими геоструктурными элементами. Так, выделяемый И. О. Бродом и др. (1965 г.) Северо-Каспийский нефтегазоносный бассейн в соответствии с историей геологического развития разделяется на устойчиво и длительно прогибавшиеся палеобассейны Прикаспийской впадины, Преуральского прогиба и палеобассейны, приуроченные к сводам (Татарскому, Башкирскому, Токмовскому и Жигулевско-Пугачевскому), в пределах которых накопились осадочные породы, мощностью не более 1,5—2,0 км.

В связи с этим необходимо особенно тщательно изучить историю развития палеобассейнов, которые дали начало осадочным телам достаточной мощности, но которые в более позднее геологическое время перестали существовать или, напротив, испытали

инверсию и вошли в состав крупных сводовых поднятий. Так, например, в пределах современного Татарского свода в палеозойское время существовал палеобассейн, в котором накопились достаточно мощные отложения девона и нижнего карбона, содержащие большую часть выявленных в Волго-Уральской области промышленных запасов нефти. Область максимального (для Татарского палеобассейна) накопления осадков приходилась на южную и центральную части свода. В эйфельско-раннефранское время в северной части современного Татарского свода существовал Немско-Татарский свод, а в среднефранско-фаменское время северная часть его также была приподнята и входила в состав Немско-Камского сводового поднятия (М. М. Алиев, Г. П. Батанова, Р. О. Хачатрян и др., 1978 г.). Результатом этого является отсутствие или незначительная мощность продуктивных девонских и нижнекаменноугольных отложений в северной части Татарского свода. Отсюда следует, что для палеобассейнов, испытавших инверсию, необходим тщательный седиментационный и тектонический анализ, позволяющий установить участки максимального накопления осадков и оптимального распределения коллекторов и покрышек.

Приподнятые участки древних палеобассейнов могут образовывать:

самостоятельные поднятия типа сводов, разделяющих палеобассейны (Ставропольский свод);

вторичное обрамление, т. е. приподнятую зону по периферии палеобассейна;

сводовые поднятия и приподнятые зоны внутри палеобассейна (Татарский свод).

Выделение бассейнов на стыке суши и акваторий, в том числе и современных, определение частей бассейна, находящихся под водой, дает возможность разделить бассейн (палеобассейн) на две части: подводную, которая длительное время испытывает погружение и, следовательно, характеризуется максимальным накоплением осадков, и береговую, испытывающую разнонаправленные движения.

Широкое распространение залежей нефти и газа в акваториях и большие масштабы их нефтегазоносности по сравнению со смежными прибрежными участками являются весомым доказательством теоретических обоснований необходимости для процессов нефтегазообразования длительного и устойчивого погружения бассейна седиментации, объясняют приуроченность ареалов нефтегазоносности к участкам максимального накопления осадков. Как показывает М. К. Калинин (1978 г.), почти все ловушки, распространенные в акваториях, оказываются заполненными нефтью или газом, в то время как ловушки, развитые в смежной части суши, нередко содержат воду или тяжелую нефть. Эти закономерности установлены для современной структуры земной коры. Нет оснований полагать, что иначе было в более древнее время. По-видимому, условия для сохранения залежей нефти и газа были лучше

в ловушках, всегда находившихся в пределах палеобассейна, чем в ловушках периферических частей палеобассейна, т. е. участков, которые в более позднее время испытали инверсию. Все это показывает необходимость изучения границ распространения палеобассейнов, выявления участков, которые в то или иное геологическое время испытали инверсию, установления зон максимального накопления осадков.

В то же время исключать периферические части палеобассейна из числа перспективных не следует. Выше речь шла о сохранности залежей нефти и газа. Но если в периферических частях палеобассейна были благоприятные условия для формирования надежных экранов, то эти части могут быть перспективными, так как именно в этих зонах имеются также благоприятные возможности для формирования пород-коллекторов и неструктурных залежей нефти и газа.

Выделение палеобассейнов в качестве самостоятельных объектов для поисков нефти и газа позволяет давать рекомендации по наиболее оптимальному ориентированию поисково-разведочных работ, быстрее и с наименьшими затратами выявлять скопления подвижных углеводородов, связанные с различными геоструктурными элементами (поднятия в пределах палеобассейнов, крупные сводовые поднятия и т. п.).

Несмотря на довольно хорошую изученность большинства осадочных бассейнов Советского Союза, нельзя считать завершенными работы I этапа. Именно развитие работ, дающих представление о целостности бассейна и строении его частей, может привести к новой интерпретации результатов их прежнего геолого-геофизического изучения.

