

Б.К. Прошляков
Т.И. Гальянова
Ю.Г. Пименов

**КОЛЛЕКТОРСКИЕ
СВОЙСТВА
ОСАДОЧНЫХ
ПОРОД
НА БОЛЬШИХ
ГЛУБИНАХ**

Б.К. Прошляков
Т.И. Гальянова
Ю.Г. Пименов

**КОЛЛЕКТОРСКИЕ
СВОЙСТВА
ОСАДОЧНЫХ
ПОРОД
НА БОЛЬШИХ
ГЛУБИНАХ**



МОСКВА "НЕДРА" 1987

Прошляков Б.К., Гальянова Т.И., Пименов Ю.Г. Коллекторские свойства осадочных пород на больших глубинах. — М.: Недра, 1987. — 200 с.

Дана оценка пород-коллекторов на больших глубинах в нефтегазоносных районах СССР и за рубежом. Рассмотрены эволюция осадочных пород при погружении, типы коллекторов и зависимость их качества от литолого-геологических факторов. Изложены методы изучения пустотного пространства. Указаны основные критерии, применяемые при прогнозировании пород-коллекторов на больших глубинах, и приведена сводка о возможных типах ловушек и природных резервуарах.

Для геологов, занимающихся изучением и освоением нефтяных и газовых месторождений на больших глубинах.

Табл. 18, ил. 68, список лит. — 43 назв.

Рецензент: Т.Т. Клубова, д-р геол.-минер. наук (Институт геологии и разработки горючих ископаемых)

БОРИС КОНСТАНТИНОВИЧ ПРОШЛЯКОВ
ТАМАРА ИВАНОВНА ГАЛЬЯНОВА
ЮРИЙ ГЕОРГИЕВИЧ ПИМЕНОВ

Коллекторские свойства осадочных пород на больших глубинах

Редактор издательства Г.П. Ванторина

Обложка художника Б.К. Силаева

Художественный редактор В.В. Шутько

Технический редактор Л.Д. Агапонова

Корректор Л.В. Сметанина

Оператор И.М. Гончарова

ИБ № 6128

Подписано в печать 11.06.86.

Т-14246.

Формат 60x90¹/₁₆.

Бумага офсетная № 1.

Набор выполнен на наборно-пишущей машине.

Гварнитура „Универс”.

Печать офсетная.

Усл.печ.л. 12,5.

Усл.кр.-отт. 12.63.

Уч.-изд.л. 15,66.

Тираж 1800 экз.

Заказ 695. /400-7.

Цена 90 коп.

Ордена „Знак Почета” издательство „Недра”,
103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19

Тульская типография Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР
по делам издательств, полиграфии и книжной торговли,
300600, г. Тула, проспект Ленина, 109.

190405000-002
П — 133 — 87
043 (01) — 87

© Издательство "Недра", 1987

ПРЕДИСЛОВИЕ

Нефть и газ на небольших и средних глубинах на суше в ловушках антиклинального типа в значительной мере уже разведаны и разработаны. Дальнейшее пополнение промышленных запасов углеводородов в основном будет происходить за счет открытий на акваториях, в областях шельфа, и на суше в ловушках неантиклинального типа и на больших глубинах. Интенсивнее развивается направление, связанное с освоением больших глубин. Об этом свидетельствуют, например, такие цифры: в 1974 г. глубокое бурение на нефть и газ велось в 40 странах мира, в 1980 г. — почти в 70 странах, а в 1984 г. — в 100 странах. Таким образом, освоение глубинных недр с целью получения углеводородов — важнейших источников энергии и химического сырья — становится все более актуальной мировой проблемой. Эффективность ее решения регламентируется уровнем развития геологической науки, техническими и экономическими возможностями. Важную роль в решении этой проблемы играют породы-коллекторы. Как известно, даже в самых благоприятных геологических условиях, но при отсутствии пород-коллекторов невозможно существование промышленных скоплений нефти и газа.

Породы-коллекторы — мобильные геологические образования. В процессе их погружения могут измениться состав, строение и коллекторские параметры. Знание закономерностей изменения пород-коллекторов, предвидение возможных аномалий коллекторских свойств пород, умение прогнозировать перспективные территории и определять глубину зон развития пород-коллекторов совершенно необходимы для успешного проведения поисковых работ и освоения месторождений углеводородов. Это особенно актуально для больших глубин.

На территории СССР имеется ряд перспективных регионов, где глубина залегания возможных продуктивных толщ достигает 10–15 км (Прикаспийская низменность, Восточная Сибирь, Азербайджан и др.). В пределах этих регионов проводятся поисковые работы и уже осуществляется разработка месторождений нефти и газа, залегающих на больших глубинах. Подразделения ряда научно-исследовательских институтов и производственных организаций работают над проблемой изучения коллекторов нефти и газа в этих условиях. Большой вклад внесли советские ученые — А.А. Ханин, К.И. Багринцева, В.М. Бортницкая, Л.А. Буряковский, В.М. Добрынин, П.А. Карпов, Т.Т. Клубова, Р.С. Копыстянский, Б.А. Лебедев, М.Б. Хеиров, О.А. Черников, Т.А. Югай и другие, а также зарубежные исследователи — К.Магара, Д.Максвелл, И.Фетт, Г.Д. Хобсон, Х.Д. Хедберг и др.

В основу данной книги положены результаты работ авторов, занимаю-

щихся изучением коллекторов нефти и газа на больших глубинах со временем бурения сверхглубокой Аралсорской скважины СГ-1 (1961 г.). Главное внимание уделено формированию коллекторов, выявлению условий, благоприятных для сохранения коллекторских свойств пород на больших глубинах, описанию главных типов коллекторов, а также оценке различных признаков и свойств осадочных пород, необходимых для прогнозирования, распространения коллекторов на больших глубинах.

В заключение дана предварительная оценка возможностей развития пород-коллекторов на больших глубинах отдельных нефтегазоносных провинций СССР.

Глава 1

ЭВОЛЮЦИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ПРИ ПОГРУЖЕНИИ

Эволюция осадочных пород в истории Земли происходит в двух направлениях – седиментогенном и катагенном. Первое из них – это эволюция форм осадочного процесса от древнейшего времени до настоящего. Она связана с развитием Земли – изменением состава, строения, физических свойств осадочных пород, количественных соотношений между внешними геосферами планеты – литосферой, гидросферой, атмосферой, а позднее и биосферой. Эволюция проявлялась в том, что с течением времени образование одних осадков затухало, а вместо них из родственных компонентов возникали другие, отличающиеся от прежних своим составом, строением и физическими признаками. Второе направление эволюции связано с нарушением физико-химического равновесия между составными частями пород и последних с окружающей средой. Нарушение равновесия наступает вследствие проявления тектонических сил – погружения пород на большую глубину, перекрытия толщами более молодых образований. Поэтому породы испытывают воздействие возрастающего горного (литостатического) давления, повышающихся температур, химически активных жидких и газообразных флюидов, в том числе и углеводородов (УВ). Кроме того, эволюция пород может происходить в результате стресса и внедрения в осадочные породы магматического расплава.

Седиментогенная эволюция фиксируется лишь при сравнении осадочных образований, развивавшихся в течение геологически длительных отрезков времени. Н.М. Страхов [33] выделяет при этом четыре этапа в истории Земли: I – древнейший – азойский – более 4,7 млрд. лет, II – архейский, ориентировочный возраст 3–4,7 млрд. лет, III – преимущественно протерозойский этап, ориентировочный возраст 0,57–3 млрд. лет, IV – фанерозойский этап – палеозойские, мезозойские, кайнозойские, включая современные образования, абсолютный возраст – от настоящего времени до 0,57 млрд. лет.

Сравнение осадочных пород этих этапов истории Земли показывает, что с течением геологического времени происходило изменение состава, строения и внешнего облика осадочных пород. На первых этапах, например, преобладали эфузивно-осадочные, глинистые и обломочные породы. На III этапе существенно возросла роль хемогенных пород (джеспилитов и карбонатов) и понизилась доля эфузивно-осадочных; на IV этапе джеспилиты исчезли, но вместо них появились гидрогетит-шамозитовые, глауконитовые и кремнистые породы (хемогенные и биогенные).

Наиболее интересные с точки зрения нефтегазоносности позднепротерозойские и фанерозойские осадочные породы представлены близкими литологическими типами – песчаниками и алевролитами (полимиктовыми, олигомиктовыми, кварцевыми), известняками, доломитами и разностями промежуточного состава. Следует отметить, что среди карбонатов

сначала (в протерозое) преобладали хемогенные доломиты. В позднем протерозое, по данным Н.М. Страхова, А.Б. Ронова и других, появились биогенные водорослевые доломиты и известняки. Позднее, уже в начале кембрия, доломиты постепенно уступают место известнякам, при этом первые все более тяготеют к областям аридного климата. Известковые осадки развиваются в областях гумидного и аридного климатов. Доля биогенных разностей со временем все более возрастает не только в шельфовой, но и глубоководной части морей за счет широкого распространения планктонных организмов (фораминиферы, кокколитофориды и др.), строящих свои скелеты из кальцита.

Седиментогенная эволюция песчано-алевритовых пород происходит в направлении сокращения доли полимиктовых пород (аркозовых и гравекковых) и увеличения мономинеральных (кварцевых) и олигомиктовых. Такое положение объясняется постепенным разрушением механически и химически малоустойчивых обломочных минералов на путях их переноса в процессе неоднократного переотложения. Роль устойчивых минералов, и в частности кварца, при этом возрастает.

Влияние седиментогенной эволюции на коллекторские свойства осадочных пород с количественных позиций пока трудно оценить. В широком плане такая эволюция должна способствовать повышению коллекторских свойств. При этом мы исходим из следующих представлений: переотложение обломочных зерен сопровождается повышением их отсортированности, совершенствованием формы окатанности, удалением легко деформируемых минеральных частиц (слюды, хлорита, глинистых минералов и др.). Эволюция карбонатных пород, повышение роли биогенных образований (в частности рифовых) с внутри- и межформенными видами пористости также способствуют улучшению коллекторских свойств.

Катагенная эволюция осадочных пород проявляется совершенно иначе. При седиментогенной эволюции одни породы постепенно (во времени) сменяются другими, часто состоящими из тех же компонентов, и мы можем сейчас наблюдать и те, и другие. При катагенной эволюции изменяется исходная порода вследствие воздействия на нее различных внешних сил. Поэтому нередко нельзя установить первоначальный облик и физические свойства породы, существующей в современных условиях. Интенсивность проявления катагенной эволюции зависит от особенностей геологического развития и сочетания действующих факторов и не всегда от возраста. Например, синийский комплекс пород докембрийского возраста (740–1185 млн. лет) в КНР относительно слабо изменен, кембрийские синие глины в СССР (под Ленинградом) также практически не изменены. В то же время отложения значительно более молодого возраста – юрские отложения Северного Кавказа, палеогеновые отложения Предкарпатского прогиба преобразованы значительно сильнее.

Основной движущей силой катагенной эволюции является нарушение физико-химического равновесия между составными частями пород и последних с окружающей средой. Это нарушение равновесия возникает вследствие разных причин, но главным образом в результате тектонических проявлений – плавного погружения или воздымания отдельных тер-

риторий или же горообразовательных процессов. При этом изменяются термобарические и геохимические условия, что в конечном итоге и вызывает катагенез пород. Рассмотрим роль отдельных факторов катагенеза.

Температура. Температура недр возрастает с глубиной. Повышение температуры при этом определяется надежной изоляцией от поверхности и приближением к разогретым зонам литосферы. Степень прогрева осадочных толщ зависит также от расстояния до магматических очагов и содержания радиоактивных элементов. Их максимальные количества наблюдаются в сероцветных глинистых породах, особенно обогащенных тонкодисперсным органическим веществом (ОВ). Наконец, температура недр зависит от интенсивности циркуляции подземных вод и их температуры до поступления в данную осадочную толщу. Особое место в температурном режиме недр принадлежит теплопроводности пород.

Теплопроводность — процесс распространения тепла в телах, происходящий без перемещения вещества и без лучистого теплообмена. Чем выше теплопроводность пород, тем больше тепла отводится в окружающую среду и даже при большой мощности геологического тела температура в кровельной и подошвенной частях, а также в соседних пластиах отличается значительно меньше, чем в аналогичных условиях, но в породах с низкой теплопроводностью. Теплопроводность, помимо свойств самой материи, зависит от температуры, давления, пористости пород и состава флюидов, заполняющих поры. Она существенно понижается с повышением температуры и несколько возрастает с увеличением давления. При прочих равных условиях теплопроводность тем выше, чем ниже пористость породы. Образцы одной и той же породы с равной пористостью, но водонасыщенные обладают большей теплопроводностью, чем воздушно-сухие. Среди осадочных пород максимальной теплопроводностью обладают каменная соль, ангидриты. Теплопроводность их составляет соответственно $(50-70) \times 10^2$ и $(45-60) \cdot 10^2$ Вт/(м · К). Теплопроводность песчаников и известняков в 2–3 раза ниже. Метаморфизация этих пород сопровождается снижением пористости до 1 % и повышением теплопроводности до $(35-45) \cdot 10^2$ Вт/(м · К). Некоторые сведения о теплопроводности пород, заимствованные из литературных источников, приведены в табл. 1.

Высокая теплопроводность мощной толщи кунгурской каменной соли и ангидритов в Прикаспийской, Днепровско-Донецкой впадинах и других территориях способствует отводу тепла из подсолевых отложений. Например, в Прикаспийской впадине на глубине 3800–4100 м под мощной толщей каменной соли (более 2000 м) температура терригенных пород составляет 58°C , а по соседству в межкупольных зонах, там, где каменная соль отсутствует, на этой же глубине температура равна 70°C , т. е. на 12° выше.

По образному выражению Н.Б. Вассоевича, толща каменной соли проявляет себя как гигантский холодильник. Это можно сказать и об ангидритах, если они образуют толщи значительной мощности.

Рассмотрение проблемы в целом показывает, что с глубиной разогрев осадочных толщ возрастает, однако интенсивность повышения температуры (геотермический градиент) колеблется в очень широких пределах (рис. 1).

Таблица 1

Теплопроводность осадочных горных пород

| Породы и их местоположение | Число определений | Пористость, % | Теплопроводность, 10^2 Вт/ (м · К) | Температура, К |
|---|-------------------|---------------|--------------------------------------|----------------|
| Известняк, Бавария (ФРГ) | 1 | 3,4 | 21,13 | 318 |
| Известняк, штат Индиана (США) | 1 | 13,2 | 18,48 | 318 |
| Доломит, штат Техас (США) | 1 | 1,7 | 30,24 | 318 |
| Известняк, провинция Торонто (Канада) | 6 | | 19,74–29,82 | 293 |
| Доломит, провинция Трансвааль (ЮАР) | 7 | | 40,32–50,4 | 293 |
| Песчаник, штат Колорадо (США) | 1 | 22 | 18,61 | 318 |
| Песчаник, штат Миннесота (США) | 1 | 11 | 35,7 | 303 |
| Песчаник, провинция Оранжевая (ЮАР) | 7 | | 14,7–32,34 | 303 |
| Песчаник жерновой (Великобритания) | 8 | | 32,34–46,2 | 293 |
| Песчаник, штат Пенсильвания (США) | 1 | 0,5 | 38,64 | 318 |
| Ангидрит, Лечбергский туннель (Швейцария) | 3 | | 56,28 | 293 |
| Ангидрит, штат Луизиана (США) | 3 | | 57,54 | 293 |
| Гипс, месторождение Месджеде-Солейман (Иран) | 1 | | 13,02 | 293 |
| Каменная соль, штат Оклахома (США) | 2 | | 53,55 | 293 |
| Каменная соль, месторождение Месджеде-Солейман (Иран) | 1 | | 68,04 | 293 |

Следует также заметить, что на небольших и средних глубинах в отдельных интервалах в соответствии с теплопроводностью пород, зависящей от их литологического состава и плотности, темп повышения температуры вниз по разрезу непостоянен (рис. 2). Поскольку теплопроводность зависит и от степени уплотнения пород, которая с глубиной у всех пород, не заполненных УВ, выравнивается, то в геологическом разрезе на больших глубинах (свыше 4 км) темп повышения температуры с увеличением глубины залегания пород выравнивается (имеются в виду щиты и платформенные области).

Несомненно, что палеотемпература изучаемых в настоящее время осадочных толщ была иной, она динамично изменялась. Погружение осадочных образований сопровождалось их разогреванием. Наоборот, денудация части разреза, приближение к поверхности, вызывали охлаждение осадочных пород. На температуру недр влияли планетарные (изменение климата, оледенения, появление очагов вулканизма и т. д.) и космические (положение в галактической системе) явления, однако их роль применительно к большим глубинам не была значительной.

Давление. Горное или литостатическое давление возрастает с глубиной. Темп нарастания давления непостоянен. Он определяется плотностью пород, в свою очередь зависящей от структуры и литологического состава.

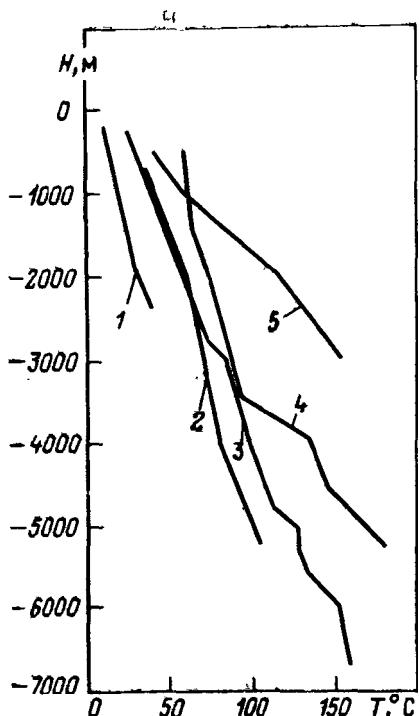


Рис. 1. Зависимость температуры от глубины по скважинам.

1 — Биштамакская скв. Г-13 (Восточный Прикаспий), 2 — Бийкжельская скв. СГ-2 (Восточный Прикаспий), 3 — Аралсорская скв. СГ-1 (Западный Прикаспий), 4 — Галюгаевская скв. 1 (Северный Кавказ), 5 — Прасковейская скв. 6 (Северный Кавказ)

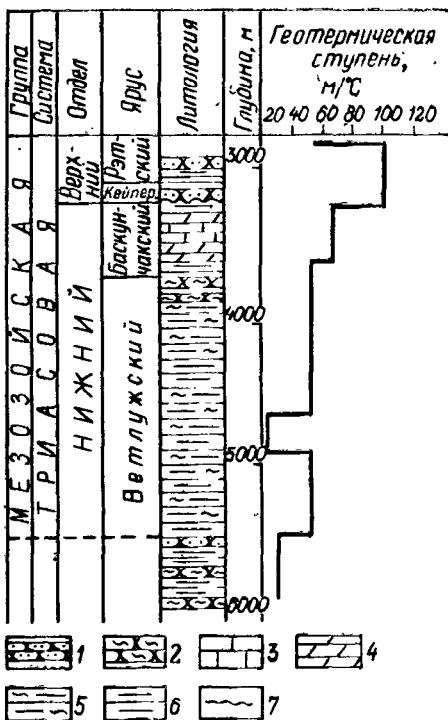


Рис. 2. Изменение геотермической ступени с глубиной в Аралсорской скв. СГ-1.

1 — песчаник, 2 — алевролит, 3 — известняк, 4 — мергель, 5 — аргиллит алевритистый, 6 — аргиллит, 7 — граници размыка

Так, например, плотность каменной соли по усредненным данным составляет $2,2 \text{ г}/\text{см}^3$. Давление, оказываемое толщей соли мощностью 1 км, составляет 0,21 МПа. Плотность хемогенных известняков $2,60\text{--}2,70 \text{ г}/\text{см}^3$, следовательно, давление, оказываемое километровой толщиной таких известняков, достигает 0,25—0,26 МПа. В обломочных породах — песчаниках, алевролитах и промежуточных разностях плотность существенно меняется с глубиной. На небольших глубинах (до 1,5 км) она равна $1,8\text{--}2 \text{ г}/\text{см}^3$, на глубине 4—6 км — $2,5\text{--}2,6 \text{ г}/\text{см}^3$. Следовательно, давление, оказываемое равными по мощности толщами пород, будет изменяться. В связи с этим горное давление на равных глубинах в разрезах, сложенных неодинаковыми породами, различно. Это обстоятельство необходимо учитывать при решении различных геологических и технических задач.

Гидростатическое давление, которое принимается равным 0,0098 МПа на 10 м водного столба (дистиллированная вода), часто идеализируется, так как природные воды вследствие их минерализации имеют плотность, значительно превышающую $1 \text{ г}/\text{см}^3$. Например, при минерализации 100 г/л плотность воды составляет $1,07 \text{ г}/\text{см}^3$, при 200 г/л — $1,14 \text{ г}/\text{см}^3$. 10-мет-

ровый столб такой воды оказывает давление 0,011 МПа. Возможно также и снижение плотности подземных вод за счет разгазирования углекислотой, метаном и другими газами. На основании экспериментальных исследований С.Д. Малинин пришел к выводу о том, что при температуре выше 180 °С растворимость углекислоты в воде вновь возрастает вплоть до смешения фаз. Это обстоятельство должно сопровождаться повышением плотности раствора. Таким образом, плотности воды и образуемых ею растворов в зависимости от давления, температуры, состава газов и растворенных солей могут существенно варьировать по величине и, следовательно, гидростатическое давление тоже.

В природных условиях существует еще и аномально высокое пластовое давление (АВПД). Такое давление может определяться различными причинами, которые детально проанализированы [8, 26, 42], поэтому в данной работе не рассматриваются. Отметим лишь, что оно характерно для пористых пород, перекрытых непроницаемыми, залегающими на средних и особенно на больших глубинах. АВПД часто значительно превышает гидростатическое, а нередко и горное давление. В последнем случае оно может привести к естественному гидроразрыву пласта. АВПД способствует сохранению высоких коллекторских свойств пород, а в случае гидроразрыва – их повышению. В Арапсорской скв. СГ-1 (Прикаспийская впадина) явления естественного гидроразрыва в виде коротких затухающих трещин, заполненных кальцитом, наблюдались в образцах керна, отобранных с глубины более 4000 м. Высокие АВПД широко известны в подсолевых отложениях Прикаспийской впадины на глубинах более 3,5–4 км.

Например, на месторождении Тенгиз на глубине 4 км и более коэффициент аномальности составляет около 2 (пластовое давление 0,8 МПа вместо 0,4 МПа). Отмеченная Л.В. Боревским зона тектонического расланцевания (разуплотнения) на глубинах 4,5–9 км, возможно, является результатом естественного гидроразрыва.

АВПД известны в мезозойских отложениях Западно-Кубанского прогиба, Амударьинской впадины, Афгано-Таджикской впадины на глубинах 3000–5000 м. В палеозойских отложениях АВПД известны в Прикаспийской, Днепровско-Донецкой впадинах и других регионах. В ряде районов отмечаются аномально низкие давления. Они присущи отложениям, залегающим на небольших и средних глубинах – 1000–3000 м (Чу-Сарысуйская, Прибалтийская впадины, Иркутский амфитеатр) и перекрытым надежными экранами. Несомненно, что такие условия оказывают влияние на катагенетические изменения пород, однако они пока мало изучены.

Подземные воды. Как показали многочисленные исследования, природные воды, находящиеся в осадках и осадочных горных породах, существенно отличаются, хотя между ними имеется определенное сходство. Оно заключается в том, что состав основных ионов (Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^-) в них тождествен и соответствует составу океанических вод. Соотношение между основными ионами и микрокомпонентами как в осадках, так и в породах, залегающих на разных глубинах, не-

одинаково. Нельзя дать четкого ответа на вопрос, каков состав подземных вод на разных глубинах. Это определяется множеством факторов, например, такими, как геотермический градиент, степень подвижности вод и т. д. Вместе с тем известно, что на небольших глубинах минерализация вод ниже, в их составе заметную роль играют сульфат-ион и гидрокарбонат-ион. В зонах, где температура превышает 40–60 °С, начинают доминировать ионы хлора, минерализация вод возрастает до 30 г/л, а затем она остается более или менее постоянной, несмотря на дальнейшее повышение температуры по мере увеличения глубины залегания. В подземных водах Прикаспийской впадины при этом происходит понижение содержания ионов Ca^{2+} и Mg^{2+} и увеличение количества ионов Na^+ .

Несомненно, что в зонах высокого разогрева, там, где температура приближается к 200 °С, в подземных водах возрастает количество и некоторых других веществ, например кремнезема, однако его роль по сравнению с ионами Cl^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ остается незначительной.

В подземных водах, помимо продуктов растворения минеральной части, содержатся еще и органические соединения (фенолы, бензол и др.), которые оказывают существенное влияние на процессы катагенеза.

Анализ вод из разных районов показывает, что несмотря на их различный химический состав, имеется явная тенденция к понижению pH с увеличением глубины залегания (рис. 3). Следует при этом напомнить, что pH при нагревании воды понижается (рис. 4). Например, по данным А.В. Копелиовича, нагревание дистиллированной воды (pH 7) от 20 до 100 °С сопровождается понижением pH до 6. В лабораторных условиях pH природных вод обычно определяют при комнатной температуре, поэтому результаты измерений оказываются выше, чем фактические значения в природных условиях. Возможно, что падение pH с глубиной — одна из причин сохранения высоких коллекторских свойств в карбонатных поро-

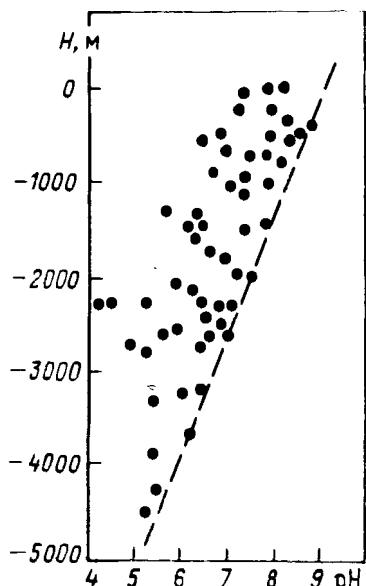
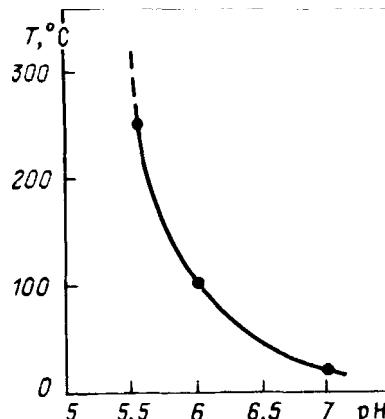


Рис. 3. Зависимость pH от глубины

Рис. 4. Зависимость pH дистиллированной воды от температуры



дах на больших глубинах. Этот вопрос, однако, должен быть проверен экспериментальным путем.

Природные газы. Эти газы существенно влияют на процессы катагенеза. Основными компонентами природных газовых смесей являются углекислота, метан и его гомологи, азот, сероводород, водород, гелий и др. Количественные соотношения между газами варьируют в широких пределах. Нередко встречаются почти монокомпонентные газы (например, метановые). Установлено, что состав природных газов в существенной мере зависит от термобарических условий и состава ОВ, представляющего собой главный продукт, из которого получаются газы. Кроме того, некоторые газы образуются вследствие реакции между минералами и природными водами. Среди газов, распространенных в осадочной оболочке, наиболее химически активными являются углекислота и сероводород, содержание которых колеблется в широких пределах, однако в большинстве углеводородных месторождений измеряется долями и первыми единицами процента. В некоторых газовых месторождениях углекислота — основной компонент. Так, например, В.С. Солодков отмечает, что в США на месторождениях Брейди-Саут углекислоты содержится 86,6 %, в Норт-Мак-Каллем 92,4 %. В Южно-Семиводском месторождении (Западная Сибирь) углекислоты 73,1 %, метана 18,45 %, азота 5,77 %. Сероводород также иногда составляет значительную часть природных газов. В месторождении Эмори (США) сероводорода 42,4 %, в Бандар-Исахнур (Иран) 40 %. В СССР также имеется немало месторождений с повышенным содержанием сероводорода в газе. Среди них месторождения в Западном Узбекистане, Восточной Туркмении, Урало-Поволжье, Прикаспии. Например, в Астраханском месторождении содержание сероводорода — до 23 %, а углекислого газа — до 25 %. [32].

В.А. Соколов в глобальном плане выделил в геологическом разрезе четыре зоны образования газов (рис. 5), сменяющие друг друга по мере увеличения глубины залегания. В верхней, биохимической зоне

мощностью 50–100 м формируются преимущественно углекислота, в некоторых случаях метан и азот, а в осадках, накопившихся на суше, и кислород. С точки зрения литогенеза — это зона течения диагенетических процессов. В интервале глубин 50–100 м и несколько глубже располагается переходная зона, в которой затухают биохимические процессы и активизируются чисто химические. Состав газа остается в основном прежним, за исключением кислорода, который практически полностью расходуется на биохимические процессы.

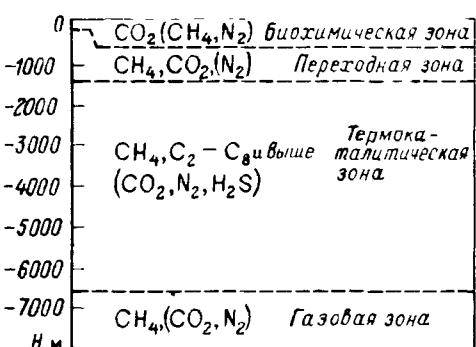


Рис. 5. Зональность процессов образования газов по разрезу осадочных пород (в скобках выделены основные примеси). По В.А. Соколову

В интервале глубин, примерно от 1 до 7 км выделяется термокаталитическая зона. Здесь активизируются термохимические процессы. Повышение температуры (более 50 °С) ускоряет распад и гидрогенизацию ОВ, способствует образованию УВ, углекислоты, сероводорода. Для генерации сероводорода большое значение имеет также наличие таких исходных продуктов, как ангидриты и, по-видимому, сульфат-ионы. Характерно, что повышенные и высокие концентрации сероводорода и углекислоты приурочены в основном к карбонатным коллекторам, соседствующими с сульфатсодержащими толщами или содержащими рассеянные сульфатные минералы. В большинстве случаев сероводород в повышенных концентрациях встречается в породах, залегающих на глубинах более 3 км.

Растворенные в воде углекислота и сероводород понижают pH растворов и этим предупреждают выделение карбоната кальция. По-видимому, присутствие этих газов является одной из причин сохранения и даже повышения коллекторских свойств карбонатных пород.

Газовая метановая зона располагается ниже 6–7 км. Ее верхняя граница проводится В.А. Соколовым по температуре 200 °С, выше которой жидкые УВ начинают различаться. Основным газовым компонентом здесь является метан с небольшой примесью CO₂ и N. Нижняя граница зоны проводится на глубине 12–13 км (при геотермическом градиенте 33 °С/1 км), где температура воды достигает критического значения. Ниже расположенную глубинную область В.А. Соколов именует зоной водяного пара.

Катагенная эволюция осадочных горных пород происходит вследствие нарушения физико-химического равновесия между составными частями пород или между составными частями пород и окружающей средой. При этом активно проявляются вышеупомянутые факторы.

В зависимости от состава пород и проявления тех или иных факторов или их сочетаний эволюция в каждом конкретном случае будет иметь свои особенности.

Песчано-алевритовые породы. Первым этапом в эволюции песчано-алевритовых пород (после стадии диагенеза) является механическое уплотнение. В породах без цемента уплотнение заключается в перегруппировке обломочных зерен, наиболее плотной их упаковке. В песчано-алевритовых породах с глинистым цементом происходит частичное перераспределение цемента и перегруппировка обломочных частиц. В случае обломочных пород с карбонатным цементом последний растворяется и частично перекристаллизовывается. Одновременно в поровом пространстве возрастает содержание углекислоты, повышается минерализация подземных вод, падает роль сульфат- и карбонат-ионов, возрастает значение ионов хлора.

Следующий этап эволюции песчаных и алевритовых пород — продолжение их уплотнения. При этом начинают происходить коррозия зерен кварца, растворение зерен кварца и полевых шпатов в точках касания друг с другом (растворение под давлением по принципу Рикке), образование конформных и инкорпорационных контактов между зернами. Одновременно в породах с карбонатным цементом продолжается растворение кальцита. Коррозия зерен кварца и растворение кальцита препятст-

вуют уменьшению пористости пород. В зависимости от термобарических условий этот этап продолжается до глубины 1800–2500 м. В этом интервале глубин начинает проявляться регенерация обломков кварца. В интервале глубин 2300–2500 м, а иногда и выше в зависимости от геотермического градиента (при температуре более 70–75 °С) в поровом пространстве и трещинах терригенных и карбонатных пород выделяется вторичный кальцит. Судя по разрезам Прикаспийской впадины, Мангышлака, Туркмении повторное выделение карбонатов в твердую фазу продолжается до глубин не менее 5,5–6 км, при этом наблюдается постепенное уплотнение пород, понижение пористости. В подсолевых разрезах терригенных пород, в которых температура оказывается на 20–30 °С ниже, чем в однотипных породах на равных глубинах в надсолевых отложениях, выпадение карбонатов, по-видимому, продолжается и на больших глубинах.

В общем виде эволюция обломочных пород при погружении сопровождается их постепенным уплотнением. Основными причинами этого процесса являются перегруппировка обломочных зерен, перераспределение и перекристаллизация цемента, растворение обломочных зерен на контактах друг с другом, регенерация обломочного кварца, полевых шпатов, плагиоклазов, деформация минералов, имеющих таблитчатую форму (биотит, мусковит, хлорит и др.) и, наконец, выделение минеральных новообразований в поровом пространстве (кальцит, доломит, гидрослюдя, каолинит, хлорит, гипс, ангидрит и другие, более редкие). В результате этих процессов коэффициент уплотнения k_δ пород приближается к единице: $k_\delta = \delta_p / \delta_{t.f.}$, где δ_p и $\delta_{t.f.}$ – соответственно плотности породы и твердой фазы.

Следующей общей закономерностью в эволюции обломочных пород является постепенная, по мере погружения все более четкая переориентировка обломочных зерен в плоскости, перпендикулярной направлению литостатического давления, за счет физико-химических процессов. К завершающему этапу катагенеза обломочные зерна располагаются уже более или менее ориентированно, при этом контакты зерен, лежащих в одной плоскости, имеют неровные, нередко зубчатые очертания. В случае переслаивания обломочных пород возникают полосчатые текстуры.

Темп эволюции обломочных пород в регионах с различным геологическим строением и физико-химическими условиями неодинаков. Во впадинах древнего заложения (палеозойские и более древние) коэффициент уплотнения пород достигает высоких значений уже на глубине 4000–4500 м, составляя 0,88–0,94. В зонах альпийского тектогенеза, где развиты более молодые палеогеновые и неогеновые отложения большой мощности, уплотненность пород существенно ниже. Породы акватории Каспийского моря и Прикуринской низменности (Азербайджан) относительно слабо уплотнены даже на глубинах 5000–6000 м. В районе площади Булла-море, например, на глубине свыше 6000 м k_δ кайнозойских песчаников составляет 0,81–0,85, т. е. ниже, чем у вышеотмеченных палеозойских, залегающих на меньших глубинах. В случаях стресса обломочные породы уплотняются на значительно меньших глубинах. Например, в мел-палеогеновых песчаниках Предкарпатья k_δ достигает 0,95 уже на глубинах

500–600 м. Не исключено, что высокая в целом степень уплотнения мезозойских и особенно палеозойских пород по сравнению с кайнозойскими обусловлена не только возрастом, но и пребыванием их на еще больших, чем в настоящее время, глубинах в прежние геологические эпохи.

Карбонатные породы. Как известно, в разные геологические этапы формировались карбонатные породы разного литологического состава и строения. В фанерозое, с которым связаны залежи нефти и газа на больших глубинах, преимущественным распространением пользуются известняки. Следует напомнить, что с начала палеозоя и до настоящего времени происходит повышение роли карбонатов кальция (известняки, мел, известковые мергели) и снижение роли доломитов.

Доломиты. Первичные (седиментогенные и диагенетические) доломиты обычно имеют однородную микрозернистую структуру. В породах иногда присутствуют остатки угнетенной, бедной в видовом отношении фауны. Вместе с тем не являются редкостью водорослевые доломиты. Примеси в первичных доломитах обычно содержатся в небольшом количестве. Представлены они глинистым материалом и сульфатами кальция (гипс, ангидрит). Известны примеры, когда содержание нерастворимого остатка достигало 10–20 %. А.В. Пустовалов, например, определил, что в обнажении у с. Петищи (Татария) доломиты содержат 18,77 % нерастворимой части.

В стадию катагенеза в связи с погружением происходит эволюция доломитов. Начинается она с уплотнения, которое протекает очень энергично. Уже на глубине 800–1000 м k_{δ} у них достигает 0,85–0,90. В дальнейшем происходят перекристаллизация, укрупнение кристалликов, часто приобретающих правильную ромбоздрическую форму. В ряде случаев в доломитах встречаются новообразованные кристаллы кварца и выделения халцедона, различимые невооруженным глазом.

Глубинное положение зон развития средне- и крупнокристаллических доломитов зависит от термобарической и геохимической обстановок и для каждого конкретного региона имеет свои диапазоны. Можно лишь отметить, что на глубинах выше 3000 м тонкозернистые, а тем более микрозернистые доломиты не описаны.

При погружении на большие и даже средние глубины доломиты становятся достаточно хрупкими (коэффициент пластичности — $k_{\text{пл}}$ понижается до 2), способными к растрескиванию. В естественных условиях это подтверждается наличием трещин в керне, извлеченном из скважин северного борта Прикаспийской впадины, Северной Ферганы и других регионов. В областях глубокого залегания пород трещины в доломитах могут быть "запечены" кальцитом.

При выветривании в зоне гипергенеза из доломитов может образоваться "доломитовая мука" — весьма тонкая сыпучая масса, состоящая из мельчайших ромбоздров доломита. Особенно эффективно этот процесс происходит в случае равномерного распределения в доломите значительных количеств сульфата кальция (гипс, ангидрит), который в приповерхностной зоне обладает большей подвижностью, чем доломит. В результате выноса сульфата кальция нарушается цементация кристалликов доломита.

Известняки. После диагенеза известняки уплотняются очень быстро. В мезозойских отложениях на глубине 500 м плотность известняков варьирует в зависимости от структуры от 2,2 до 2,69 г/см³. На глубине 2000 м плотность известняков возрастает от 2,50 до 2,70 г/см³, как и у доломитов, но выше, чем у остальных широко распространенных пород. Уплотнение происходит под действием давления вышележащих толщ пород и осадков вследствие перекристаллизации хемогенного кальцита. Необходимо отметить, что органогенные (в том числе дегритовые и рифогенные) карбонатные породы уплотняются значительно медленнее, чем хемогенные микрозернистые. Известно, что органогенные породы из-за растворения арагонитовых, а частично и кальцитовых раковин на небольших и даже средних глубинах (до 2500 м) становятся менее плотными, более пористыми. Ниже 2500–3000 м органогенные, пористые известняки вновь вступают в стадию уплотнения (Прикаспийская впадина) за счет взаимодействия ионов кальция и углекислоты с выделением кальцита в твердую фазу. Положение границы, с которой начинается новообразование кальцита, зависит от ряда факторов, но прежде всего от температуры недр (T более 70–75 °С). Исходя из этого выделение вторичного кальцита в известняках на востоке Северного Предкавказья и в районе Астрахани должно начинаться на глубине 1500–2000 м, что подтверждается и фактическим материалом.

Для карбонатных пород в ряде регионов характерны также новообразования халцедона. В Прикаспийской впадине (Порт Артур) такие новообразования установлены на глубине 2914 м и ниже. Эти новообразования выполняют ранее образовавшиеся пустоты, в частности полости от растворения раковинок и каверны. Размер новообразований в значительной мере определяется величиной пор и каверн. Наблюдавшиеся нами в шлифах и образцах керна вторичные выделения халцедона имели размер от долей миллиметра до 7 мм.

Наряду с минеральными новообразованиями на больших глубинах встречаются известняки со свободным поровым пространством — кавернами, трещинами и даже полостями, размер которых измеряется метрами. Такие полости известны в каменноугольных известняках Волгоградского Поволжья, на северном борту Прикаспийской впадины на глубинах 3500–4000 м. Повышенная пористость наблюдается в карбонатных породах ряда месторождений в Прикаспийской впадине на глубинах выше 4000 м (Тенгиз, Карабаганак, Астраханское и др.). Характерной особенностью этих месторождений является повышенное содержание сероводорода, а иногда и углекислоты в составе газовой фазы. Подобная картина характерна и для Амударьинской синеклизы. Таким образом, можно сделать заключение о том, что сероводород и углекислота препятствуют вторичному кальцитообразованию и, следовательно, уплотнению пород на больших глубинах. Этот вывод имеет принципиально важное значение для прогнозирования коллекторов нефти и газа на больших глубинах.