Группа исследователей ИГиРГИ выполнила анализ региональных геолого-геофизических исследований в восточной части Прикаспийской впадины и пришла к выводу, что, несмотря на достаточно большой объем региональных работ до сих пор не изучено строение бортовых частей впадины (А. Г. Алексин и др., 1978 г.). Ими рекомендовано сосредоточить региональные и детальные работы по опорным полосам, радиально пересекающим Прикаспийскую впадину.

Аналогичные рекомендации были сделаны и для Вилюйского осадочного бассейна [Дмитриевский А. Н., 1979 г.].

§ 4. ОСНОВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ НЕФТЕГАЗОПОИСКОВЫХ РАБОТ

Прикаспийский осадочный бассейн

Результаты работ многочисленных исследователей, комплексный анализ геологических, геофизических, геохимических, гидрогеологических и других данных позволяют сделать вывод о благоприятных для нефтегазообразования и нефтегазоаккумуляции условиях, существовавших в недрах Прикаспийской впадины.

Литологические исследования, изучение эволюции палеобассейнов восточной окраины Восточно-Европейской платформы, детальные исследования коллекторских и экранирующих свойств ПР дают возможность получить дополнительные данные об особенностях размещения скоплений нефти и газа в Прикаспийском осадочном бассейне.

Выполненные работы показывают перспективность в отношении нефтегазоносности подсолевых отложений восточной части Прикаспийского бассейна, где они залегают на доступных для бурения глубинах (4,5—6 км). Особые перспективы следует связывать с гумидно-инундационной формацией нижнего и среднего карбона и с гумидно-дифференционной формацией верхнего карбона, в которых в восточной части Прикаспийского бассейна установлено развитие рифовых карбонатных тел (В. А. Соколов и др., 1979 г.; Н. Я. Кунин и др., 1979 г.). Дальнейшего изучения требуют нефтегазоносные нижнепермские отложения. Перспективными следует считать слабо изученную аридно-трансгрессивную формацию верхнего девона и надсолевые формации (аридно-эмерсивная верхняя перми и гумидно-эмерсивная нижнего триаса).

Проведенные исследования позволили определить оптимальные направления поисково-разведочных работ и геолого-геофизических исследований бассейна и установить первоочередные объекты для поисков залежей нефти и газа.

В Прикаспийском осадочном бассейне рекомендуется.

1. Сосредоточить региональные исследования по радиальным направлениям от бортов бассейна к его центральным частям и заложить серию сейсмических профилей, пересекающих Шукатский, Утыбайский, Жаркамысский, Енбекский и Троицкий выступы фундамента, что даст возможность получить дополнительные сведения о строении бассейна в целом и позволит выяснить и уточнить строение областей стабильного прогибания в палеозойское время, размещенных между Шукатским, Утыбайским и Кызылжарским, Енбекским, Троицким и Кызылжарским выступами фундамента, а также уточнить строение и размещение ступеней фундамента (рис. 94).

В пределах восточной части Прикаспийского бассейна уже выполнен достаточный объем геолого-геофизических исследований. Рекомендуемые радиальные профили учитывают особенности строения региона, выявленные месторождения и нефтегазопроявления, выполненные геофизические и буровые работы. Обобщение имеющегося фактического материала, проведение дополнительных геофизических исследований (ГСЗ, КМПВ, МОГТ) и буровых работ (профильно-параметрическое бурение) позволят получить качественно новую информацию о строении и перспективах нефтегазоносности Прикаспийского осадочного бассейна.

2. Провести детальные сейсмические и буровые работы для изучения восточной, западной, северо-восточной и юго-восточной частей Жаркамысского выступа, южного, юго-восточного и северного погружений Утыбайского выступа, юго-восточного погружения

Шукатского свода, северной части Енбекского выступа; для изучения стабильно погружавшихся блоков фундамента, расположенных между Шукатским и Утыбайским, Енбекским и Каменным выступами; для изучения зоны сопряжения Кызылжарского и Караулкельдинского выступов и области активного осадконакопления на юго-восточном погружении Караулкельдинского выступа.

3. Считать первоочередными объектами для поисков залежей нефти и газа подсолевые локальные поднятия, расположенные в пределах сводовых частей и склонов выступов, а также склоны выступов, обращенных в сторону стабильно погружавшихся в палеозойское время областей. Перспективными с этой точки зрения являются локальные поднятия и склоны, приуроченные к южной части Енбекского выступа и северо-восточной части Жаркамысского выступа.