Мел. Порода характерна для верхнемеловых отложений. На небольших глубинах она обладает чрезвычайно высокой пористостью (до 30–40 %) и соответственно низкой плотностью (2,1–2,3 г/см³). Мел слагается

в основном органогенными остатками. Значительную его часть (70–80 %) составляют кокколиты — остатки морских известковых водорослей (кокколитофорид), в изобилии обитающих и в современных морях и океанах. Кроме того, в мелу встречаются различные виды фораминифер. При погружении мел уплотняется. На глубинах 1000–1500 м наряду с уплотненными встречаются еще и рыхлые пачкающие разности мела (Прикаспийская впадина, Северное Предкавказье и др.). Ниже (глубина 3000–3500 м) мел переходит в известняки со всеми для них характерными признаками. Плотность пород при этом возрастает, а пористость и пластичность существенно понижаются, поэтому образовавшиеся известняки способны к растрескиванию.

Мергели. По классификации карбонатных пород С.Г. Вишнякова мергели представляют собой природные образования, состоящие из кальцита и глинистого материала — по 25–75 % каждого. На небольших глубинах в кайнозойских отложениях это малоуплотненные пачкающиеся породы (апшеронские и акчагыльские отложения Прикаспийской впадины до глубины 500–700 м, неогеновые и верхнемеловые — Предкавказье, палеогеновые — Ферганской долины и др.). Постепенно уплотняясь, они к глубине 1500–2500 м становятся прочными образованиями. По имеющимся данным, в Прикаспийской впадине пористость малоуплотненных мергелей неогенового возраста достигает 40–43 %. Мергели, поднятые с глубины 1500 м, обладали пористостью 15–20 %, а при погружении до 2500 м пористость снижается до 10–15 %. На больших глубинах в платформенных условиях мергели становятся хрупкими, способными к растрескиванию. В геосинклинальных областях, где неоднократно наблюдались восходящие движения и погружения, а также стресс, сильноуплотненные мергели могут залегать и на небольших глубинах.

Характерной особенностью всех карбонатных пород является окраска, варьирующая в черно-белых тонах. Черный компонент, который предопределяет цвет карбонатной породы, обычно представлен тонкодисперсным обугленным ОВ, битумами нефтяного ряда и дисперсными сульфидами железа. Обычно чем выше содержание ОВ и других темноцветных компонентов, тем темнее порода. Белый писчий мел или совсем не содержит ОВ, или оно там присутствует в сотых и тысячных долях процента. Иногда встречаются цветные известняки, доломиты и мергели. Окраска в этом случае определяется главным образом присутствием различных окисных соединений железа и по природе своей является вторичной.

Заканчивая краткую характеристику катагенетических изменений карбонатных пород, считаем необходимым подчеркнуть еще раз огромную и разноплановую роль подземных вод в этом процессе. Последние предопределяют возможность растворения составных компонентов и удаления их из карбонатных пород. Подземные воды являются также носителями компонентов, необходимых для образования карбонатных и других минералов. При поступлении этих вод в породы с иной термобарической и геохимической обстановками возникают минеральные новообразования, в том числе кальцит, доломит, сульфаты. Так, например, в мезозойских отложениях Прикаспийской впадины растворение кальцита происходит

до глубины 2300–2500 м, что соответствует температуре 55–60 °С и горному давлению 5300–5600 Па. Ниже 2500–3000 м термобарическая обстановка меняется, вследствие этого растворение карбоната кальция сменяется выделением его в твердую фазу. Подобный процесс установлен в Туркмении, Восточном Предкавказье и других регионах, однако переходная зона — от растворения кальцита к его выделению в твердую фазу часто имеет иное глубинное положение. Оно определяется главным образом температурой недр и соотношением химически активных компонентов в мигрирующих водах. Можно определенно утверждать, что при прочих равных условиях с увеличением геотермического градиента глубинное положение переходной зоны уменьшается.

Известно, что присутствие в пластовых водах свободной углекислоты и хлористого натрия способствует повышению растворимости кальцита. Максимальная растворимость кальцита в условиях дневной поверхности наблюдалась при концентрации хлористого натрия в растворе около 2 моль/л, или 11,6 г/100 г. Дальнейшее повышение концентрации хлористого натрия в воде, по данным Э.Б. Штерниной и Е.В. Фроловой, сопровождается понижением растворимости кальцита.

В карбонатных породах растворение и вынос отдельных компонентов в значительной мере контролируются ориентировкой трещин. Е.М. Смехов считает, что каверны в основном развиваются в зонах перерыва седиментации. Пещеристые полости, судя по современным образованиям, возникают в зоне гипергенеза. Их ориентировка совпадает с простиранием трещин, а сами пещеры имеют сложное строение. Так, например, широко известная Мамонтова пещера в США в горизонтально залегающей толще известняков имеет сложное многоярусное строение. Глубина ее достигает 300 м, а общая протяженность всех коридоров и полостей составляет свыше 200 км. В пещере имеются подземные реки, деятельность которых способствует растворению неустойчивых соединений и их выносу из недр. Некоторые пещеры простираются на значительную глубину, например, Жан-Бернар, Пьер-Сен-Мартен (Франция), Снежная (ГрузССР) имеют глубину свыше 1300 м.

Исследование современных крымских пещер показало, что температура там значительно ниже расчетной. В горном Крыму, по данным В.Д. Дубянского, она составила 6–7 °С на глубине 300–500 м вместо ожидаемых 16–17 °С, при этом в атмосфере большинства пещер установлено повышенное содержание углекислоты: 0,3–0,6 % вместо 0,033 % на поверхности. Более того, близ разломов концентрация углекислоты достигает 3–4 % и превышает планетарную в 100 раз (!).

Именно такие условия — повышенная концентрация углекислоты и низкая температура, благоприятствующие ее растворимости в воде и понижению за счет этого pH, способствуют растворению карбонатных пород. Подземные потоки выносят продукты реакции. Отмечено, что крымские пещеры располагаются в зонах интенсивной трещиноватости карбонатных толщ, причем наибольшее растворение кальцита происходит на глубинах до 100 м, ниже темп растворимости постепенно снижается.

Известно, что с повышением концентрации углекислоты в атмосфере растворимость кальцита в воде существенно возрастает (табл. 2).

Таблица 2

**Растворимость кальцита в воде при различных содержаниях
углекислоты в воздухе**

| Содержание углекислоты в воздухе, % | По В.Д. Вигнеру, при 18 °C | | По В.Н. Дублянс- кому, при 17 °C |
|---|----------------------------|--------------------------------|-------------------------------------|
| | pH | Растворимость кальцита, г/л | |
| 0 | 10,23 | 0,0131 | — |
| 0,03 | 8,48 | 0,0623 | 52 |
| 0,3 | 7,81 | 0,138 | 142 |
| 1,0 | 7,47 | 0,2106 | — |
| 3,0 | — | — | 290 |
| 10,0 | 6,8 | 0,4689 | — |

В то же время М.И. Будыко показал, что содержание углекислоты в атмосфере Земли в фанерозое было в 5–12 раз выше, чем в настоящее время (рис. 6). Принимая это обстоятельство во внимание, надо полагать, что и в мезозое, и палеозое в стадию гипергенеза при выходе карбонатных толщ на поверхность или приближении к ней из пород выносилось огромное количество карбоната кальция. За счет этого образовывались пещеристые и карстовые полости, каверны. Все это вместе взятое существенно повышало фильтрационные свойства и емкость пород.

При погружении карбонатных толщ на большие глубины свободные полости и каверны в какой-то мере заполнялись минеральными новообразованиями, но значительная их часть сохранялась, поскольку растворение и вынос были значительными. Кроме того, устойчивое понижение pH с глубиной, повышение содержания углекислоты и сероводорода в карбонатных породах погруженных зон дают основание считать, что на глубинах 5–7 км существует новая зона повышенной растворимости карбонатов.

Глинистые породы. По своему составу глинистые породы, залегающие на небольших глубинах, в основном являются полиминеральными. В их состав входят глинистые минералы групп монтмориллонита, каолинита, хлорита, гидрослюды. Мономинеральные породы, особенно групп каолинита, монтмориллонита встречаются относительно редко, а хлоритовые глины вообще неизвестны. Текстура пород обычно массивная или микрослоистая.

Эволюция глинистых пород после завершения стадии диагенеза начинается с интенсивного уплотнения и отжатия свободной воды. Пористость глинистых пород, составляющая первоначально 40–50 %, при погружении резко понижается (рис. 7). Обращает на себя внимание неравномерность темпа уплотнения глинистых пород. По ряду регионов, где осадочные отложения имеют большую мощность и в которых, по крайней мере на протяжении фанерозоя, преобладали нисходящие движения (Днепровско-Донецкая, Прикаспийская, Тимано-Печорская впадины и др.), с глуби-

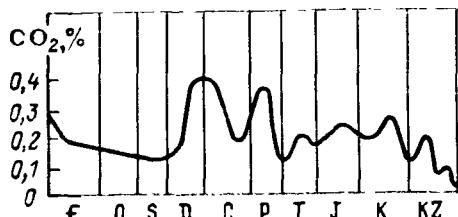
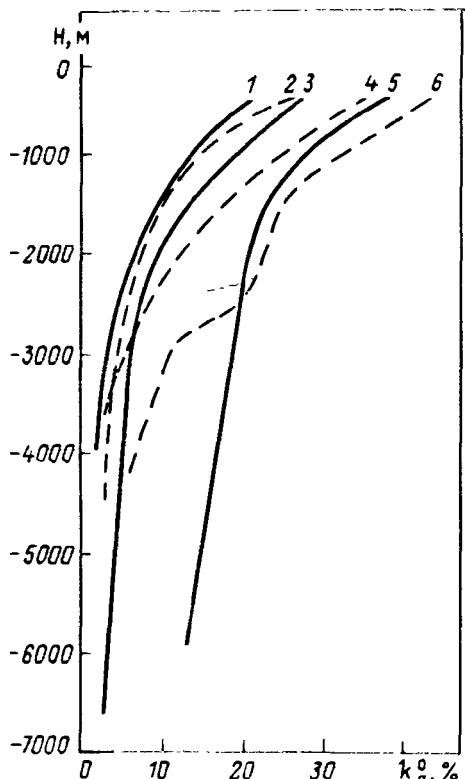


Рис. 6. Кривая изменения содержания углекислоты в атмосфере во времени

Рис. 7. Зависимость коэффициента открытой пористости k_p^0 глинистых пород от глубины.

Нефтегазоносные провинции (области): 1 — Тимано-Печорская, РZ; 2 — Туранская (Южно-Мангышлакская), MZ; 3 — Прикаспийская, MZ; 4 — Волго-Уральская (Жигулевско-Пугачевская и Саратовская), РZ; 5 — Закавказская (Апшеронская, Шемахино-Кобыстанская и Нижнекуринская), KZ; 6 — Северо-Кавказская (Западно-Кубанская), KZ



ной темп уплотнения снижается. На глубине 1000–1500 м он максимальен, выше 4500–5000 м уплотнение пород происходит очень медленно—величина коэффициента уплотнения уменьшается на 0,1–0,2, а пористость — на 1–2 % на каждые 1000 м погружения. В процессе погружения и уплотнения глины преобразуются в аргиллиты. Точное положение границы смеси одних глинистых пород другими определить невозможно, поскольку процесс происходит весьма постепенно. В зависимости от вариаций температурных условий в недрах, стресса, геохимической обстановки граница, естественно, не может быть одинаковой во всех геологических регионах. В платформенных условиях при стабильном погружении граница располагается на глубине 3500–4000 м (мезозой Прикаспийской впадины).

При погружении меняется состав глинистых минералов, на что указывали С.Г. Саркисян, Д.Д. Котельников, В.Г. Карпова, Т.Т. Клубова. На небольших глубинах в породах имеется широкий спектр глинистых минералов. С погружением некоторых из них неустойчивые при повышенных давлениях и температурах исчезают, превращаясь в более устойчивые. Первым исчезает монтмориллонит, что установлено по ряду регионов (Мангышлак, Северное Предкавказье, Тимано-Печорский край, Прикаспийская впадина и др.). Температура, при которой монтмориллонит становится неустойчивым, составляет 60–65 °С, а по данным В.Г. Карповой, он существует при температуре 90–120 °С. Обычно первым продуктом превращения монтмориллонита являются смешаннослойные образования. Для их появления необходим еще и калий. Как показал В.А. Франк-Каменецкий с соавторами, при отсутствии калия в окружающей среде такого

превращения может и не быть. В силу этого обстоятельства граница неустойчивости монтмориллонита может оказаться при значительно более высоких температурах. В случае если монтмориллониты образовались за счет гальмировида продуктов вулканической деятельности и образуют четко выраженные прослои хотя бы небольшой мощности, они также могут сохраняться при высоких температурах (более 100 °С) и давлениях. Так, на юго-востоке Прикаспийской впадины при бурении Бийкжальской скв. СГ-2 были извлечены глинистые породы с глубины 5270–5310 м, состоящие из малоизмененного монтмориллонита. Подобное было установлено и в кайнозойских отложениях Азербайджана на глубинах свыше 5000 м. В песчано-алевритовых породах, по данным Э.А. Даидбековой, М.Б. Хеирова и других, установлено присутствие монтмориллонита (до 60 %) в пелитовой части цемента (площади Калмас, интервал глубин 5020–5030 м; Булла-море, скв. 30, интервалы глубин 5885–5895 и 6016–6020 м и др.).

Смешаннослойные образования монтмориллонит-гидрослюдистого состава также существуют в широком диапазоне глубин, при значительных вариациях температур и давлений. В Прикаспийской впадине смешаннослойные образования этого типа в надсолевых отложениях установлены на глубинах до 3500 м, в мезозойских отложениях Южного Мангышлака — до 2500 м. В Днепровско-Донецкой впадине смешаннослойные образования, как и монтмориллонит, исчезают на глубине около 3500 м, переходя при этом в гидрослюды.

Каолинит в условиях повышающихся с глубиной температуры и давления в земных недрах более устойчив, чем монтмориллонит. По материалам исследования кернового материала в надсолевых отложениях Прикаспийской впадины (до верхней перми включительно) он сохраняется примерно до глубины 3500 м. На Мангышлаке каолинит установлен до глубины 3000 м, ниже, к сожалению, данные не вполне достоверны. В Днепровско-Донецкой впадине Г.В. Карпова допускает развитие каолинита на значительно больших глубинах (7000–8000 м). С.Г. Саркисян и Д.Д. Котельников [30] считают, что каолинит полностью исчезает в самых нижних частях разреза зоны позднего катагенеза.

Преобразование каолинита заключается прежде всего в его гидрослюдизации на небольших глубинах, что установлено по материалам исследования в Прикаспийской и Днепровско-Донецкой впадинах. Как показала В.Г. Карпова, отдельные чешуйки с двупреломлением 0,02–0,03 возникают в порах терригенных пород, заполненных каолинитовым цементом, начиная с глубины 1500–2000 м, а вокруг обломочных зерен развиваются каемки гидрослюдистого минерала.

Наиболее характерны для больших глубин глинистые минералы группы гидрослюды и хлорита. Эти минералы в осадочных породах могут быть аллотигенными — поступившими в осадок уже в сформированном виде (переотложенные) и аутигенными. Последние формируются непосредственно за счет преобразования (эволюции) других глинистых минералов, в частности монтмориллонита, в процессе погружения осадочных толщ, а также в результате минерального новообразования в поровом

пространстве пород. Гидрослюды и хлорит могут существовать в условиях очень высоких температур и давлений. Об этом свидетельствует наличие этих минералов в терригенных осадочно-метаморфогенных породах, ранее пребывавших на глубинах 13–15 км.

Несомненно, что глубинное положение пород, содержащих тот или иной комплекс глинистых минералов, зависит не только от температуры и давления, но и от первоначального минерального состава пород и геохимических условий, в частности, от щелочно-кислотных свойств среды (рН). Повышение кислотности подземных вод по мере увеличения глубины залегания обосновано теоретически Б.Н. Рыженко, Н.И. Хитаровым, П.Б. Бартоном и другими, а также подтверждено нами на фактическом материале.

Возможно, что это изменение щелочно-кислотных признаков среды – одна из причин неустойчивости монтмориллонита при погружении осадочных толщ и его перестройке в смешаннослоистые образования, а затем и гидрослюду. Это же обстоятельство – понижение рН с глубиной, по-видимому, способствует и сохранению каолинита в ряде регионов на глубинах более 4000 м (Днепровско-Донецкая впадина).

Определенное влияние на катагенетические превращения глинистых минералов оказывают нефть и ОВ. Их роль заключается прежде всего в торможении процессов эволюции глинистых минералов и даже полном их прекращении. Т.Т. Клубова экспериментально показала, что повышение устойчивости глинистых минералов под действием нефтяных углеводородов и растворов органического вещества связано с потерей водой ее растворяющей способности из-за прекращения трансляционных движений молекул воды, в пустоты структуры которой входят молекулы УВ нефти. Консервирующее действие органических молекул, по Т.Т. Клубовой, определяется сорбцией дефектными участками глинистых минералов органических ионов, которые занимают обменные позиции. Вследствие этого сохраняется структура глинистых минералов (и, следовательно, сами минералы).

Глава 2

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ПУСТОТНОГО ПРОСТРАНСТВА ПОРОД

Основные свойства пород-коллекторов, а именно способность вмещать и отдавать содержащиеся в них жидкие и газообразные флюиды, определяются структурой их пустотного пространства. Породы-коллекторы, залегающие на больших глубинах, обладают, как правило, сложным строением пустотного пространства. В них встречаются поры и каверны разной формы и размера (от микро- до мегапустот), трещины различной ориентировки, раскрытия и протяженности. Нередко различные типы пустот присутствуют совместно. Все это предопределяет существенные трудности при изучении структуры пустот и долевого участия отдельных их типов в емкости и проницаемости пород.

В настоящее время при изучении структуры пустотного пространства пород используются различные прямые и косвенные методы. Среди первых следует назвать методы изучения пустот в шлифах, изготовленных из пород, предварительно насыщенных окрашенными смолами или лаком, с последующей статистической обработкой полученных результатов, по методикам, предложенным П.П. Авдусиным, М.А. Цветковой, А.Ф. Бого-моловой, Н.А. Орловой и др. В.А. Кузьминым разработан вариант метода изучения структуры пустотного пространства в пришлифовках пород, пропитанных метилметакрилатом, с применением растровой электронной микроскопии. Среди косвенных широко известны методы: полу-проницаемой мембранны, ртутной порометрии, капиллярной пропитки, центрифугирования, смесимого вытеснения, определения размеров пор путем продувания воздуха и использования изотерм адсорбции. Перечисленные методы изучения структуры пустотного пространства не равнозначны по получаемой информации и не всегда отражают все многообразие пустот, которое наблюдается в породах. Применяемые в лабораторной практике методы дают удовлетворительные результаты при исследовании пустот размером менее 0,1 мм. Вместе с тем известно, что в породах, особенно карбонатных, достаточно часто и в большом количестве встречаются крупные поры, каверны и трещины. С целью повышения информативности и получения более объективных данных в практику исследований внедряются пока малоиспользуемые методы неразрушающего контроля сред, такие, как ультразвуковой, капиллярной пропитки, рентгеновский и др.

Методы ультразвуковой и люминесцентной дефектоскопии для изучения сложного пустотного пространства были предложены и впервые применены для карбонатных пород К.И. Багринцевой [3]. Эти методы разработаны для изучения трещинного пространства карбонатных пород по образцам кубической формы, которые очень часто трудно изготовить из трещиноватого керна. Изменение в конструкции щупа — применение игольчатых датчиков, предложенных И.А. Карловичем, позволяет исключить этот недостаток метода ультразвукового прозвучивания, а в комплексе с малогабаритным дефектоскопом типа "Бетон" проводить исследование керна не только в лабораторных условиях, но и прямо на скважине, не подвергая его дополнительным механическим воздействиям. Методика ультразвуковой дефектоскопии была успешно применена нами при изучении обломочных, глинистых и вулканогенно-осадочных образований. Эксперименты проводились на ультразвуковом дефектоскопе "Бетон-8УР" (рабочая частота колебаний 60 кГц) по двухщуповой системе с использованием игольчатых датчиков. Изучение пустотного пространства пород с помощью ультразвукового прозвучивания образцов основывается на знании закономерностей распространения упругих колебаний в различных средах.

Ультразвуковое прозвучивание образцов производится в трех взаимно-перпендикулярных направлениях: I — перпендикулярное к напластованию пород, II и III — параллельные ему. Прозвучивание образцов проводится дважды: 1) воздушно-сухих образцов после экстрагирования от УВ

и 2) по тем же точкам, после насыщения образцов флюидом (водой или керосином). Игольчатые датчики позволяют проводить определение скорости прохождения ультразвуковых волн (УЗВ) по отдельным точкам, располагающимся на образцах через определенное расстояние. Знание особенностей распространения УЗВ в различных направлениях позволяет выявить в образцах участки преимущественного развития того или иного типа пустот, оценить ориентировку трещин и выделить в разрезах скважин интервалы развития пород-коллекторов определенных типов и пород-экранов. Прозвучивание образцов воздушно-сухих и насыщенных флюидом позволяет оценить роль пустот конкретного типа в формировании емкостных и фильтрационных свойств пород.

Анализ скорости прохождения УЗВ через различные породы показал, что определяющим фактором изменения ее является пустотное пространство.

Известно, что скорость распространения УЗВ в жидкких флюидах больше, чем в газах. В связи с этим скорости продольных волн в образцах пород, пустоты которых заполнены жидкостями, всегда выше, чем в тех же, но воздушно-сухих. Это видно из соотношения скорости УЗВ в воздушно-сухих образцах и ее повышения за счет заполнения пустот флюидом (табл. 3). Скорости УЗВ в различных направлениях одного и того же образца, в зависимости от количества, типа и структуры пустот, могут отличаться в 1,5–2 раза и даже более. В целом скорость упругих волн в воздушно-сухих образцах тем выше, чем меньше в них пустот, и, следовательно, тем меньше повышаются скорости УЗВ после их насыщения флюидом. Эта закономерность присуща обломочным, карбонатным, сульфатным и вулканогенно-осадочным породам. На рис. 8 и 9 показано изменение скорости прохождения УЗВ в известняке ($k_p^0 = 14,6\%$) и песчанике ($k_p^0 = 11,7\%$), сплошность которого нарушена тремя субвертикальными трещинами, частично заполненными кальцитом. Результаты прозвучивания образцов приведены в табл. 3.

Таблица 3

Результаты ультразвукового точечного прозвучивания
каверново-порового известняка и трещиноватого песчаника

| Направление прозвучивания | Номер точки | Скорость УЗВ в образце, м/с | | Относительное превышение скорости $\frac{\nu^0}{\nu^c} \cdot 100, \%$ |
|---|-------------|-----------------------------|------------------------------|---|
| | | воздушно-сухом ν^c | насыщенном керосином ν^k | |
| <i>Известняк, площадь Жанажол, скв. 23, интервал глубин 3759–3762 м</i> | | | | |
| 1 | 0 | 3200 | 3410 | 6,4 |
| | 1 | 3720 | 3480 | 6,6 |
| | 2 | 3150 | 3440 | 9,3 |
| | 3 | 3160 | 3410 | 8,1 |
| | 4 | 3230 | 3430 | 6,1 |
| | 5 | 3250 | 3440 | 5,7 |

Продолжение табл. 3

| Направление прозвучивания | Номер точки | Скорость УЗВ в образце, м/с | | Относительное превышение скорости $\frac{\Delta v}{v^c} \cdot 100, \%$ |
|--|-----------------|-----------------------------|----------------------------|--|
| | | воздушно-сухом v^c | насыщенном керосином v^k | |
| II | 6 | 3300 | 3460 | 4,9 |
| | 7 | 3220 | 3380 | 4,8 |
| | 8 | 3200 | 3390 | 6,0 |
| | 9 | 3200 | 3400 | 6,5 |
| | 10 | 3210 | 3440 | 6,9 |
| | 11 | 3240 | 3460 | 7,0 |
| | 12 | 3290 | 3510 | 6,6 |
| | 1 | 3180 | 3300 | 3,6 |
| | 2 | 3200 | 3340 | 4,6 |
| | 3 | 3220 | 3420 | 6,1 |
| | 4 | 3250 | 3400 | 4,6 |
| | 5 | 3280 | 3400 | 3,7 |
| III | 6 | 3320 | 3480 | 4,8 |
| | 7 | 3350 | 3430 | 2,3 |
| | 8 | 3330 | 3390 | 1,9 |
| | 9 | 3330 | 3400 | 2,3 |
| | 10 | 3340 | 3450 | 3,3 |
| | 11 | 3370 | 3470 | 2,9 |
| | 1 | 3210 | 3340 | 4,1 |
| | 2 | 3190 | 3310 | 4,1 |
| | 3 | 3210 | 3340 | 4,0 |
| | 4 | 3210 | 3350 | 4,5 |
| | 5 | 3230 | 3410 | 5,5 |
| | 6 | 3290 | 3410 | 3,7 |
| Радиальное | 7 | 3350 | 3420 | 2,3 |
| | 8 | 3340 | 3450 | 3,3 |
| | 9 | 3300 | 3440 | 4,2 |
| | 10 | 3310 | 3400 | 2,8 |
| | 11 | 3340 | 3430 | 2,8 |
| | 2 ¹ | 3200 | 3340 | 4,6 |
| | 2 ² | 3190 | 3380 | 6,0 |
| | 2 ³ | 3200 | 3340 | 4,1 |
| | 2 ⁴ | 3190 | 3310 | 4,1 |
| | 2 ⁵ | 3220 | 3330 | 3,2 |
| | 2 ⁶ | 3210 | 3320 | 3,7 |
| I | 10 ¹ | 3340 | 3450 | 3,3 |
| | 10 ² | 3400 | 3490 | 2,4 |
| | 10 ³ | 3350 | 3470 | 3,8 |
| | 10 ⁴ | 3310 | 3400 | 2,8 |
| | 10 ⁵ | 3340 | 3430 | 2,8 |
| | 10 ⁶ | 3330 | 3410 | 2,4 |
| Песчаник, площадь Подгорненская, скв. 1, интервал глубин 1301–1316 м | | | | |
| I | 0 | • 2510 | 3020 | 21,1 |
| | 1 | 2470 | 2950 | 19,6 |
| | 2 | 2510 | 2990 | 19,3 |
| | 3 | 2460 | 3010 | 22,2 |

| Направление прозвучивания | Номер точки | Скорость УЗВ в образце, м/с | | Относительное превышение скорости $\frac{\Delta v}{v^c} \cdot 100, \%$ |
|---------------------------|-------------|-----------------------------|----------------------------|--|
| | | воздушно-сухом v^c | насыщенным керосином v^k | |
| II | 4 | 2400 | 2900 | 20,7 |
| | 5 | 2130 | 2550 | 19,9 |
| | 6 | 2390 | 2890 | 20,8 |
| | 7 | 2420 | 2990 | 23,5 |
| | 8 | 2490 | 3000 | 20,4 |
| | 9 | 2420 | 2920 | 20,8 |
| | 10 | 2330 | 2820 | 21,2 |
| | 11 | 2230 | 2590 | 16,2 |
| | 1 | 2480 | 2770 | 12,6 |
| | 2 | 2440 | 2750 | 13,9 |
| | 3 | 2320 | 2700 | 17,1 |
| | 4 | 2560 | 2870 | 12,8 |
| III | 5 | 2720 | 3060 | 13,3 |
| | 1 | 2700 | 2810 | 5,2 |
| | 2 | 2680 | 2810 | 5,8 |
| | 3 | 2660 | 2780 | 5,3 |
| | 4 | 2760 | 2810 | 2,7 |
| | 5 | 2800 | 2800 | 0 |
| Радиальное | | | | |
| | 3^1 | 2320 | 2500 | 7,5 |
| | 3^1 | 2250 | 2600 | 15,6 |
| | 3^3 | 2490 | 2670 | 7,0 |
| | 3^4 | 2660 | 2920 | 9,4 |
| | 3^5 | 2690 | 2860 | 6,2 |
| | 3^6 | 2670 | 2810 | 5,2 |

Усредненные скорости УЗВ, м/с, для известняка из Жанажольской скв. 23 в воздушно-сухом состоянии по направлениям прозвучивания составляют: I—3220, II—3290, III—3270, а в случае насыщения образца керосином — соответственно 3430, 3410, 3390. Средние относительные превышения скорости УЗВ следующие: I—6,5, II—3,7, III—3,8 %. При радиальном прозвучивании (см. рис. 8) средние относительные превышения через т. 2—4,3, через т. 10—2,9. $k_a = 0,99$, $k_d = 0,93$.

В воздушно-сухом песчанике из Подгорненской скв. 1 средние скорости УЗВ, м/с, по направлениям прозвучивания составляют: I—2400, II—2500, III—2730, после насыщения образца керосином: I—2890, II—2830, III—2800. При радиальном прозвучивании сухого образца через т. 3 (см. рис. 9) скорость УЗВ, м/с, 2510, при насыщении керосином 2720. Относительные превышения скорости УЗВ, %, по направлениям: I—20,5, II—13,9, III—3,8, а при радиальном направлении через т. 3—8,5. •

Равномерно пористые разности пород характеризуются, как правило, равномерным распределением скорости УЗВ, что можно видеть на приме-

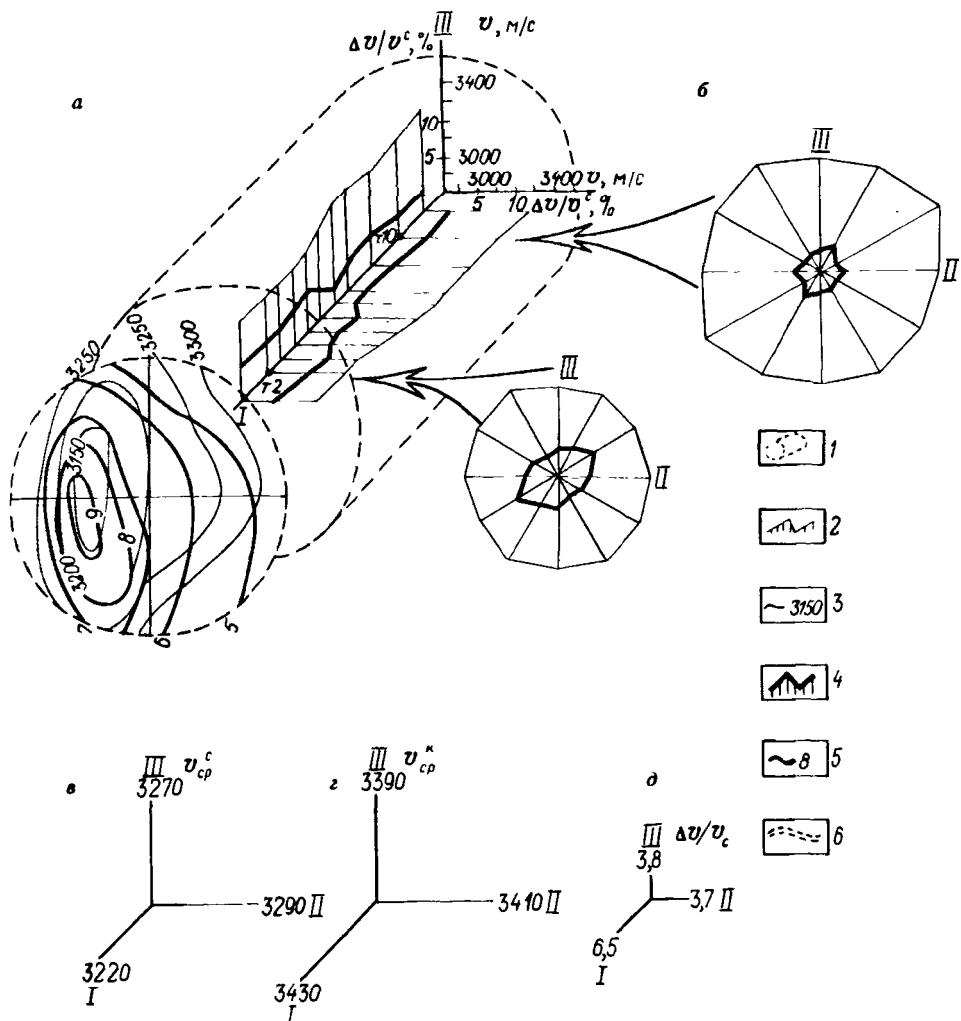


Рис. 8. Результаты ультразвукового прозвучивания известняка биоморфного, каверново-порового (Жанажол, скв. 23, интервал глубин 3759–3762 м, объем образца 310 см^3 , $k_n^0 = 14,6\%$, $k_a = 0,99$, $k_d = 0,93$)

а — скоростная характеристика образца: 1 — контур образца; 2 — линия величин скорости УЗВ воздушно-сухого образца, м/с; 3 — изолинии скорости УЗВ по направлению I; 4 — линии относительных превышений скорости УЗВ за счет насыщения пустот керосином, %; 5 — изолинии относительных превышений скорости УЗВ по направлению I; 6 — контуры трещин; б — диаграммы ультразвукового радиального прозвучивания образцов в точках 2, 10 и 3; распределение средних величин скорости УЗВ по направлениям прозвучивания (I, II и III): в — в воздушно-сухих (v_c^c), г — насыщенных керосином (v^K) образцах; д — распределение средних величин относительных превышений скорости УЗВ ($\Delta v/v_c$) по направлениям прозвучивания, %

ре известняка (см. рис. 8, а). В этом образце при его прозвучивании по отдельным точкам в трех взаимно перпендикулярных направлениях величины скорости УЗВ изменяются в незначительных пределах: по направлению I — от 3150 до 3300 м/с, II — от 3180 до 3370 м/с и III — от 3190 до 3340 м/с. Средние величины скоростей упругих волн по отдельным нап-

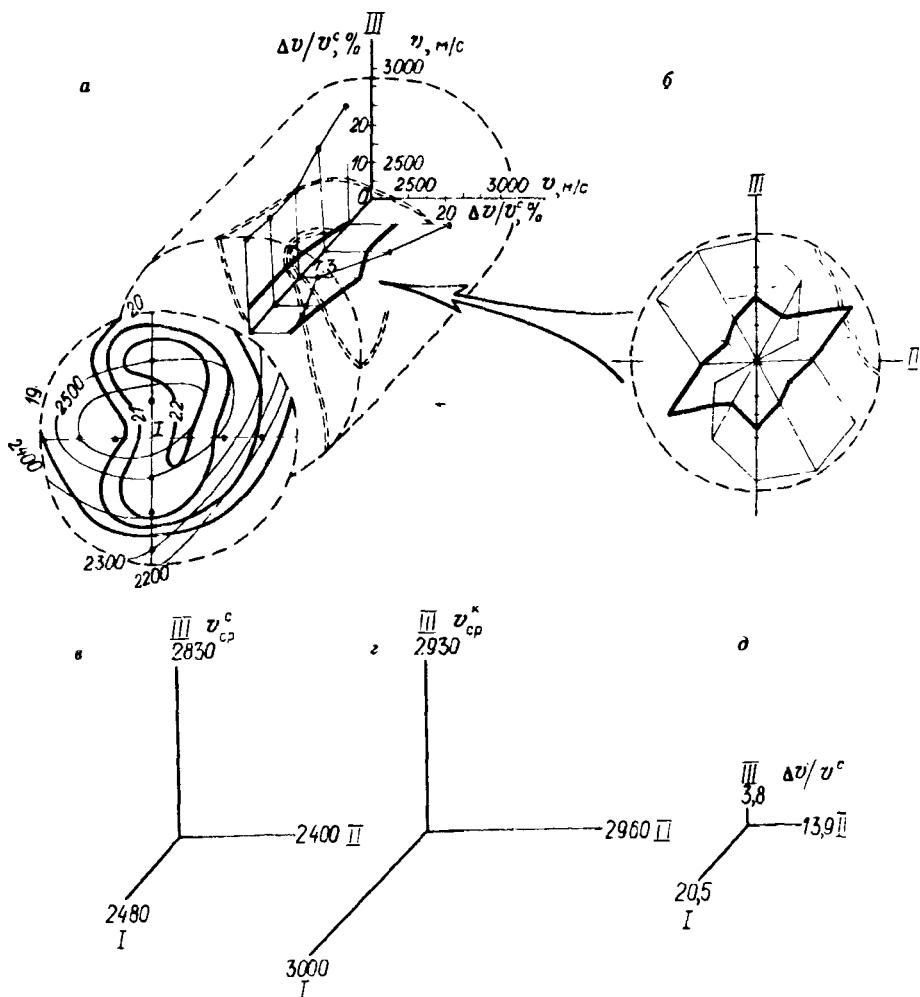


Рис. 9. Результаты ультразвукового прозвучивания песчаника полимиктового, известкового, трещиноватого (Подгорненская скв. 1, интервал глубин 1301–1306 м, объем образца 240 см³, $k_p^0 = 11,7\%$, $k_a = 0,95$, $k_d = 0,75$).

Условные обозначения см. рис. 8

равлениям соизмеримы: I – 3220, II – 3290 и III – 3270 м/с. Отмечается лишь, что часть образца от т. 1 до т. 7 по направлениям прозвучивания II и III имеют скорости на 100 м/с меньше, чем от т. 8 до т. 11 (см. табл. 3). Это же отмечается и при радиальном прозвучивании образца (см. рис. 8, б); проводимом через 30°. В пределах т. 2 скорости прохождения УЗВ изменились от 3190 до 3220 м/с, а в пределах т. 10 – от 3310 до 3400 м/с.

После насыщения этого образца керосином скорости УЗВ увеличились незначительно. Средние относительные превышения скоростей по трем направлениям прозвучивания соответственно составили: 6,5, 3,7 и 3,8 %. Если же теперь обратиться к распределению превышений скоростей упругих волн за счет заполнения пустот жидкими флюидами, то отмечается, что участки образца, характеризовавшиеся до его насыщения керосином пониженными скоростями УЗВ, после насыщения выделяются большими

их величинами. Выше для них и превышения скоростей. Там же, где скорости упругих волн в сухом образце были более высокими, величины относительных превышений скоростей УЗВ – наименьшие (для участка образца от т. 8 до т. 11: направление II – от 1,9 до 3,3 %, направление III – от 2,3 до 4,2 %). Такая же закономерность наблюдается для направления I и при радиальном прозвучивании образца.

В случае если мы имеем нарушение сплошности пород, например в песчанике (см. рис. 9), то характер распределения величин скоростей прохождения упругих волн по различным направлениям прозвучивания и величин их относительных превышений иной. Наблюдается их резкая изменчивость в пределах образца. В тех участках, где сплошность породы не нарушена, величины скоростей соизмеримы. Для рассматриваемого песчаника (см. рис. 9, а) это точки прозвучивания: по направлению I – т. 1–3 и 7–10, направление II и III – т. 4 и 5 (величины скоростей приведены в табл. 3). Там же, где сплошность образца нарушена трещинами, скорости прохождения УЗВ ниже и разница составляет 200–400 м/с. Последнее наиболее наглядно видно при радиальном прозвучивании образца (см. рис. 9, б). После насыщения песчаника флюидом и при повторном определении скоростей УЗВ по тем же точкам, отмечается (как и для известняка) более резкое увеличение скоростей УЗВ в пористых участках, особенно в направлениях, перпендикулярных полым трещинам. Точечное прозвучивание по трем взаимно перпендикулярным направлениям позволяет выявить участки образцов с наибольшей пустотностью (пористостью или трещиноватостью). Так для песчаника (см. рис. 9) наибольшая раскрытость трещин наблюдается в правом верхнем сегменте (направление I), а также в районе точек 1–3 (направление II).

Анализ фактического материала позволяет отметить, что различные породы-коллекторы обладают неодинаковой интенсивностью изменения скоростей УЗВ до и после насыщения их флюидом, определяющейся типом их пустотного пространства и соотношением твердой и жидкой фаз. Минеральный состав пород, их текстурно-структурные особенности определяют лишь величину скорости упругих волн. Наиболее плотные участки пород любого минерального состава, лишенные пустот, как до, так и после их насыщения флюидом имеют одинаковые величины скорости УЗВ.

В пористых и каверново-пористых породах с равномерным распределением пустот по образцу в зависимости от их минерального состава скорость продольных волн, м/с, в воздушно-сухих образцах изменяется: для карбонатных образований от 2900 до 3600, для песчаников полимиктового состава от 1900 до 3000, для туфопесчаников – от 1800 до 2900. При заполнении пор и каверн пород флюидом (керосином) скорости УЗВ несколько возрастают. Величины их относительных превышений, %, соответственно достигают: 10–20, 20–25 и до 30. Открытая пористость, %, этих пород равна для известняков 12–15, для песчаников 12–28 и туфопесчаников 15–21 при газопроницаемости до $2 \cdot 10^{-12}$ м². На рис. 10 приведены соотношения скоростей УЗВ в рассматриваемых воздушно-сухих породах и относительных превышений скорости УЗВ за счет заполнения пустот керосином.