Вилюйский осадочный бассейн

Проведенные системно-литологические исследования показывают перспективность в отношении нефтегазоносности пермских и триасовых отложений Вилюйского бассейна. При изложении особенностей литологического состава и условий формирования гумидно-инундационной формации нижней перми и гумидно-дифференционной формации верхней перми и нижнего триаса, состава и строения пермско-нижнетриасового и нижнетриасового НГК была показана их перспективность для выявления новых скоплений углеводородов.

В Вилюйском осадочном бассейне рекомендуется.

1. Сосредоточить региональные работы по радиальным направлениям от центральных районов, газоносность которых установлена, в сторону мало изученных перспективных территорий и заложить серию сейсмических профилей от Хапчагайского мегавала: в северо-западном и западном направлениях к бортам Вилюйского бассейна — для изучения зоны регионального выклинивания продуктивных отложений; в южном и юго-западном направлениях — для изучения строения предполагаемой зоны распространения рифовых отложений и строения Кемпендяйской и Ыгыаттинской впадин (рис. 95). Обеспечить опережающее развитие региональных и поисковых геофизических исследований, что даст возможность подготовить фонд структур для глубокого бурения и обосновать оптимальные направления нефтегазопроисковых работ.

2. Провести детальные сейсмические и буровые работы для изучения зоны регионального выклинивания продуктивных отложений и для исследования Малькайско-Логлорской структурной зоны, осложняющей северо-западный борт Вилюйского бассейна.

По геофизическим данным верхнепермские и мезозойские отложения на северо-западном борту Вилюйского бассейна образуют вытянутые в северо-восточном направлении антиклинальные складки и структурные мысы. В пределах Малькайско-Логлорской зоны открыто Среднетюньгское газоконденсатное месторождение.

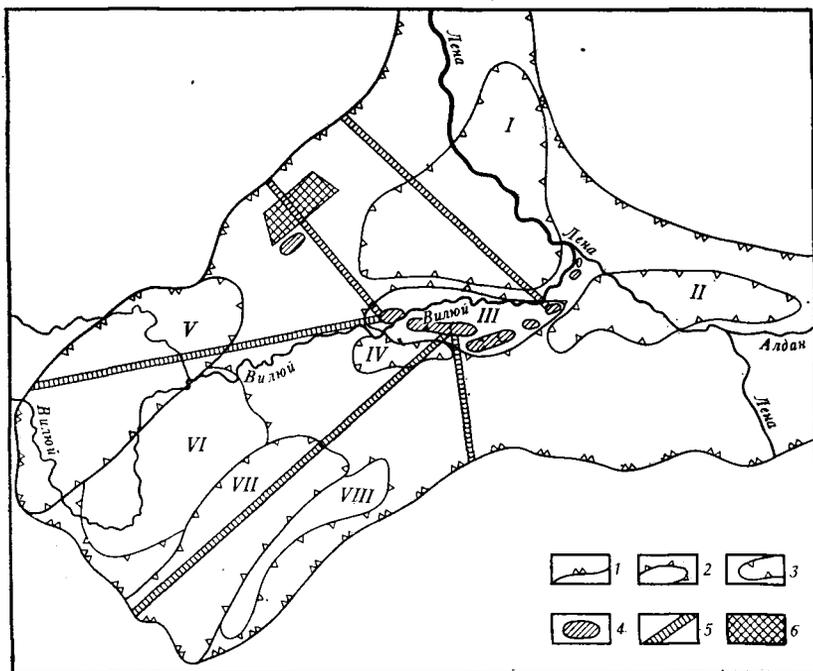


Рис. 95. Вилюйский осадочный бассейн. Карта нефтегазоносности и рекомендуемых геолого-геофизических исследований

1 — граница Вилюйской синеклизы; 2 — своды, валы, 3 — впадины; 4 — месторождения; рекомендуемые геолого-геофизические исследования; 5 — региональные сейсмические профили, 6 — первоочередные объекты геолого-геофизических и буровых работ.

I — Линденская впадина; II — Лунгинско-Келнская впадина; III — Хапчагайский мегавал; IV — Тангарная впадина; V — Ыгыаттинская впадина; VI — Сунтарский свод; VII — Кемпейдйская впадина; VIII — Арбайско-Сипский мегавал

Продуктивные горизонты пермского и нижнетриасового возраста по промыслово-геофизическим материалам и данным изучения керна на Среднетюнгской разведочной площади имеют более высокие емкостные и фильтрационные параметры по сравнению с коллекторами месторождений Хапчагайского мегавала.

3. Продолжить изучение продуктивности глубокозалегающих пермских отложений и заложить глубокие скважины (5,5—7,0 км) в пределах Хапчагайского мегавала и Среднетюнгской площади.