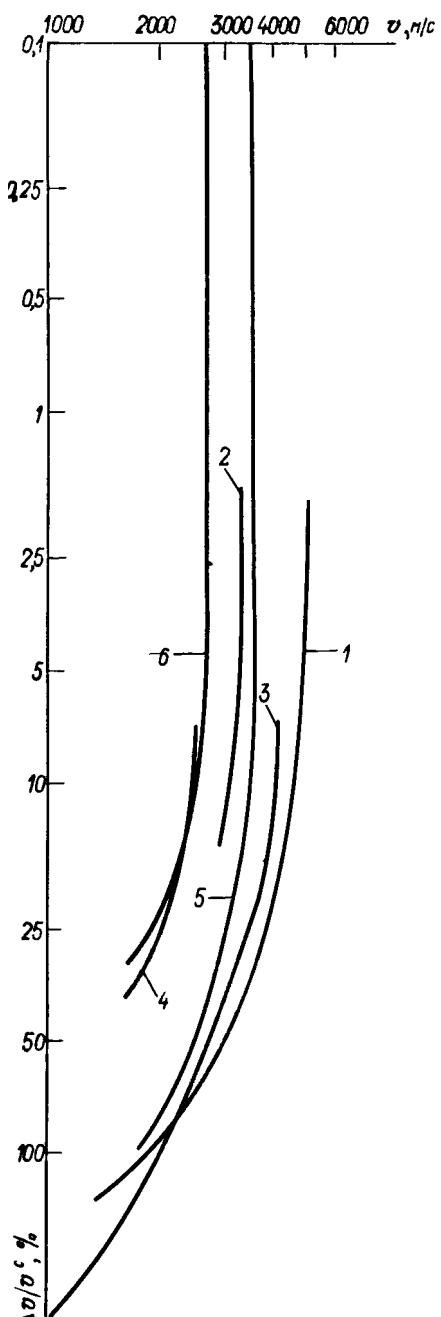


Рис. 10. Соотношение скоростей УЗВ воздушно-сухих пород (v^0) и относительных превышений скорости УЗВ ($\Delta v/v^0$) за счет заполнения пустот флюидом (керосином):

Известняки: 1 — Жанажол, скв. 34, интервал глубин 3890—3898 м, $k_p^0 = 0,4\%$, 2 — Жанажол, скв. 23, интервал глубин 3759—3762 м, $k_p^0 = 14,6\%$; песчаники: 3 — Близнецовая скв. 621, интервал глубин 3980—3991 м, $k_p^0 = 1,7\%$, 4 — Белый Тигр, скв. 5, обр. БТ-5-5-8-S, $k_p^0 = 27,3\%$; туфопесчаники: 5 — Средневилюйская скв. 13, интервал глубин 2530—2547 м, $k_p^0 = 4,4\%$, 6 — Средневилюйская скв. 14, интервал глубин 2750—2760 м, $k_p^0 = 20,1\%$

Незначительное увеличение скорости продольных волн у высокоемких равномерно-пористых пород различного минерального состава и насыщенных флюидом объясняется прохождением упругих волн не только по их твердой фазе, скелету, но и по заполнителю пустот, в данном случае по керосину. Таким образом, упругие свойства флюидов, заполняющих пустоты высокоемких осадочных и вулканогенно-осадочных пород, незначительно повышают их скоростные характеристики.

Иная интенсивность изменения скоростей распространения упругих волн после насыщения образцов флюидом наблюдается у пород-коллекторов с трещинным типом пустотного пространства. Для сухих пород-коллекторов этого типа отмечается значительное изменение величин скорости УЗВ по взаимно перпендикулярным направлениям прозвучивания (I и II, I и III, II и III) вследствие наличия трещин различной раскрытии и ориентировки. Скорости упругих волн, м/с, в анализированных образцах изменились: для карбонатных пород — от 2300 до 5000, для песчаников — от 1000 до 4500 и для туфопесчаников — от 2000 до 3700 (см. рис. 10).

После насыщения трещиноватых пород-коллекторов флюидом величины скоростей распространения упругих волн в двух взаимно перпендикулярных направлениях становятся одинаковыми за счет резкого сокращения времени пробега волн по направлениям, ориентированным

поперек трещин. Величины относительных превышений скоростей УЗВ, %, за счет заполнения трещин флюидом достигают: для трещиноватых известняков 100–120, для песчаников 100–150 и для туфопесчаников 70–80. Столь высокое увеличение скорости по отношению к скорости сухих образцов обусловлено наличием в породе либо большого числа определенным образом ориентированных полых трещин с незначительной раскрытистью (10–20 мкм), либо редких трещин, но с большой раскрытистью (до 500 мкм).

Увеличение скорости продольных волн при насыщении пород флюидами позволяет оценить влияние структуры и типа пустотного пространства на их упругие свойства. В породах-коллекторах с поровым типом пустотного пространства скорость УЗВ по всем направлениям возрастает равномерно и в небольших пределах. При этом сохраняется обратная зависимость скорости от величины их пористости – чем выше пористость пород, тем меньше величина их скорости. В коллекторах с трещинным типом пустотного пространства изменения относительных превышений скорости значительны и в зависимости от их ёмкости и интенсивности развития достигают 100 % и более. Для пород различного минерального состава сохраняется общая направленность изменения скоростных характеристик – породы с поровым типом пустотного пространства имеют более низкие их значения, чем с трещинным. Таким образом, особенности структуры и тип пустотного пространства, выражющиеся в присутствии в породах пор, каверн, трещин или же тех и других вместе, отражается на интенсивности изменения скоростей УЗВ в сухих и насыщенных флюидом образцах, но при этом характер изменения скоростей упругих волн в осадочных образованиях различного минерального состава постоянен и однозначен – заполнение пустот флюидом приводит к закономерному увеличению скорости распространения продольных волн. При проведении исследований с насыщением пород жидкими флюидами необходимо учитывать то обстоятельство, что состав насыщающей жидкости оказывает существенное влияние на величину скорости упругих волн. Разница скоростей УЗВ в водо- и керосинонасыщенных породах может достигать 1000 м/с.

Осадочные породы, лишенные пустот, монолитные и содержащие поры, каверны и трещины, характеризуются различными упругими свойствами. На основании знаний закономерностей распространения УЗВ в породах их можно подразделить на коллекторы с различным типом пустотного пространства и экраны. Впервые подразделение пород с различными типами пустотного пространства по особенностям распространения в них УЗВ было проведено для карбонатных образований К.И. Багринцевой. Анализ закономерностей распространения упругих волн в обломочных (песчано-алевритовых) и вулканогенно-осадочных (туфопесчаниках и туфитах) породах подсолевого комплекса Прикаспийской и Лено-Вилуйской впадин позволяет отметить, что в целом выявленные закономерности для карбонатных пород сохраняются и для обломочных образований. Вторичные процессы: уплотнение, минералообразование преобразуют в них первичное межзерновое поровое пространство, уменьшая его, изменяют упруго-деформационные свойства пород, что, в свою очередь, приводит

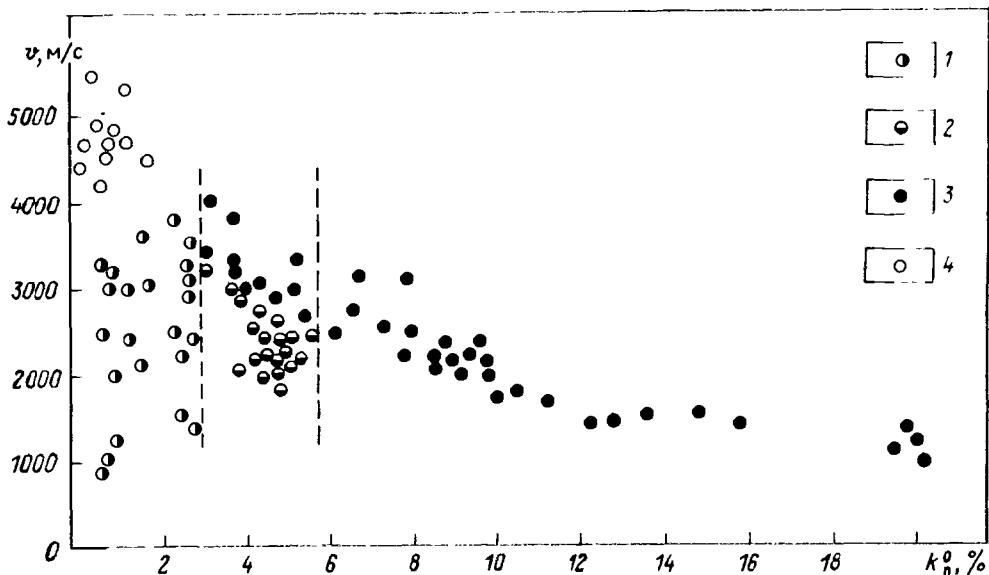


Рис. 11. Зависимость скорости распространения УЗВ от коэффициента открытой пористости k_n^0

Породы-коллекторы: 1 — трещинного типа, 2 — смешанного типа, 3 — порового типа; 4 — неколлекторы

к возникновению в них под действием тектонических напряжений трещинного пространства.

В зависимости от процентного соотношения между порами и трещинами среди обломочных пород выделяются четыре разновидности, подгруппы (рис. 11).

Первая подгруппа пород с поровым типом пустотного пространства характеризуется обратной линейной зависимостью между скоростью упругих волн и пористостью. Величина открытой пористости этих коллекторов составляет не менее 5–6 %, а скорости распространения продольных волн как в перпендикулярном к напластованию, так и параллельном ему направлениях соизмеримы и изменяются от 3500 м/с для низкопористых образований до 1000 м/с для высокопористых. Следует отметить, что коллекторы порового типа даже при одинаковом минеральном составе обладают некоторой изменчивостью величин скорости УЗВ, составляющей 100–400 м/с, что связано с неоднородностью структуры порового пространства в исследуемых образцах.

Вторая подгруппа пород с трещинным типом пустотного пространства обладает низкой пористостью, не превышающей 2–3 %. Скорости УЗВ в них по двум взаимно перпендикулярным направлениям (I и II) либо соизмеримы — в случае развития в породах трещин различной ориентировки, либо резко различны — при наличии трещин какой-либо определенной ориентировки, горизонтальной или вертикальной. В подсолевых обломочных породах Прикаспийской впадины, например, чаще встречаются трещины, ориентированные параллельно наслению. Величина скорости у трещинных обломочных пород-коллекторов варьирует в широких пределах, от 1000 до 4000 м/с даже в пределах одного образца. Наименьшие значения скорости УЗВ присущи породам с наибольшим числом или же с наи-

большой раскрытостью трещин. Для карбонатных пород-коллекторов трещинного типа К.И. Багринцевой отмечается обратная линейная зависимость между скоростью распространения УЗВ и коэффициентом трещиноватости, представляющим собой произведение поверхностной плотности трещин на величину их раскрытости.

Третья подгруппа пород с трещинно-поровым и порово-трещинным типами пустотного пространства характеризуется неоднозначным влиянием на скорость упругих волн пор и интенсивности развития трещин. Для них не наблюдается какой-либо связи между пористостью и скоростью УЗВ. По своим упругим свойствам они в зависимости от преобладания того или же иного типа пустот ближе или к пористым, или к трещинным разностям пород-коллекторов. Величина открытой пористости этих пород колеблется от 3 до 6–7 %, соответственно изменяется и скорость продольных волн – от 3500 до 1500 м/с.

Четвертая подгруппа обломочных пород отличается ничтожной пористостью (до 3 %), основой которой являются мельчайшие поры (менее 0,06 мкм) при полном отсутствии полых трещин. Подобные породы обладают наибольшей скоростью распространения продольных волн (более 3500–4000 м/с) как в перпендикулярном, так и параллельном к напластованию направлениях. Колебание величины нижнего предела скорости УЗВ для этой группы пород объясняется различным минеральным составом цементирующего материала. Скорость более 4000 м/с соответствует песчано-алевритовым породам с карбонатным, кремнистым, реже глинисто-карбонатным и глинисто-кремнистым цементом базального типа, более низкая – для пород с глинистым, карбонатно-глинистым и кремнисто-глинистым цементом. Комплексное изучение петрофизических свойств этих образований позволяет отнести их к породам-экранам низкого качества.

Ультразвуковое прозвучивание глинистых пород и особенно распространенных в подсолевом комплексе Прикаспийской впадины, позволяет выделить среди них несколько разновидностей. Первые из них, аргиллиты известковистые, хлорит-гидрослюдистого состава с трещинным типом пустотного пространства. Скорости распространения УЗВ в параллельном наслоению и перпендикулярном к нему направлениях изменяются в широких пределах – от 3000 до 1500 м/с. Как и в обломочных породах в трещиноватых аргиллитах скорости в направлении, перпендикулярном наслоению (I), всегда меньше, чем в параллельном (II и III). Разница в величинах скоростей достигает 700–1000 м/с. Это связано с интенсивным развитием в них трещин различной раскрытости и протяженности, ориентированных по напластованию. Трещины косые и вертикальные для пород этой подгруппы не характерны. Следует подчеркнуть, что широкий диапазон изменения скорости УЗВ наблюдается у аргиллитов, обладающих незначительной открытой пористостью, обычно составляющей доли, реже единицы процента.

Ко второй подгруппе глинистых образований относятся аргиллиты с тонкими прослойками и линзами песчано-алевритовых пород. В процентном отношении доля обломочных образований в общем объеме образца,

как правило, не превышает 10–30 %. Переслаивание трещиноватых аргиллитов с пористыми песчано-алевритовыми разностями предопределяет развитие смешанного, порово-трещинного пустотного пространства. Открытая пористость подобных аргиллитов колеблется от 3 до 12 %, из которой на долю многочисленных трещин приходится соответственно 50–10 %. В зависимости от числа прослоев и линз песчано-алевритовых образований, густоты и раскрытии трещин величина скорости распространения продольных волн в них изменяется от 1000 до 3000 м/с. Так же, как и для предыдущей подгруппы глинистых пород, скорости УЗВ перпендикулярно наслоению всегда ниже, чем в направлении, ориентированном параллельно наслоению.

К третьей подгруппе относятся собственно глины, т. е. разности, набухающие в воде. Величины скорости упругих волн во всех направлениях наиболее низкие и не превышают 1500–2000 м/с. Пустоты в них имеют незначительные размеры (до 0,01 мкм). Исследования их упруго-деформационных свойств совместно с определением величины давлений прорыва дают основание отнести такие породы к экранам низкого и среднего качества.

Таким образом, скоростные характеристики различных литологических разностей пород в трех взаимноперпендикулярных направлениях сухих и насыщенных флюидом образцов, их соотношение по различным направлениям отражают наличие или же отсутствие в породах пустот, их тип и количество, а для трещин и ориентировку относительно наслоения. Наибольшие различия в упруго-деформационных свойствах наблюдаются при сравнении пород-коллектиров порового и трещинного типов, причем независимо от их минерального состава.

Ультразвуковое прозвучивание образцов пород в трех взаимноперпендикулярных направлениях позволяет оценить их анизотропность, пространственную ориентировку имеющихся в них трещин, а также дать количественную оценку степени неоднородности того или иного типа пустотного пространства. Это осуществляется с помощью k_a и k_d .

k_a пород представляет собой отношение средней скорости прохождения УЗВ по направлению, перпендикулярному наслоению, к средней скорости, определенной параллельно наслоению. Если трещины в образцах ориентированы перпендикулярно оси керна, $k_a < 1$. В случае если трещины взаимопротескающие: либо косые, либо перпендикулярные и параллельные оси керна, k_a будет близок единице. В тех же случаях, когда трещины ориентированы параллельно оси керна, $k_a > 1$.

Визуальное изучение образцов позволяет переходить от ориентировок трещин относительно оси керна к их ориентировкам относительно наслоения пород, что существенно при изучении глубокозалегающих пород сложно построенных районов (передовых прогибов), где наблюдаются большие углы наклона слоев.

Оценка неоднородности развития в образцах и разрезах скважин различных типов пустотного пространства производится с помощью k_d . Он представляет собой отношение наименьшей скорости прохождения УЗВ, отвечающей наиболее пористым и трещиноватым участкам образца,

к максимальной скорости УЗВ в нем, отражающей участки наиболее плотные, с наименьшей пористостью и нарушенностью. Величина k_d в зависимости от степени неоднородности развития в образцах, того или иного типа пустот изменяется от нуля до единицы. Чем однороднее породы по своим упругодеформационным свойствам, тем k_d ближе к единице.

Предварительное детальное визуальное изучение образцов совместно с анализом скоростей УЗВ позволяет дать объективную характеристику k_d . Так, если величина k_d небольшая (0,5–0,6), а величины скоростей УЗВ по двум взаимно перпендикулярным направлениям резко различны, то породы обладают трещинным типом пустотного пространства определенной ориентировки; если же скорости прохождения УЗВ в образцах ориентированы в различных направлениях, то он обладает смешанным, поровым и трещинным или каверновым и трещинным типом пустот.

В том случае если k_d близок единице, а в двух взаимно перпендикулярных направлениях скорости УЗВ отличны и в отдельных точках прозвучивания достигают высоких значений, то подобные породы также трещиноватые, но трещины в них взаимно пересекающиеся. Если же скорости УЗВ по своей величине невысоки и соизмеримы, то породы пористые.

Если k_d близок единице, а скорости УЗВ высокие (для карбонатных и обломочных пород) или низкие (для глинистых пород) во всех направлениях прозвучивания, то эти осадочные образования изотропны и либо лишены пустот, либо они в них очень малых размеров, т.е. в обоих случаях эти образования относятся к породам-экранам.

Таким образом, анализ распространения УЗВ в образцах пород позволяет, не нарушая их сплошности, оценить тип пустотного пространства, его неоднородность в керне, разрезах скважин (рис. 12) и по площади, а также протяженность трещин. Последующее насыщение образцов люминесцентными растворами дает возможность определить морфологию пустот, дать характеристику раскрытия и протяженности трещин. Использование методов ультразвуковой и люминесцентной дефектоскопии позволило авторам впервые выявить в глубокозалегающем подсолевом комплексе Прикаспийской впадины трещинный тип пустот в песчано-алевритовых образованиях. С помощью этих методов в аргиллитах были установлены породы-коллекторы с трещинным типом пустотного пространства.

При изучении структуры и емкости крупных пустот в породах имеются определенные трудности, связанные с техническими возможностями методов и их разрешающей способностью. Для преодоления этих трудностей боковую поверхность образцов заклеивают тонкой клейкой пленкой для изоляции крупных пустот, заполняют пустоты, выходящие на торцевые стороны кубика (или цилиндра) проницаемым пористым материалом, насыщают образцы расплавленным парафином и т. д. Опыты по определению емкости крупнокавернозных карбонатных пород [3] показали, что их емкость обычно повышается на 1,5–2 %, реже на 3 % за счет заклеивания каверн, выходящих на боковую поверхность, а объем крупных одиночных каверн размером более 6 мм может достигать 8 %. Неучет крупно-