Цель изложенных основных направлений нефтегазопоисковых работ, с одной стороны, — познание изучаемых осадочных бассейнов как целостных природных систем, с другой — установление детального строения наиболее перспективных в отношении нефтегазоносности участков Прикаспийского и Вилюйского осадочных бассейнов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ публикаций последних лет показывает, что системный подход к исследованию сложных природных образований начинает все более активно внедряться в геологические науки. Перспективность данного направления исследований очевидна. Такие объекты геологических исследований, как формации, осадочные бассейны, платформы и геосинклинали, континенты и океаны и, наконец, Земля, являются целостными природными геологическими системами. В трудах многих видных ученых-геологов эти объекты часто характеризовались как единые природные образования, т. е. исследовались как системы.

В последние десятилетия закладываются основы системных исследований геологических объектов, которые поднимают изучение геологических систем на качественно новый уровень. При этом разрабатываются методологические и теоретические основы системно-геологических исследований, новые методы системных исследований.

Проведенные нами исследования позволяют сделать вывод о том, что системный литолого-генетический анализ является эффективным интегрирующим инструментом, позволяющим познать осадочный бассейн как исторически развивающуюся систему, установить его структуру и состав, генезис и этапы развития, а разработанные основные положения седиментационной трансляции, классификация обломочных пород-коллекторов, схема сопряжения элементов системы «обломочный коллектор», выполненная типизация бассейнов являются надежной системно-литологической основой для прогнозирования коллекторских и экранирующих свойств ПР.

Предложенные литолого-генетические, системно-литологические и прогностические исследования позволяют реально оценить перспективы нефтегазоносности изучаемых регионов, изложенные в монографии системно-структурные принципы палеогеологического районирования дают возможность повысить эффективность прогнозирования нефтегазоносности осадочных бассейнов.

Безусловно, начатые системно-геологические исследования должны быть продолжены, так как они являются одними из перспективных направлений развития нефтегазовой геологии.

В частности, должны быть продолжены работы по методологическому и теоретическому обоснованию системно-геологических исследований, дальнейшей детализации требуют классификационные построения. Особенно интересным, только намеченным в монографии направлением является решение практических задач про-

гнозирования коллекторских и экранлирующих свойств ПР с использованием ЭВМ.

Для сложных геологических систем чрезвычайную трудность представляет построение адекватных математических моделей. В этих случаях целесообразно подразделение систем на более простые подсистемы и элементы, что даст возможность эффективно применять математические методы.

Системный подход к моделированию геологических объектов, как и любых реальных объектов, можно рассматривать как совокупность способов и методов такого единообразного их представления, которое обеспечивает адекватность познания объекта и установление его связей с внешней средой.

Одной из особенностей системного подхода как научного метода является комплексное рассмотрение во взаимосвязи с внешним окружением конкретного объекта или решаемой научной проблемы и методов организации ее решения. В последние годы интенсивно развиваются способы установления взаимосвязей систем с внешней средой, а также методы анализа и организации решения возникающих в связи с этим проблем. Это привело к созданию двух новых научных дисциплин: системного анализа и программно-целевого управления, которые тесно взаимодействуют друг с другом и дополняют друг друга.

Системный анализ предполагает изучение реальных объектов с целью подготовки практических рекомендаций для их эффективного исследования и управления.

Способ выделения реальных объектов в виде системы зависит от цели исследования, т. е. от точки зрения исследователя системы. Вместе с тем отсутствие типизации «точек зрения на систему» приводит к несопоставимости «индивидуальных системных подходов» и способно породить хаос в организации и управлении объектами. Согласование реальных особенностей системы геологических исследований с общими принципами системного анализа представляет собой одну из наиболее сложных и актуальных проблем.

При решении геологических задач важно правильно выявить и содержательно определить существенные свойства геологического объекта (системы), доведя их до набора конкретных показателей. Существенные свойства можно представить в виде совокупности устойчивых значений показателей, характеризующих данный объект (систему) и позволяющих наиболее эффективно достичь цели анализа.

Одной из важнейших задач является установление полноты перечня рассматриваемых вопросов, необходимых для решения проблемы.

Для описания «поля» возможных вопросов (задач) целесообразно использовать понятие полного жизненного цикла.

В общем случае полный жизненный цикл систем и объектов представляет собой двухмерное пространство, в котором по вертикали располагаются характерные состояния процесса развития анализируемой системы, т. е. ее полный жизненный цикл, а по го-

ризонтали — характерные состояния процесса функционирования системы на различных этапах развития.

Процессы нефтегазообразования и нефтегазонакопления протекают в недрах осадочных бассейнов в результате взаимодействия, развития и преобразования трех систем: породной (осадочно-породной), артезианской и углеводородной. Каждая из этих систем, взаимодействуя друг с другом и с внешней средой, меняет свою структуру, состав, элементы, связи между элементами. Наиболее интенсивные процессы преобразования затрагивают углеводородные системы.

Полный жизненный цикл углеводородного сырья предполагает изучение углеводородов на всех этапах их геологической истории от седиментогенеза до формирования скоплений нефти и газа. С этой целью выделяются этапы исследования, отражающие различную степень преобразования органического вещества, условия генерации, аккумуляции и консервации углеводородов, особенно формирования их скоплений и т. п.

В то же время углеводородная система является составной частью целостной сложной природной системы «осадочный бассейн». В последней необходимо выделить также объекты исследований, изучение которых позволит установить особенности функционирования углеводородной системы, что в свою очередь, безусловно, повысит эффективность нефтегазопроисковых работ.

Информация, представленная таким образом, позволяет установить взаимосвязь между состояниями в процессе развития системы и состояниями ее функционирования. На этой основе можно определить полный перечень исследовательских работ, необходимых для решения проблемы в целом и ориентируемых на соответствующие характерные состояния полного жизненного цикла (Г. Г. Балаян, А. Н. Дмитриевский, Н. И. Комков, 1981 г.).

Наличие достаточно совершенного инструментария анализа, постановки и организации решения сложных научно-технических проблем создает новые условия и возможности применения системного подхода при решении геологических задач, организации и проведении геологических исследований.

Одной из наиболее эффективных форм организации решения геологических проблем и организации нефтегазопроисковых работ являются программно-целевые методы. Программно-целевой подход возник как естественное средство ускорения решения проблем, которые по своим масштабам не вписывались в рамки сложившейся системы организации. Программно-целевое управление — это комплекс взаимоувязанных мероприятий, включающих обоснование исходной потребности, цели и ее подцелей, работ, ресурсов, необходимых и достаточных для достижения цели решаемой проблемы (Г. Г. Балаян, Г. Г. Жарикова, Н. И. Комков, 1978 г.).

Методы целевого управления вообще и программно-целевого в частности предназначены для управления достижением желаемых состояний, т. е. достижением целей. Основная задача состоит в определении способов и путей решения проблемы. Несоответствие

в рассматриваемый момент исходного состояния желаемому, отсутствие способов достижения желаемого состояния и являются одними из характеристик проблемы.

Пути решения геологических проблем нетрадиционны, а известные способы не могут быть полностью заимствованы из других отраслей. Разработка способов решения проблем — составная часть программно-целевого управления, где переход из начального состояния в конечное, соответствующее цели решения проблемы, задается в виде программы работ и порядка их обеспечения необходимыми ресурсами¹.

Программа — это совокупность информационных, планомерно утверждаемых документов, носящих директивный и адресный характер, в которых зафиксированы сведения, содержащие:

- 1) исходную потребность в решении проблемы;
- 2) цель и состав подцелей решения проблемы, характеризующих ожидаемый конечный результат, удовлетворяющий конечную потребность;
- 3) состав и порядок выполнения работ, имеющих направленный, целевой характер; результаты выполнения этих работ в совокупности обеспечивают достижение цели проблемы;
- 4) состав и порядок организации и взаимодействия исполнителей при подготовке программы, реализации ее выполнения и передачи завершенных результатов заказчику;
- 5) порядок и объемы комплексного обеспечения работ необходимыми ресурсами, включая научные кадры, финансы, материально-технические ресурсы, информацию и необходимые организационные условия (Н. И. Комков, 1981 г.).

Программа предполагает возможность учета одной из характерных особенностей исследовательских и научно-технических проблем — их недостаточную структурную и параметрическую определенности. Эти неопределенности не могут быть полностью устранены в начальный или в какой-либо промежуточный момент решения проблемы из-за недостатка информации. Их величина и влияние на ход решения проблемы последовательно снижаются по мере приближения к конечной цели, поэтому программа — это совокупность последовательно (разновременно) разрабатываемых и утверждаемых документов, уточняющих процесс решения проблемы и управление этим процессом, позволяющих наиболее эффективно достичь поставленную цель.

Подготовка, разработка и реализация программы по своей сущности означает переход от традиционной практики планирования исследований, исходя из учета сложившихся на конец соответствующего планового периода тенденций развития науки и производства, к планированию, исходя из конечных потребностей, что позволяет заблаговременно программировать весь комплекс работ по достижению поставленных целей.