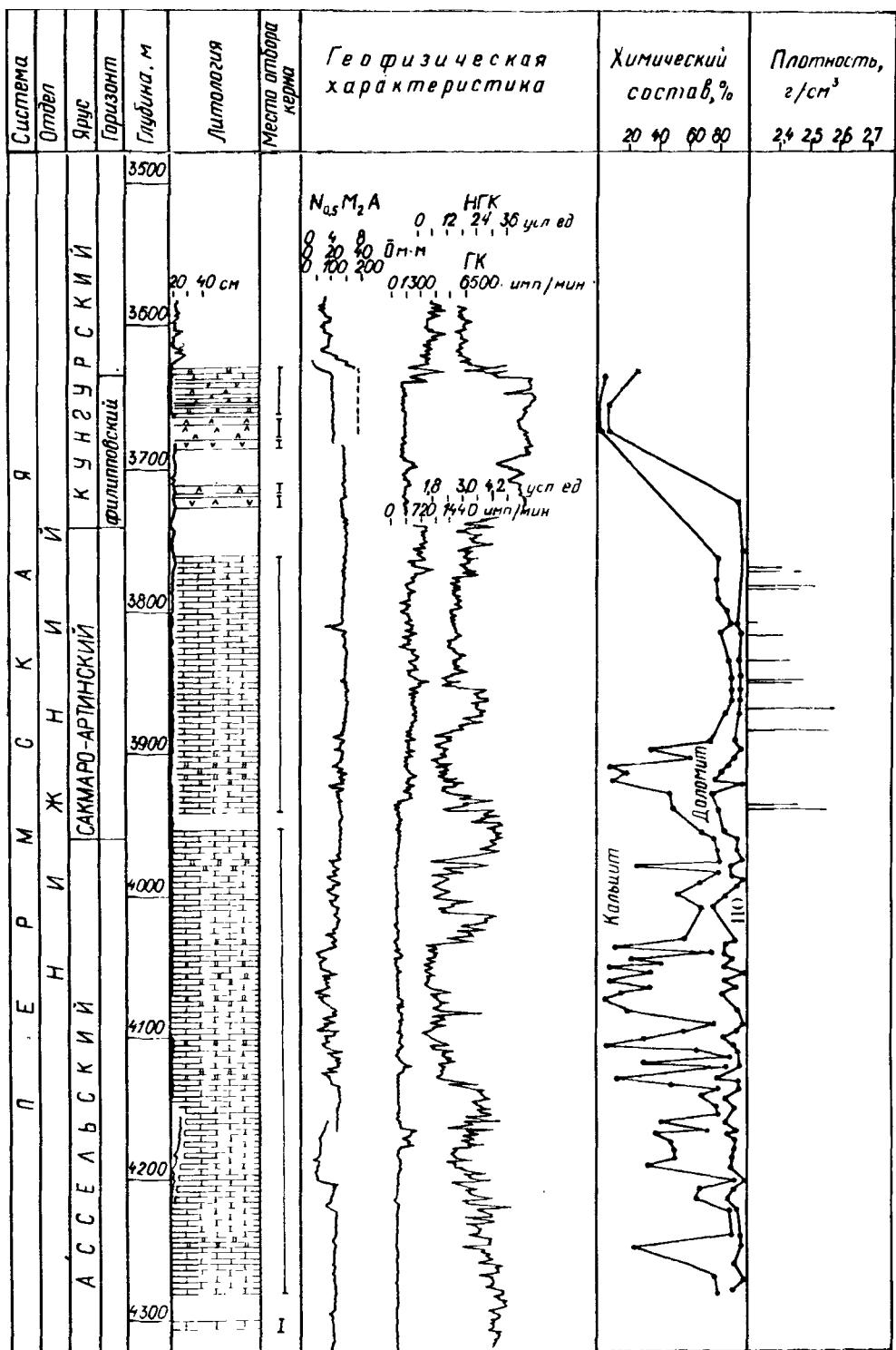
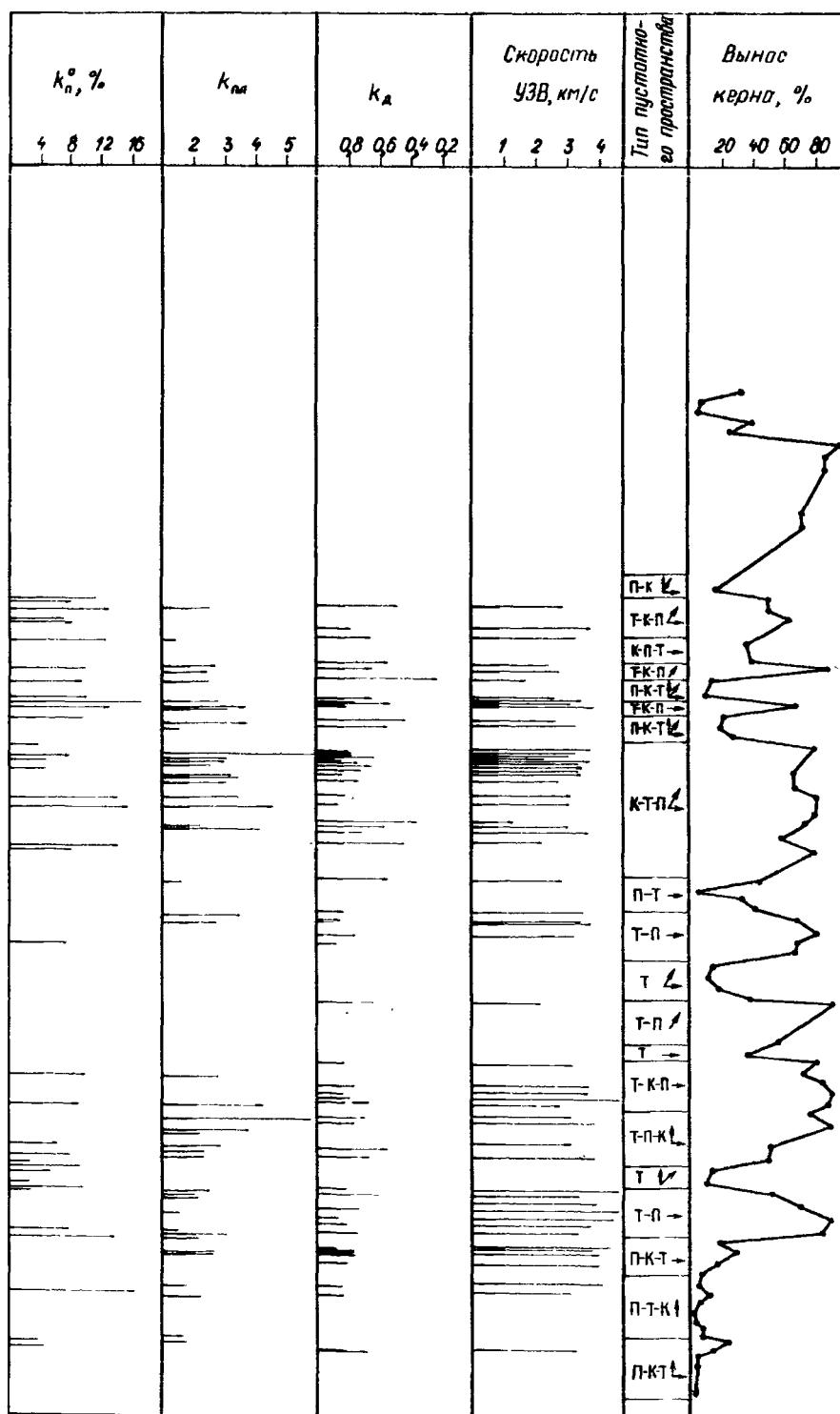


Рис. 12 Литолого-петрофизический разрез подсолевых отложений Керачаганак, Типы пустотного пространства: П – поры, Т – трещины, К – каверны. Преобладающие породы: 4 – известняки; 5 – доломиты, 6 – ангидриты. Н.О. – нерастворимый



скв. Г-2.

ющая ориентировка трещин: 1 – вертикальная, 2 – наклонная, 3 – горизонтальная;
остаток

- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6

го пустотного пространства при определении пористости пород, особенно пустот размером более 1 мм, ведет к неправильному установлению коэффициентов нефте- и газонасыщенности пород-коллекторов, так как количество остаточной воды определяется по отношению к всему объему пустотного пространства. Образцы с крупными пустотами, как правило, дают пониженную величину пористости из-за потери жидкости (применяемой при насыщении пород) из каверн и пор больших размеров.

Авторами совместно с И.С. Амосовым и Л.С. Борисовой предложен прямой, неразрушающий метод рентгенографического исследования структуры и емкости крупного пустотного пространства пород. Сущность метода заключается в следующем.

Пластину породы фиксированной толщины просвечивают рентгеновскими лучами, регистрируя последние на рентгеновской пленке высокой разрешающей способности (типа РПМ-3 и др.). На рентгенограмме полые пустоты выглядят темными пятнами, а пустоты, выполненные гипсом, ангидритом и некоторыми другими минералами — светлые за счет того, что эти минералы поглощают большую часть рентгеновского излучения, т. е. они рентгеноконтрастны.

Дешифровка полученной рентгенограммы образца производится на цветовом дешифраторе рентгенограмм (например, УАР-1). В аналоговом режиме работы аппаратуры с увеличением изображения рентгенограммы в четыре раза производится разделение выявленных пустот и соединяющих их каналов по степени их выполнения рентгеноконтрастными минералами на полые, частично и полностью заполненные. Подсчитывается общее число пустот и определяется процентное соотношение между полыми, частично и полностью заполненными. Полые и частично выполненные пустоты измеряются. На основании промеров строят гистограмму распределения полых пустот по размерам (порометрическую диаграмму) и интегральную (кумулятивную, нарастающую) кривую, по которым определяется медиана или же рассчитывается средняя арифметическая величина размера пустот, оценивается степень однообразия величины пустот, асимметрия данного распределения или же рассчитывается стандартное отклонение.

В дискретном цветовом режиме работы дешифратора с увеличением в 2,5 или 3,25 раза (в зависимости от диаметра исследуемой пластины) проводится цветовая дешифровка черно-белых рентгенограмм. При этом каждый цвет соответствует определенной оптической плотности почернения рентгенограммы, т. е. амплитуда черно-белого видеосигнала преобразуется в восемь фиксированных цветов: красный, голубой, сиреневый, зеленый, желтый, синий, лимонный и белый. Плотность почернения рентгенограмм прямо пропорциональна содержанию пустот в породах, и, таким образом, определенному цвету соответствует конкретное количество пустотного пространства, т. е. определенная емкость. Например, при толщине пластины 5 мм наиболее темные участки рентгенограмм, отвечающие сквозным и наибольшим по размеру пустотам (диаметром 0,5–1 мм и более), окрашиваются в красный цвет. Менее темные участки, отвечающие скоплениям тонких и мелких пустот (0,01–0,5 мм), — в голубой

бой, а наиболее светлые, соответствующие плотной части пород (матрице), содержащей малое число очень мелких пор (менее 0,01 мм), — в желтый. Контроль в распределении пор различного размера в полях вышеперечисленных цветов проводится на рентгеновском микроскопе типа "Микрон-2".

На дешифрированной таким образом рентгенограмме замеряются площади образца и площади, занятой в ней полыми пустотами. Замер площадей различных цветов рентгенограммы образца проводится ЭВМ аппаратуры УАР-1, а также его можно проводить по масштабной сетке с экрана ВКУ или же топографическим планиметром, но при этом относительная погрешность замера площадей не должна превышать 1 %. Расчет k_p^n проводится по формуле:

$$k_p^n = 100 k_\phi \frac{S_{pk}}{S_{обр}},$$

где S_{pk} — площадь, занятая полыми пустотами, мм^2 ; $S_{обр}$ — площадь исследуемой рентгенограммы образца, мм^2 ; k_ϕ — коэффициент формы пустот.

Для определения величины открытой пористости тот же самый образец насыщают жидким рентгеноконтрастным веществом, в качестве которого используются водные растворы бариевых солей, йодомед и др. Насыщение проводится следующим образом: образец помещается в вакуумный эксикатор, с которым соединена колба с рентгеноконтрастным веществом. Вакуумирование образца и рентгеноконтрастного вещества выполняется одновременно в течение 5–6 ч. Затем производят капиллярную подпитку. Для этого в эксикатор подается небольшое количество рентгеноконтрастной жидкости, чтобы образец погрузился в нее на 2–5 мм. После появления капель рентгеноконтрастного вещества на верхней поверхности образца последний полностью заливают жидкостью. Последующее вакуумирование продолжается до окончания выделения пузырьков воздуха (обычно в течение 1–3 ч). За указанный период рентгеноконтрастное вещество полностью заполняет трещины, поры и каверны образца. При разгрузке вакуумной установки образец донасыщают при атмосферном давлении. Остающаяся на внешней стороне образца часть рентгеноконтрастного вещества удаляется влажной фильтровальной бумагой. Подготовленный образец просвечивают рентгеновскими лучами, фиксируя излучение, прошедшее через насыщенную контрастным веществом породу на рентгенограмме.

На рентгеновском снимке против сообщающихся между собой пустот, заполненных рентгеноконтрастным веществом, получаются чёткие светлые пятна и линии, а против изолированных друг от друга незаполненных пустот — серые и темно-серые пятна. Далее в аналоговом режиме работы цветового дешифратора подсчитывается общее число пустот, заполненных рентгеноконтрастным веществом, и определяется процентное соотношение между заполненными контрастным веществом полыми и частично выполненными минеральными образованиями. Пустоты и соеди-

няющие их каналы, заполненные контрастным веществом, замеряются и на основании замеров строят гистограмму распределения открытых пустот по размеру и интегральную кривую, по которым определяется медиана или же рассчитывается средняя арифметическая величина размера открытых пустот; оценивается степень однообразия величины размера открытых пустот, асимметрия их распределения или же рассчитывается стандартное отклонение.

В дискретном цветовом режиме работы аппаратуры УАР-1 производится дешифровка черно-белой рентгенограммы насыщенного контрастным веществом образца. При этом замеряется площадь образца, занятая пустотами, заполненными рентгеноконтрастным веществом, и рассчитывается коэффициент открытой пористости (k_p^o), %, образца по формуле:

$$k_p^o = 100 k_\phi S_{pk}^o / S_{обр},$$

где k_ϕ – коэффициент формы пустот; S_{pk}^o – площадь, занятая пустотами, заполненными рентгеноконтрастным веществом, мм^2 ; $S_{обр}$ – площадь исследуемой рентгенограммы образца, мм^2 .

Изучение структуры и емкости крупного пустотного пространства карбонатных пород ряда месторождений Прикаспийской впадины методом рентгенографии и сравнение полученных результатов с результатами традиционных методик показало, что величины параметров, характеризующих емкость порово-кавернозных коллекторов, чаще всего бывают занижены, вследствие того что не учитываются крупные пустоты. Так,

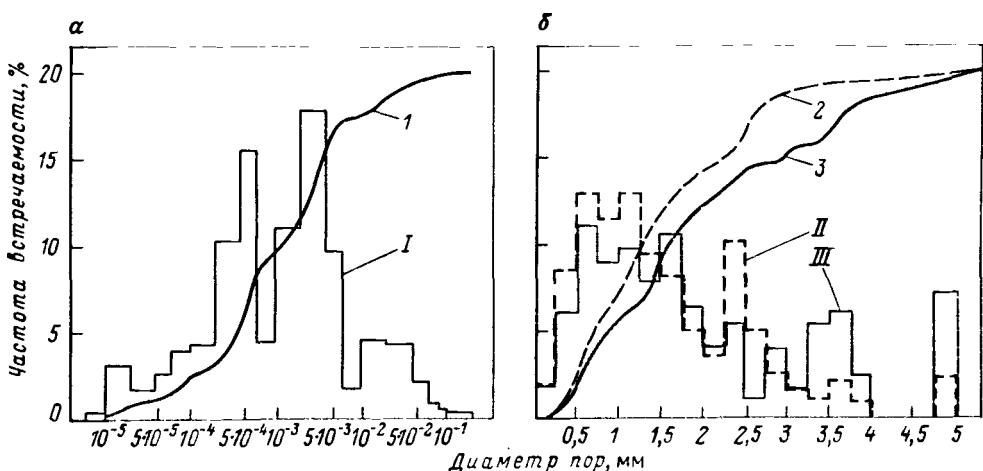


Рис. 13. Гистограммы распределения пустот (I, II, III) в доломите тонкозернистом, порово-кавернозном.

Павловская скв. 3, интервал глубин 3945–3946 м.

Методы: *a* – ртутной порометрии (I); *б* – рентгенографии: II – до насыщения, III – после насыщения образца рентгеноконтрастным веществом. Интегральные кривые, построенные методами: 1 – ртутной порометрии; рентгенографии: 2 – до насыщения, 3 – после насыщения образца рентгеноконтрастным веществом

например, при изучении структуры тонкозернистого, пористо-кавернового доломита методом ртутной порометрии отмечается, что в нем присутствуют пустоты размером не более 0,2 мм, при этом наиболее распространены поры диаметром 0,001–0,005 мм при медианном диаметре 0,0011 мм (рис. 13). Дешифровка рентгенограмм показала, что в тонкозернистом доломите, помимо мелких пустот, имеется большое число крупных пор и каверн округлой формы размером до 5 мм. Их медианный диаметр уже составляет не доли миллиметра, а 1,26 мм для всех пустот и 1,58 мм – для сообщающихся между собой (см. рис. 13, б). Также значительно от-

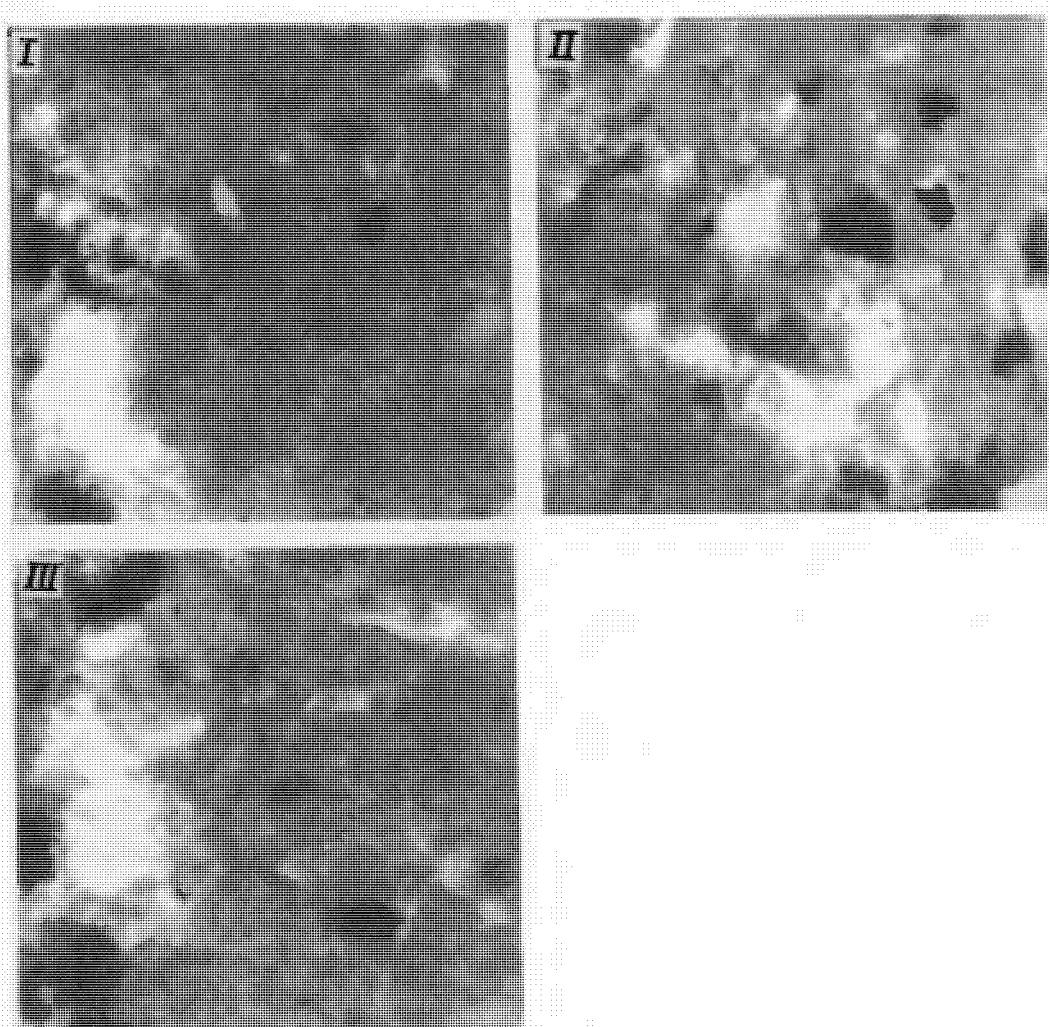


Рис. 14. Известняк криптогенный тонко- и мелкозернистый с органогенными остатками, порово-каверново-трещинный. Караганак, скв. Г-2, интервал 3773 – 3780 м, $\times 1,5$.

Светлое – полые вторичные каверны выщелачивания, темное – вторичные каверны выщелачивания, заполненные техногенным баритом. Отпечатки с рентгенограмм: $k_{\text{п}}^0 = 13\%$, проницаемость, 10^{-15} м^2 , по направлениям прозвучивания: I – 4,3, II – 0,76, III – 4,6; скорость прохождения УЗВ, м/с, по направлениям прозвучивания: I – 1970, II – 1960, III – 1510, $k_a = 1,28$, $k_d = 0,55$; $P_{\text{ш}} = 100 \cdot 10^7 \text{ Н/м}^2$, $k_{\text{пл}} = 2,5$.

личаются и величины пористости (полной и открытой), определенные традиционными методами (соответственно 15,4 и 13,6 %) и методом рентгенографии: 24,7 и 19,8 %.

Изучение структуры крупных пустот и пористости кавернозных разностей карбонатных пород-коллекторов методом рентгенографии позволяет отметить, что их емкость варьирует в широких пределах — от долей процента до 10 % и более, а долевое участие крупных пор и каверн в емкости пород может достигать 80 % (например, в порово-каверново-трещинных среднекаменноугольных известняках месторождения Тенгиз, а также месторождения Караганак (рис. 14).

Таким образом, применение неразрушающих методов (ультразвукового прозвучивания, люминесцентного насыщения и рентгенографии) исследования морфологии, структуры, емкости пустот и особенно глубокозалегающих пород, вынос которых сопряжен с большими техническими трудностями и экономическими затратами, позволяет: во-первых, давать не только качественную, но и количественную характеристику трещин, крупных пор и каверн, которую прежними методами получать не удавалось; во-вторых, они в комплексе с фильтрационными и физико-механическими свойствами дают возможность более обоснованно прогнозировать трещинные и смешанные (трещинно-поровые, трещинно-каверновые, порово-трещинно-каверновые и другие) типы пород-коллекторов в разрезах скважин, в пределах отдельных площадей и регионов.