¹ «Методические рекомендации по программно-целевому управлению решением проблем развития науки и техники». М., изд. ЦЭМИ АН СССР, 1981.

Широкие возможности открываются при использовании системного подхода при проведении геолого-геохимических исследований (А. Н. Дмитриевский, А. С. Кореньков, 1982 г.). Системно-геохимические исследования имеют своей задачей изучение углеводородной системы, выявление особенностей ее функционирования, пространственно-временных границ, стадий и форм становления, развития, существования и разрушения системы, установление структуры и иерархий системы, уровни которой соответствуют характерным состояниям углеводородов в земной коре.

Системный подход позволяет повысить эффективность методов аэрокосмического изучения нефтегазоносных территорий (В. И. Гриндин, А. Н. Дмитриевский, 1982 г.). Он оказывает решающее влияние на организацию и методику дистанционных исследований, помогает ставить и решать задачи системной организации всего комплекса проводимых работ, а также находить оптимальные соотношения между различными методами и группами методов в общем комплексе аэрокосмических и геолого-геофизических исследований. В практике аэрокосмического изучения нефтегазоносных территорий наибольшее применение получили следующие принципы системного картографирования:

расчленение сложных систем на простые системы и элементы с целью выделения конкретных объектов исследования с одновременным комплексным, целостным изучением сложных систем;

разработка различных карт для одних и тех же изучаемых систем с целью максимально полного отображения их характерных особенностей;

установление оптимального набора методов и приемов дистанционного зондирования.

Основной задачей системного картографирования помимо разработки пространственной и временной иерархии изучаемых объектов следует считать выявление в составе, структуре и динамике различных систем тех компонентов и взаимосвязей, которые оказывают решающее влияние на их функционирование.

Системный подход дает возможность обосновать объективное подразделение наук о земле на научные дисциплины. В частности, предложенная в монографии иерархия природных геологических тел позволяет четко выделить в соответствии с уровнями организации вещества конкретные объекты исследования. Объектами системного изучения являются сферы (атмосфера, биосфера, гидросфера, литосфера) и геоболочка Земли (ядро, мантия, кора).

Наряду с минералогией, петрографией, учением о фациях и формациях и другими геологическими дисциплинами необходимо введение новых и более четкое разделение существующих дисциплин, объектами изучения которых должны быть структурные подразделения системы «Земля».

Широкое внедрение системного подхода в геологию способствует повышению эффективности нефтегазопромысловых работ, целевой организации геологических исследований и открывает новый этап в развитии наук о Земле.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Багринцева К. И.* Карбонатные породы-коллекторы нефти и газа. М., Недра, 1977.
- Бакин В. Е.* Основные закономерности размещения залежей газа и направление работ в Западной Якутии.—Труды СНИИГГИМС. Новосибирск, вып. 194, 1974, с. 14—22.
- Бакиров А. А.* Развитие учения И. М. Губкина о принципах нефтегеологического районирования.—В кн.: Губкинские чтения. М., 1972, с. 180—192.
- Бакиров А. А.* О закономерностях и научных критериях поисков и разведки крупных и крупнейших местоскоплений нефти и газа. М., ВНИИОЭНГ, 1978.
- Бакиров Э. А.* Принципы выделения и классификации нефтегазоносных комплексов и покрышек.—В кн.: Губкинские чтения. М., 1972, с. 274—281.
- Белоусов А. Ф.* Системный подход и некоторые методические проблемы исследования геолого-географических формаций.—В кн.: Методологические и философские проблемы геологии. Новосибирск, 1979, с. 276—294.
- Блауберг И. В., Юдин Э. Г.* Становление и сущность системного подхода. М., Наука, 1973.
- Бубнов С. Н.* Основные проблемы геологии. М., Изд-во Моск. ун-та, 1960.
- Бурлин Ю. К.* Природные резервуары нефти и газа. М., Изд-во Моск. ун-та, 1976.
- Васильев Ю. М.* Перспективы поисков нефтегазовых месторождений в верхнем палеозое Прикаспийской впадины.—Геология нефти и газа, 1971, № 11, с. 38—43.
- Вассоевич Н. Б.* Уточнение понятий и терминов, связанных с осадочными циклами, стадийностью литогенеза и нефтегазообразования.—В кн.: Основные теоретические вопросы цикличности седиментогенеза. М., 1977, с. 34—58.
- Воронин Ю. А., Еганов Э. А.* Вопросы теории формационного анализа.—Труды ИГиГ СО АН СССР. Новосибирск, вып. 63, 1969, с. 123—145.
- Геологические основы рациональной методики поисков нефтяных месторождений/А. Г. Алексин, В. Т. Храмов, Н. В. Мелик-Пашаева и др. М., Наука, 1979.*
- Глубинное строение восточной части Прикаспийской впадины в связи с перспективами нефтегазоносности/М. С. Арабаджи, Ю. М. Васильев, Т. И. Гальянова и др. М., Недра, 1976.*
- Губкин И. М.* Мировые нефтяные месторождения. М.—Л., ОНТИ, 1934.
- Дальян И. Б., Посадская А. С.* Геология и нефтегазоносность восточной окраины Прикаспийской впадины. Алма-Ата, Наука, 1972.
- Девонские отложения Волго-Уральской нефтегазоносной провинции/М. М. Алиев, Г. П. Батанова, Р. О. Хачатрян и др. М., Недра, 1978.*
- Дмитриевский А. Н.* Литолого-генетический анализ и его роль в прогнозировании нефтегазоносности осадочных бассейнов.—Геология нефти и газа, 1979, № 12, с. 13—19.
- Драгунов В. И., Айнемер А. И., Васильев В. И.* Основы анализа осадочных формаций. Л., Недра, 1974.
- Калинко М. К.* Поиски нефти и газа в акваториях — новый этап в развитии нефтегазовой геологии.—В кн.: Современные проблемы геологии и геохимии горючих ископаемых. М., 1973, с. 156—161.
- Клубова Т. Т.* Глинистые минералы и их роль в генезисе, миграции и аккумуляции нефти. М., Недра, 1973.
- Конторович А. Э., Неручев С. Г.* Катагенез рассеянного органического вещества и нефтегазообразование.—В кн.: Проблемы нефтеносности Сибири. Новосибирск, 1971, с. 51—70.