Глава 3

ТИПЫ КОЛЛЕКТОРОВ НА БОЛЬШИХ ГЛУБИНАХ

На больших глубинах встречаются коллекторы различных типов и среди них такие разновидности, которые на малых и средних глубинах не установлены. В связи с этим со всей остротой встает вопрос о классификации коллекторов. В настоящее время нет их единой классификации. Существует множество различных вариантов как в Советском Союзе, так и за рубежом. Разнообразие классификаций коллекторов определяется спецификой задач, которые ставятся перед исследователями. Общие классификации базируются на структуре и морфологии порового пространства, текстурах и составе пород. К ним относятся схемы М.К. Калинко, А.А. Ханина и др. Генетические классификации учитывают генезис, время формирования, структуру порового пространства. В классификациях Г.И. Теодоровича и Е.М. Смехова с соавторами использованы отдельные коллекторские параметры, условия аккумуляции, фильтрации, литологический состав пород. К.И. Багринцева представила оценочно-генетическую классификацию. Оценочные классификации разработаны Ф.А. Требинским, А.А. Ханиным, И.А. Конюховым, Б.К. Прошляковым и др. Они рекомендуются указанными авторами для определенных типов пород.

В данной работе предлагается схема общей классификации коллекто-

ров. Эта классификация близка к общей классификации А.А. Ханина. Она базируется прежде всего на литологическом составе пород, структуре порового пространства и морфологии (виде) порового пространства (табл. 4). Высшим элементом классификационной иерархии приняты

Таблица 4

Классификация коллекторов нефти и газа

| Группа коллектора (по литологическому составу) | Тип кол- лекто- ра (по струк- туре поро- вого прос- ранства) | Вид поро- вого прос- ранства | Характерные литологические разности пород |
|--|---|--|---|
| Обломочные породы | Поровый | Межзерно- вой | Пески, песчаники, алевролиты, промежуточные разности пород и калькарены |
| | Трещин- ный | Трещин- ный | Песчаники и алевролиты регенерационной структуры, прочные песчаники и алевролиты с карбонатным цементом |
| | Смешан- ный (слож- ный) | Межзерно- вой, трещин- ный | Прочные песчаники и алевролиты с остаточной межзерновой пористостью |
| Карбонатные породы | Поровый | Межфор- менный | Биогенные, биохемогенные, оолитовые известняки и доломиты |
| | | Внутри- формен- ный | Биоморфные (фораминиферовые, коралловые и др.) известняки, доломиты |
| | | Межзер- новой | Вторичные доломиты и доломитизированные известняки, хемогенные известняки, доломиты |
| | Трещин- ный | Трещин- ный | Криптоценовые и хемогенные доломиты и известняки, окремнелые и глинисто-кремнистые известняки (в том числе биогенные) |
| | | Межзерно- вой, тре- щинный, каверно- вой | Уплотненные известняки и доломиты различного генезиса |
| | | Трещин- ный | |
| Глинистые породы | Трещин- ный | Трещин- ный | Аргиллиты, аргиллиты известковые, известково-кремнистые |
| Магматические и мета- морфические породы, коры выветривания, кремнистые, сульфат- ные породы | Поровый | Межзерно- вой | Кора выветривания гранитов, гнейсов и других пород |
| | Трещин- ный | Трещин- ный | Граниты, кварциты, метаморфические сланцы, серпентиниты, андезиты, кремнистые породы |
| | Смешан- ный (слож- ный) | Межзерно- вой, тре- щинный | Серпентиниты, кремнистые породы |

группы коллекторов, которые выделяются по литологическому составу, в соответствии с существующими представлениями, — группы обломочных, карбонатных, глинистых пород и в самостоятельную группу отделены редко встречающиеся породы-коллекторы — магматические, метаморфические, кора их выветривания, а также кремнистые и сульфатные. Основанием для их объединения в одну группу является их примерно одинаковая (незначительная) роль в формировании промышленных скоплений нефти и газа, а также обычно невысокие коллекторские свойства. В каждой группе коллекторов выделены по три типа коллекторов: поровый, трещинный, смешанный.

К поровому типу коллектора отнесены породы-коллекторы, в которых мелкие поры (мелчее 1 мм) более или менее изометричной формы соединены между собой проводящими (поровыми) каналами. Диапазон изменения объема порового пространства очень большой — от единиц до нескольких десятков процентов (40–50); очень сильно варьирует и проницаемость — от $0,1 \cdot 10^{-15}$ до $n \cdot 10^{-12}$ м². Общей особенностью коллекторов порового типа (в случае, если их поровое пространство не заполнено углеводородами) является постепенное понижение коллекторских свойств с глубиной за счет уплотнения пород, минерального новообразования и других процессов.

Для оценки качества пород-коллекторов порового типа (обломочных, карбонатных и прочих) и однозначности интерпретации приводимых данных в работе использована оценочная классификация А.А. Ханина. При характеристике трещинных и смешанных коллекторов применялась классификация К.И. Багринцевой.

Трещинный тип породы-коллектора характеризуется тем, что фильтрующее поровое пространство в нем представлено открытыми (зияющими) трещинами. Трещинный коллектор обладает низкой трещинной пористостью, обычно составляющей не более 2,5–3 %. Вместе с трещинными порами в породе могут быть и межзерновые, однако их суммарный объем обычно также невелик (до 5–7 %), к тому же часть таких пор оказывается изолированной. В большинстве случаев трещинный коллектор является вторичным, постдиагенетическим.

К смешанному или сложному типу породы-коллектора отнесен такой, в котором сочетаются различные виды порового пространства (два или более), в том числе межзерновой, трещинный, каверновый, межформенный, внутриформенный и др. В различных группах коллекторов эти сочетания могут быть неодинаковыми. В этой связи при характеристике коллекторов этого типа всегда требуется уточнение вида порового пространства, при этом ведущий вид пор помещается в конце определения. Например, смешанный каверново-трещинный тип коллектора следует понимать как коллектор, в котором главная роль принадлежит трещинам, хотя, быть может, объем порового пространства каверн значительно выше объема трещин. Дело в том что каверны могут возникать там, где имеются трещины, именно за счет миграции вод по трещинам происходит растворение наиболее подвижных компонентов породы и вынос продуктов реакции с образованием каверн. По этой причине не выделяется каверно-

вый коллектор как самостоятельный тип. Коллекторские свойства пород-коллекторов варьируют в широком диапазоне.

Считаем необходимым внести некоторые пояснения относительно межзернового вида пористости. Иногда его отождествляют с межгранулярным. Это терминологически и с точки зрения унификации названий представляется не совсем удачным. Дело в том что в литологии и других геологических науках отдельные минеральные индивидуумы (обломки минералов, кристаллы) называют зернами, а не гранулами, поэтому, естественно, и поры между ними надо называть межзерновыми, а не межгранулярными.

К межзерновым порам относятся пространства между обломочными и кристаллическими зернами, в том числе возникающими при доломитизации известняков. Поры же между кальцитовыми или доломитовыми оолитами в нашем случае к межзерновым не относятся, поскольку данные хемогенные образования представляют собой агрегатные, форменные образования. В рассматриваемой классификации междуоолитовое поровое пространство отнесено к межформенному.

Ниже описываются породы-коллекторы выделенных групп.

1. Группа обломочных пород-коллекторов имеет весьма широкое распространение. Представлена эта группа преимущественно песчаниками, алевролитами и промежуточными разностями пород. В молодых, неогеновых и четвертичных отложениях, особенно залегающих на небольших глубинах, встречаются пески, алевриты и промежуточные осадочные образования. Изредка коллекторами в этой группе бывают и гравелиты.

Значительное уплотнение обломочных пород, особенно кварцевых и отчасти олигомиктовых с кварцевой основой, за счет процессов регенерации и растворения зерен в зонах контакта друг с другом приводят к существенному снижению пластичности и повышению хрупкости. Это создает предпосылки к образованию трещин и в случае разрядки тектонических напряжений может привести к возникновению трещинной пористости в пластах песчаников и алевролитов. Возможны и иные причины и способы образования.

Таким образом, первичная седиментогенная межзерновая пористость, катагенная трещинная пористость и их сочетание обусловливают существование в обломочных породах трех основных типов коллекторов — порового, трещинного и смешанного.

Поровый тип коллектора имеет очень широкое распространение. Как уже упоминалось, этот тип коллектора свойствен пластам песчаных и алевритовых пород, калькаренитам и изредка гравелитам. Поры здесь относятся к межзерновому виду. Их размер в идеализированных породах-коллекторах без цемента, состоящих из изометричных зерен одного размера, в зависимости от способа укладки частиц составляет 0,154–0,414 от их диаметра. Таким образом, теоретически у мелкозернистого песчаника размер пор при самых благоприятных условиях может варьировать от 0,015 до 0,1 мм, а у крупнозернистого от 0,15 до 0,4 мм. В реальных породах размер пор будет значительно меньше. Это зависит от однородности обломочных зерен по величине, содержания цемента, степени равномер-

ности его распределения в породе, уплотнения, минеральных новообразований, наконец, явлений регенерации кварца, плагиоклазов и других минералов, растворения зерен в местах контакта друг с другом и некоторых других. Влияние всех этих факторов и процессов возрастает с глубиной, поэтому в диагенезе и начальных этапах раннего (начального) катагенеза размер пор будет ближе к расчетному, теоретическому и, наоборот, на больших глубинах размер пор оказывается значительно меньшим. Это находится в полном согласии с понижением полной и открытой пористости обломочных пород с глубиной.

Поровый тип коллектора весьма характерен для песчаных и алевритовых пород, залегающих на небольших и средних глубинах. На больших глубинах (более 4000 м) они встречаются значительно реже и преимущественно в молодых отложениях (кайнозойских) или более древних (мезозойских и палеозойских), но заполненных УВ. Имеются и отклонения от этой закономерности, причины которых весьма разнообразны и рассматриваются ниже.

Трещинный тип коллектора выделяется среди остальных прежде всего тем, что его емкость определяется трещинной пористостью, а путями миграции флюидов являются зияющие трещины. Характерные особенности этого типа коллектора — низкая пористость и чрезвычайно широкий диапазон колебаний проницаемости — от $0,01 \cdot 10^{-15}$ до $1000 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$ и более. На больших глубинах трещинный тип коллектора может быть встречен в породах самого различного генезиса и состава.

Трещины в породах-коллекторах описываемого типа имеют различную природу. В связи с этим различают тектонические, литогенетические и трещины естественного гидроразрыва (или авторазрыва). Раскрытость трещин в породах-коллекторах очень малая — доли миллиметров, в лучшем случае первые миллиметры, при этом смещения пород вдоль трещин не наблюдается или они незначительны. При бурении сверхглубоких скважин в Западном Казахстане (Аралсорская СГ-1, Биикжальская СГ-2) в керне наблюдались трещины, заполненные кальцитом, ширина которых достигала 6 мм. В шламе из Биикжальской скв. СГ-2 на глубине свыше 4500 м присутствовали обломки кальцита, прежде заполнявшего трещины шириной до 9 мм (рис. 15).

В зависимости от природы трещин их ориентировка, плотность, густота и раскрытость могут быть различными.

Тектонические трещины группируются в системы, общностью которых является ориентировка в пространстве, возраст и иногда раскрытость. В каждом конкретном геологическом теле может быть одна или несколько систем (или генераций) трещин. Системы чаще всего разновозрастны, что обычно без особого труда устанавливается по взаимному расположению трещин и наличию в них минеральных или органических новообразований (рис. 16). Трещины нередко ветвятся, в результате чего возрастают плотность и густота трещиноватости. Изучение трещиноватости пород в Предкарпатском прогибе позволило Р.С. Копыстянскому [18] установить, что ориентировка трещин определяется не только направленностью тектонических напряжений, но и литологическим составом пород. Так,

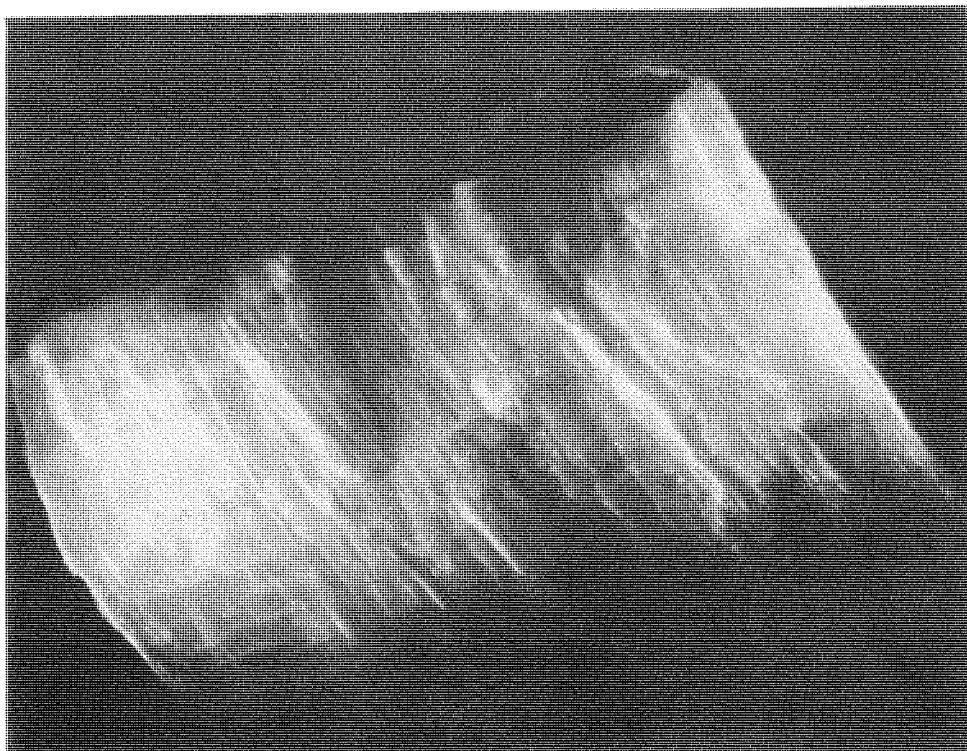


Рис. 15. Вторичный кальцит из трещины в аргиллите. Бинкжал, скв. СГ-2, глубина 5491 м, $\times 5$.

для песчаников, по его данным, характерна трещиноватость, перпендикулярная наслоению, для аргиллитов — параллельная наслоению и для мергелей — диагональная или косая.

Густота трещин нередко лимитируется мощностью пластов, при этом чем меньше мощность, при прочих равных условиях, тем больше густота, на что в свое время обратили внимание Ю.К. Бурлин и Р.С. Копыстянский.

Литогенетические трещины отличаются ориентировкой, параллельной наслоению. Трещины на небольших отрезках обычно прямолинейные, а при рассмотрении в образцах керна и штуфах видно, что в поперечном разрезе они нередко изгибаются и имеют пологоволнистую текстуру. Структурно-текстурные особенности пород предопределяют формирование литогенетической трещиноватости и закладываются на стадии седиментогенеза, в результате проявления периодичности низшего порядка (ритмичности). Следствием этого является периодическая повторяемость тонких (несколько миллиметров или их доли), нередко прерывистых слойков осадка, более или менее различных по составу. В стадию катагенеза вследствие неодинаковых реакций осадочных образований на механические нагрузки и физико-химические процессы между слойками пород, различающихся по составу, возникают тонкие, в доли миллиметра трещинки, которые могут и затухать, и разветвляться.

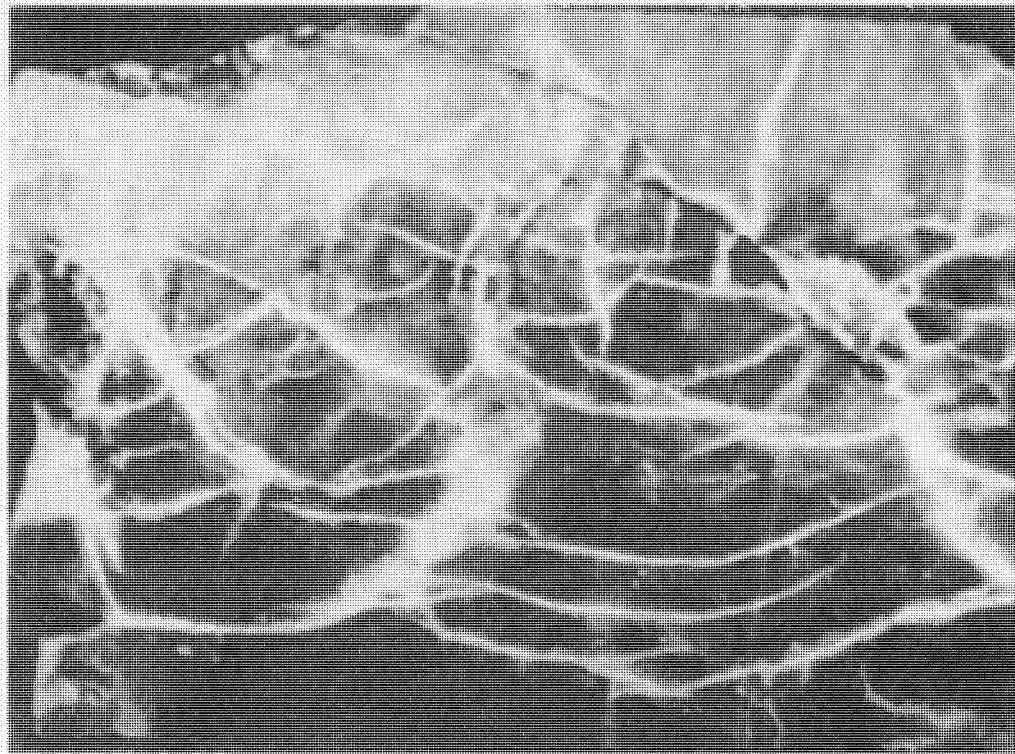


Рис. 16. Системы ветвящихся трещин в известняке. Синельниковская скв. 1, интервал глубин 2850–2854 м, $\times 10$.

Литогенетическая трещиноватость наблюдается при тонком переслаивании терригенных пород — песчаников, алевролитов, аргиллитов и промежуточных между ними разностей пород. На больших глубинах такого рода трещиноватость известна, например, в подсолевых отложениях Прикаспийской впадины.

Трещины естественного гидроразрыва характеризуются неравномерностью распределения, ограниченными размерами — нередко затухают на протяжении нескольких сантиметров. Возникают они исключительно на больших глубинах, в стадию катагенеза, в результате воздействия АВПД, превышающих горное (литостатическое). Э.Б. Чекалюк объяснил механизм образования трещин естественного гидроразрыва и разработал методику расчета глубины их образования в различных геологических условиях. Выполненные по его методике расчеты на примере геологических разрезов Прикаспийской впадины показали хорошую сходимость расчетных данных с фактическими глубинами появления трещин гидроразрыва (4000–4500 м).

Трещинный тип коллектора по своей природе является вторичным. На больших глубинах в таком коллекторе могут сочетаться три разновидности трещин. Следует отметить, что в условиях переслаивания терригенных пород малой мощности факторы, вызывающие гидроразрыв, спо-

существуют образованию литогенетических трещин, вследствие этого трещины гидроразрыва в "чистом" виде могут и не встретиться. Трещинная пористость обычно невелика. Она оценивается в доли и первые единицы процентов, поэтому со временем может быть "запечена" за счет минеральных новообразований или механических (тектонических, литостатических) напряжений. Вследствие этого трещинный коллектор перестает существовать. Надежное перекрытие пластов-коллекторов мощными экранирующими толщами и существование АВПД благоприятствуют сохранению зияющих трещин, а в целом и коллекторов трещинного типа.

Трещинные коллекторы формируются только в сильно уплотненных, хрупких породах. Такие свойства обломочные (песчаные и алевритовые) породы приобретают в платформенных условиях на больших глубинах, а в геосинклинальных областях — в результате стресса или также после пребывания на больших глубинах. Формирование трещинных коллекторов после приобретения породами соответствующих свойств может происходить на различных глубинах в зависимости от тектонических условий.

Смешанный тип коллектора в обломочных породах характеризуется совместным присутствием межзерновых и трещинных пор. Как уже отмечалось, трещиноватость в обломочных породах развивается только в случае их существенного уплотнения и снижения пластичности. Но такие изменения происходят при значительном снижении пористости пород. Следовательно, смешанный тип коллектора может возникнуть в породах, некогда испытавших стресс, погружение на большие глубины или находящихся в таких условиях в настоящее время.

Смешанный тип коллектора сформирован межзерновой (первичной или вторичной) и трещинной пористостью. Он характерен для песчаных и алевритовых пород, залегающих на больших глубинах. Вместе с этим маловероятно, чтобы такой коллектор возник в нефтенасыщенных породах-коллекторах порового типа (в данное время находящихся на больших глубинах), если ловушка была заполнена в период ее пребывания на не большой глубине, при высоких коллекторских свойствах. Эти коллекторские свойства и, в частности, высокая пористость сохраняются, как показывают многочисленные факты, и на больших глубинах. При таких условиях обломочные породы обладают высокой пластичностью и малой хрупкостью, что неблагоприятно для развития трещиноватости.