Коссовская А. Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилюйской впадины и Западного Верхоянья.— Труды ГИН АН СССР. М., вып. 63, 1962, с. 206.

Косыгин Ю. А., Соловьев В. А. Статические, динамические и ретроспективные системы в геологических исследованиях.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 6, с. 9—18.

Круть И. В. Введение в общую теорию Земли. М., Мысль, 1978.

Максимов С. П., Кунин Н. Я., Сардонников Н. М. Цикличность геологических процессов и проблема нефтегазоносности. М., Недра, 1977.

Нестеров И. И., Потеряева В. В. Региональные геологические условия, контролирующие формирование крупных месторождений нефти и газа.— Геология нефти и газа, 1971, № 10, с. 1—6.

Нефтегазоносность Вилюйской синеклизы и Предверхоанского прогиба/Н. В. Черский, К. В. Мокшанцев, Е. И. Бодунов и др.— В кн.: Нефтегазоносность Западной Якутии. Новосибирск, 1973, с. 148—161.

Нефтегазоносные бассейны земного шара/И. О. Брод, В. Г. Васильев, И. В. Высоцкий и др. М., Недра, 1965.

Нефтегазоносные бассейны мира/И. В. Высоцкий, В. Б. Оленин, А. М. Серегин, Б. А. Соколов.— В кн.: Губкинские чтения. М., 1972, с. 171—180.

Нефтегазоносный бассейн—основной элемент нефтегеологического районирования крупных территорий/Н. Б. Вассоевич, А. Я. Архипов, Ю. К. Бурлин и др.— Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол., 1970, № 5, с. 13—25.

Нефтегеологическое районирование Западной Якутии/В. В. Забалуев, В. Е. Бакин, Д. П. Сидоров и др.— В кн.: Геологическое строение и вопросы нефтегазоносности Якутской АССР.— Труды ВНИГРИ. Л., вып. 385, 1976, с. 21—25.

О некоторых факторах, влияющих на изменение физических свойств пород-коллекторов при погружении на большие глубины (на примере продуктивной толщи Азербайджана)/Э. А. Дандбекова, М. Б. Хенров, И. М. Архарова и др.— В кн.: Коллекторы нефти и газа на больших глубинах. М., 1980, с. 140—146.

Опыт прогнозирования локальных структур на основе использования математических методов и ЭВМ в нефтегазоперспективных районах Западной Якутии/М. С. Арабаджи, П. А. Беспрозрачный, А. Н. Дмитриевский и др.— Труды МИИХ и ГП. М., вып. 138, 1978.

Шатский Н. С. Парагенезис осадочных и вулканогенных пород и формаций.— Избр. труды, т. III. М., Наука, 1965, с. 153—174.

Перспективы нефтегазоносности и вопросы освоения нефтегазовых ресурсов Сибирской платформы/В. И. Игrevский, В. В. Семенович, И. С. Грамберг и др.— Советская геология, 1976, № 6, с. 3—12.

Прошляков Б. К. Вторичные изменения терригенных пород—коллекторов нефти и газа. М., Недра, 1974.

Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород. Ч. I, II. М.—Л., Гостоптехиздат, 1940.

Садовский В. Н. Основания общей теории систем. М., Наука, 1974.

Семенович В. В. О дальнейшем развитии исследований в области геологии поисков и разведки нефти и газа.— Советская геология, 1974, № 7, с. 3—13.

Сравнительная характеристика истории возникновения и развития Туранской плиты и Прикаспийской впадины. Тезисы докладов «Проблемы тектоники территории СССР и размещения полезных ископаемых»/А. Л. Яншин, Е. А. Артюшков, Р. Г. Гарецкий и др. М., Недра, 1977.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Тимофеев П. П. Основные проблемы современной литологии и задачи Междуведомственного литологического комитета.— Литология и полезные ископаемые, 1978, № 6, с. 3—16.

Трофимук А. А., Карогодин Ю. Н. Теоретические и прикладные вопросы цикличности осадконакопления.— В кн.: Основные теоретические вопросы цикличности седиментогенеза. М., 1977.

Хаин В. Е., Соколов Б. А. Современное состояние и дальнейшее развитие учения о нефтегазоносных бассейнах.— В кн.: Современные проблемы геологии и геохимии горючих ископаемых. М., 1973.

Ханин А. А. Основы учения о породах—коллекторах нефти и газа. М., Недра, 1965.

Чепиков К. Р., Ермолова Е. П., Орлова Н. А. Эпигенные минералы как показатели времени прихода нефти в песчаные промышленные коллекторы.— Докл. АН СССР, 1959, т. 125, № 5, с. 1097—1100.

Черников О. А., Куренков А. И. Литологические исследования песчаных продуктивных коллекторов (нефтепромысловая литология). М., Недра, 1977.

Штех Г. И. Глубинное строение и история тектонического развития Вилюйской впадины. М., Наука, 1965.

О Г Л А В Л Е Н И Е

Предисловие	3
<i>Глава первая. Теоретические основы системного литолого-генетического анализа осадочных бассейнов</i>	5
§ 1. Основные цели и структура системного литолого-генетического анализа	5
§ 2. Методика выделения и изучения осадочных тел	15
§ 3. Генетические и морфологические типы пустотного пространства пород-коллекторов	22
<i>Глава вторая. Типизация и структурно-литологическая характеристика осадочных бассейнов</i>	32
§ 1. Структурно-литологическая типизация осадочных бассейнов	32
§ 2. Структура и история развития Прикаспийского бассейна	40
§ 3. Структура и история развития Вилюйского бассейна	77
<i>Глава третья. Основы системно-литологического анализа и систематизация результатов изучения коллекторских и экраннующих свойств природных резервуаров</i>	91
§ 1. Основные положения седиментационной трансляции	91
§ 2. Литолого-генетическая классификация обломочных пород-коллекторов	103
§ 3. Коллекторские и экраннующие свойства природных резервуаров Прикаспийского бассейна	118
§ 4. Коллекторские и экраннующие свойства природных резервуаров Вилюйского бассейна	153
<i>Глава четвертая. Системно-геологические основы прогнозирования нефтегазоносности осадочных бассейнов</i>	166
§ 1. Системно-литологические основы прогнозирования коллекторских и экраннующих свойств и закономерности строения природных резервуаров	167
§ 2. Основы палеогеологического районирования	191
§ 3. Методика геолого-геофизического изучения осадочных бассейнов	212
§ 4. Основные направления нефтегазопойсковых работ	217
Заключение	222
Список литературы	227

Анатолий Николаевич Дмитриевский
**Системный литолого-генетический анализ
нефтегазоносных осадочных бассейнов**

Редактор издательства *Н. В. Чистякова*
Переплет художника *И. А. Слюсарева*
Художественный редактор *В. В. Шутько*
Технический редактор *А. В. Трофимов*
Корректор *Г. Г. Большова*
ИБ № 4743

Сдано в набор 04.02.82.	Подписано в печать 01.10.82.	Т-17951.
Формат 60×90 ^{1/16} .	Бумага типографская № 1.	Гарнитура «Литературная».
Печать высокая.	Усл. печ. л. 14,5.	Усл. кр.-отг. 14,5.
Тираж 1350 экз.	Заказ 106/8655—7	Уч.-изд. л. 16,65. Цена 1 р. 20 к.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра», 103633, Москва, К-12,
Третьяковский проезд, 1/19
Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