Исходя из этой концепции представляется, что на больших глубинах, там, где в обломочных породах формируются коллекторы смешанного типа, условия для возникновения залежей нефти мало благоприятны, поскольку к этому времени породы располагаются уже ниже главной зоны нефтеобразования. Вместе с тем переформирование залежей в результате перетока нефти из коллекторов порового типа в коллекторы смешанного (сложного) типа вполне возможны. Более вероятны на больших глубинах в коллекторах смешанного типа залежи природного газа, для которого условия генерации в такой обстановке остаются достаточно благоприятными.

II. Группа карбонатных пород-коллекторов широко распространена

в фанерозойских отложениях. Породы-коллекторы этой группы представлены известняками, доломитами и промежуточными разностями пород различной структуры, текстуры и генезиса. Поровое пространство здесь также весьма разнообразно по морфологии и размеру. Здесь развиты межзерновые, межформенные, внутриформенные и трещинные поры.

Характерной особенностью карбонатных пород является более высокий темп их уплотнения по сравнению с обломочными. Особенно интенсивно уплотняются хемогенные известняки и доломиты. Уже при погружении на глубину 1500–2000 м их пористость снижается до 10 %. Ниже этой глубины существенно снижается пористость и других разностей карбонатных пород за счет аутигенного кальцитообразования.

Среди карбонатных пород, так же как и обломочных, выделяется три типа пород-коллекторов – поровый, трещинный, смешанный.

Поровый тип коллектора может иметь межзерновой, межформенный и внутриформенный виды порового пространства. Межзерновая пористость слагается из пор между отдельными кристаллами кальцита или доломита, в том числе возникшими в результате доломитизации известняков в стадию катагенеза. Эта пористость может быть в породах на самых различных, в том числе и больших глубинах. Поровый коллектор с межзерновой пористостью обычно не выделяется высокими коллекторскими параметрами. Наиболее характерен он для хемогенных карбонатных пород.

Межформенный вид порового пространства представляет собой пустоты между раковинами или их обломками в биогенных и биохемогенных известняках или доломитизированных известняках, а также в оолитовых известняках между оолитами. Внутриформенные поры – это камеры внутри скелетов (раковин) отмерших организмов. Такой вид пористости характерен для фораминиферовых, коралловых и других биоморфных разностей известняков. Коллекторы с межформенной и внутриформенной пористостью распространены на небольших глубинах, но они могут сохраняться и на больших глубинах при погружении ловушки, уже заполненной УВ.

Трещинный тип коллектора весьма характерен для карбонатных пород. Образованию трещин очень благоприятствуют высокий темп уплотнения карбонатных пород, повышение их хрупкости с глубиной. Последнему способствует окремнение пород, обычно выражющееся в выделении аутигенного (катагенного) халцедона в поровом пространстве. Для существования трещинного коллектора необходимо, чтобы трещины оставались открытыми (зияющими), однако нередко наблюдаются трещины, “залеченные” каким-либо аутигенным минералом, чаще всего кальцитом, реже кремнеземом.

Трещины в карбонатных породах в основном связаны с разрядкой тектонических напряжений, которые могут неоднократно повторяться, и с явлениями гидроразрыва. В связи с этим возникает несколько генераций трещин, последовательность образования которых, как правило, легко устанавливается при визуальном или микроскопическом изучении породы.

Трещинный тип коллектора обладает небольшой емкостью, но при значительном размере ловушки в нем могут сконцентрироваться значительные количества УВ. Трещинный тип коллектора в карбонатных породах различного генезиса, состава и структуры встречается на различных глубинах. Определяющим фактором возникновения трещинных коллекторов служит степень хрупкости породы, ее способность к растрескиванию.

Смешанный тип коллектора может иметь межзерновой, трещинный и каверновый виды порового пространства. Обязательным элементом рассматриваемого коллектора является трещинная пористость. Она может сочетаться с межзерновой или каверновой, а нередко и с обеими вместе. Трещиноватость по отношению к кавернозности, а иногда и по отношению к межзерновой пористости является более ранней. Именно в результате миграции пластовых вод по трещинам происходит растворение отдельных фрагментов породы с образованием каверн, или же осуществляется доломитизация известняков. Таким образом, смешанный коллектор по своей сути вторичен и характерен для средних и больших глубин. Он может (особенно при наличии каверн) обладать высокой емкостью и проницаемостью. В карбонатных породах на больших глубинах этот тип коллектора пользуется наибольшим развитием и представляет большой практический интерес.

III. Группа глинистых пород-коллекторов у нас в стране стала известна относительно недавно. Дело в том что глинистые породы не образуют традиционных поровых коллекторов, а на небольших и средних глубинах они достаточно пластичны и, следовательно, не дают открытых трещин.

Залежи нефти и газа, связанные с глинистыми коллекторами, имеются во многих странах. Возникновение трещиноватости в глинистых породах обусловливается рядом факторов. Среди них — достаточная хрупкость пород, которая создается за счет либо значительного погружения, либо стресса. Благоприятствует растрескиванию глин, как показали на примере Западной Сибири О.Г. Зарипов и В.П. Сонич, седиментогенное или катагенное окремнение, тонкое переслаивание глины с ОВ, наличие АВПД, приводящих к авторазрыву пород по плоскостям седиментационной микрослоистости. Глинистые породы-коллекторы по минеральному составу относятся преимущественно к гидрослюдистым, что предопределяется их физическими свойствами и находится в соответствии с общей закономерностью эволюции глинистых минералов при погружении — постепенным исчезновением монтмориллонита, каолинита, смешаннослоистых образований и повышением роли гидрослюды и хлорита. Глинистые породы-коллекторы встречаются на средних глубинах, но значительное развитие они получают на больших глубинах.

IV. Группа магматических, метаморфических, кремнистых, сульфатных пород и коры выветривания редко встречаются как коллекторы нефти и газа, хотя в ряде случаев они обладают достаточно высокими коллекторскими свойствами. Это определяется тем, что магматические, метаморфические породы и коры их выветривания располагаются обычно ниже нефтегазоматеринских толщ, и их коллекторские свойства, как правило, ниже, чем у залегающих по соседству осадочных пород. Кремнистые

и сульфатные породы также обладают невысокими первичными коллекторскими свойствами.

Поровый тип коллектора характерен для пор выветривания магматических и метаморфических пород. На небольших глубинах (например, в Западной Сибири) пористость пород, составляющих кору выветривания, достигает 24 %, однако с увеличением глубины она существенно понижается.

Трещинный тип коллектора образуют магматические, метаморфические породы (граниты, андезиты, сланцы и др.). Поскольку эти породы уже по своей природе хрупки, малопластичны, то они могут растрескиваться и на малых, и на больших глубинах при соответствующей тектонической обстановке. Кроме того, трещинный коллектор образует кремнистые и сульфатные осадочные породы. Поскольку на малых глубинах эти породы достаточно пластичны (диатомиты, опоковидные силициты, гипсы и др.), то для приобретения способности к растрескиванию (повышению хрупкости) они должны побывать на больших глубинах. Растрескивание после этого может происходить на различной глубине.

Смешанный тип коллектора в рассматриваемой группе, как и предыдущие, развит незначительно. Смешанный, порово-трещинный тип коллектора встречается среди кремнистых пород, вулканических туфов. Поры относятся к межзерновому или межформенному (в силикатах) видам и являются первичными образованиями. Трещины имеют обычно тектоническую природу.

В последние годы широко дискутировался вопрос о роли УВ в формировании и сохранении порового пространства горных пород. Согласно одной из точек зрения, нефть и газ не влияют на коллекторские свойства. В подтверждение этого авторы ссылаются на низкие пористость и проницаемость нефтесодержащих пород. Согласно другой точке зрения, УВ оказывают существенное влияние на коллекторские свойства пород. Исследования последних лет показали, что в различных геолого-геохимических условиях УВ проявляют себя неодинаково. В случае заполнения порового пространства нефтью, не содержащей воды и других химически активных компонентов, процессы вторичного минералообразования сильно подавлены или не проявляются вообще [16, 39]. Если к тому же нефть находится под большим давлением (например, АВПД в условиях больших глубин), она препятствует механическому уплотнению пород и смыканию трещин. Таким образом нефть способствует сохранению первичного и вторичного порового пространства.

Это заключение подтверждается следующими фактами. В Арапсорской скв. СГ-1 (Прикаспийская впадина) полная пористость нижнетриасового водоносного песчаника с глубины 4197–4200 м составляла 8,7 %, а нижнетриасового алевролита с большей глубины (4457–4458 м) – 12,6 % при нефтенасыщенности 80 %. Подобные данные имеются и по другим скважинам. В Западно-Кубанском прогибе нефтенасыщенные алевролиты на глубине 5200–5450 м (Северское месторождение) обладают большей пористостью (10–18 %), чем ненефтеносные алевролиты с глубины 4700–5000 м на Левкинской площади (пористость 2–10 %).

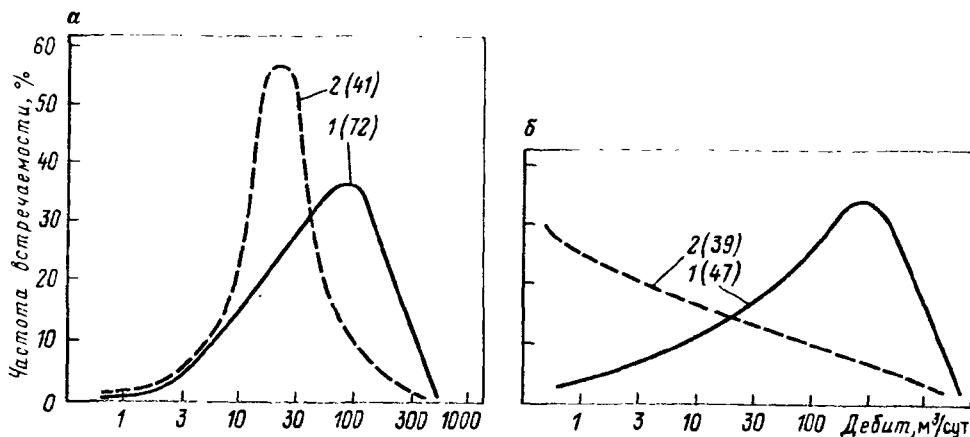


Рис. 17. Кривые дебитов продуктивных скважин на нефть (1) и на воду (2) девонских песчаных пород Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции (По Б.А. Лебедеву).

Зоны уплотнения: *а* – слабого и умеренного, *б* – сильного и очень сильного.
В скобках – число использованных результатов испытаний

Очень наглядно показана роль нефти при катагенезе пород в Тимано-Печорской провинции Б.А. Лебедевым [20]. Материалы изучения дебитов водоносных и нефтеносных скважин из девонских песчаников показали, что уже в зонах слабого и умеренного уплотнения намечается дифференциация в дебитах нефти и воды, а в зоне сильного и очень сильного уплотнения (большие глубины) различия в дебитах очень значительны (рис. 17, *а*, *б*). Такая картина распределения дебитов является следствием торможения снижения коллекторских свойств пород при погружении на большие глубины за счет влияния нефти.

Возможно, однако, и иное проявление влияния нефти на породы-коллекторы. Известно, что в процессе миграции, формирования залежей, а также в зоне водонефтяного контакта нефть и вода, соприкасаясь, взаимодействуют между собой. Это чаще всего приводит к окислению нефти и образованию углекислоты. Последняя способствует усилиению растворяющей способности воды по отношению ко многим минералам, в том числе кальциту, доломиту, кварцу и др.

Вместе с тем описаны случаи, когда в зоне водонефтяного контакта происходили регенерация кварца [11] и выделение вторичного кальцита. Такие, кажется, несовместимые явления объясняются следующим образом. Под действием образовавшейся углекислоты в воде повышается концентрация кремнезема и продуктов растворения карбонатов. В последующем, в процессе геологического развития региона изменяется термобарическая обстановка, нарушается физико-химическое равновесие в растворе и углекислота выделяется в самостоятельную фазу, переходя в газовую шапку или в состав газов, растворенных в нефти. Вследствие этого обстоятельства вода в зоне водонефтяного контакта оказывается пересыщенной кремнеземом и кальцием и другими соединениями, избыток

которых выделяется в твердую фазу в виде каемок регенерации кварца, вторичного кальцита и других минералов. Исходя из вышеприведенных фактов и теоретических представлений, вполне возможно повышение коллекторских свойств обломочных и карбонатных пород на путях миграции водонефтяных смесей и в ловушках, в процессе их заполнения УВ.

В работах А.В. Смирнова, М.Б. Хеирова, Э.А. Даидбековой имеются сведения о влиянии газов на катагенные изменения пород. При этом отмечается, что в газоносных породах Волгоградской области зерна кварца за счет коррозии имеют шероховатую (шагреневую, по А.В. Смирнову) поверхность. Подобное отмечали М.Б. Хеиров, Э.А. Даидбекова для пород Азербайджана. Из этого складывается впечатление о химической активности углеводородных газов. Нам представляется, что это не совсем так. Практически в составе природных углеводородных газов всегда (или почти всегда) присутствуют примеси агрессивных газов — углекислоты, сероводорода. Их содержание варьирует в широких пределах — от долей до нескольких десятков процентов (например, Астраханское, Оренбургское и другие месторождения). Эти газы, особенно углекислота, существенно повышают растворимость кварца и опала, что подтверждилось экспериментами Е.С. Кабановой и наглядно иллюстрируется на рис. 18. Нами исследовались обломочные зерна кварца в мезозойских отложениях Прикаспийской впадины. Оказалось, что корродированные зерна кварца широко распространены в породах от поверхности до 2000 м и даже несколько ниже. Анализ газов в пробах бурового раствора показал, что главным их компонентом в этой части разреза является углекислота, а углеводородные газы (метан) составляют лишь незначительную долю. Именно с действием углекислоты мы связываем появление шероховатой (шагреневой) поверхности зерен кварца в мезозойских отложениях Прикаспийской впадины. Такую же природу, нам представляется, имеет шагреневая поверхность и в случаях, описанных А.В. Смирновым и другими, а между шагреневой поверхностью и нефтегазоносностью имеется косвенная связь — через углекислоту. В случае присутствия в породах

только углеводородных газов вторичное минералообразование и растворение должны быть подавлены. При существовании в таких коллекторах АВПД углеводородные газы должны препятствовать и механическому уплотнению пород.

Поровое пространство, являющееся одним из главных признаков пород-коллекторов, формируется в разные этапы литогенеза и затем изменяется на протяжении геологической истории. Принято разделять поровое пространство на первичное и вторичное. Под первичным в этой работе понимается поровое пространство, сформированное в стадии се-

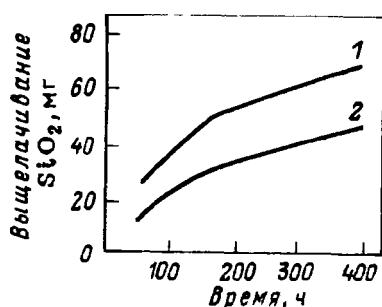


Рис. 18. Растворение горного хрусталика в токе углекислоты (1) и азота (2). По Е.С. Кабановой

диментогенеза и диагенеза. К вторичному поровому пространству относят такое, которое возникло в уже сформированной горной породе в стадию Катагенеза. На больших глубинах чаще всего встречается смешанный тип порового пространства, представляющий собой сочетание первичного и вторичного.

Формально разделив поровое пространство по генезису на первичное и вторичное, в реальных условиях далеко не всегда можно установить, к какому же классу оно относится. С большой долей вероятности к первичной относятся межформенная и внутриформенная пористость в известняках. Такое заключение делается на том основании, что при катагенезе остатки фауны (биогенные кальцит и арагонит) обычно растворяются раньше, чем хемогенный кальцит. Следовательно, если поровое пространство ограничено остатками фауны или находится во внутренних полостях их скелетов, значит, оно не может быть вторичным, оно первично. Конечно, это поровое пространство в процессе катагенеза может уменьшаться по объему за счет уплотнения породы или выделения вторичных карбонатов.

Сложнее обстоит дело с генетической трактовкой межзерновой пористости в обломочных породах. В последних основу или каркас составляют обломочные зерна, а межзерновое пространство может быть свободным (поры) или же заполнено цементом. При изменении физико-химических условий подвижные минеральные виды цемента такие, например, как кальцит, сульфаты теоретически могут неоднократно выноситься и откладываться в межзерновом пространстве. Например, карбонатный цемент в песчаных и алевритовых породах начинает растворяться уже в приповерхностной зоне. Ниже, в условиях повышенных температур и давлений (для Прикаспийской впадины $T \geq 65-70^{\circ}\text{C}$, $p_{\text{гидр}} \geq 25 \text{ МПа}$), кальцит начинает выделяться в поровом пространстве. Есть основания считать, что при дальнейшем погружении кальцит вновь должен растворяться. В отдельные отрезки времени в песчаных и алевритовых породах могут совместно сосуществовать первичные и вторичные поры. Распознание первичной и вторичной межзерновой пористости в обломочных породах – это сложная задача. Пути ее решения – изучение химического состава цемента (в том числе малых элементов, рассеянных в нем) и анализ изотопного состава элементов и особенностей распределения флюидов.

Возникновение нового порового пространства и повышение коллекторских свойств пород не вызывает сомнений. Применительно к большим глубинам можно назвать три процесса, которые способствуют образованию пор в стадию Катагенеза: 1) растворение соединений, неустойчивых в конкретных физико-химических условиях и вынос продуктов реакции; 2) доломитизация известняков; 3) растрескивание пород.

Растворение отдельных компонентов осадочных пород – процесс весьма распространенный. Растворяются карбонатные минералы, полевые шпаты, кварц, разлагается ОВ. Все это в благоприятных условиях в случае удаления продуктов реакции способствует повышению коллекторских свойств пород. К сожалению, погружение пород на большие глубины создает чрезвычайно высокое горное давление, которое приводит во многих

случаях к сильному механическому уплотнению и ликвидации порового пространства в породах.

На наш взгляд, новое поровое пространство за счет растворения возникает в основном на небольших и средних глубинах (2500–3000 м) и в благоприятных условиях оно может сохраняться при погружении. На больших глубинах, в условиях высоких давлений и температур для осадочных пород более характерны метасоматические процессы и образование нового порового пространства, здесь, по-видимому, возможно в зонах повышенных концентраций углекислоты и сероводорода.

С процессами растворения связаны вторичное поровое пространство в обломочных породах, пористость в карбонатных породах, возникшая в результате растворения кальцитовых и арагонитовых остатков фауны, оолитов, а также каверны и крупные полости и пещеры.

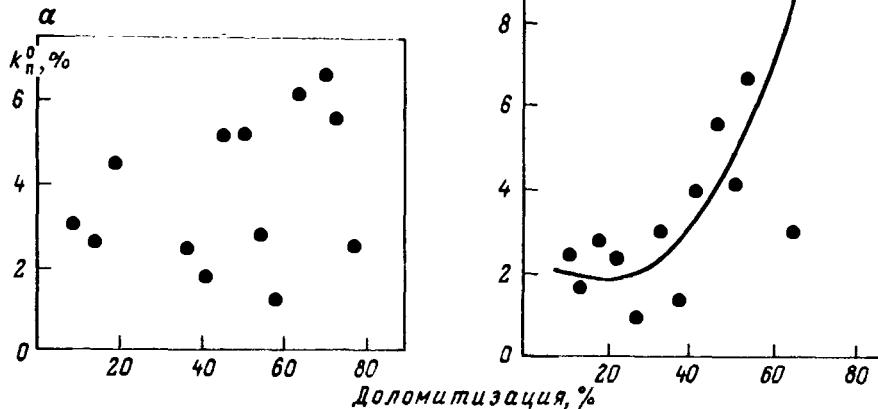
Доломитизация известняков – процесс, широко известный в геологии. Теоретические расчеты и фактические данные [5, 31] показывают, что 100 %-ное замещение кальцита доломитом (из расчета молекула на молекулу) приводит к уменьшению объема твердой фазы на 12,5 % и соответственно возрастанию пористости на эту величину. При неполной доломитизации известняка величина пористости имеет промежуточное значение. Замечено, что арагонитовые остатки фауны менее устойчивы. Они ранее, чем кальцитовые, растворяются или доломитизируются.

Зависимость пористости карбонатных пород-коллекторов юго-западного Ирана от доломитизации (по Дж. Гринсмиту) следующая: при доломитизации 0, 20, 32, 58 %, пористость возрастает соответственно на 0–4, 4–8, 8–12, > 12 %.

Наряду с отмеченной закономерностью в конкретных геологических условиях нередко наблюдаются случаи, когда между пористостью и степенью доломитизации пород нет четкой зависимости и даже наоборот – доломитизированные известняки обладают более низкой пористостью, чем "чистые" известняки (Прикаспийская впадина, нижнепермские, каменноугольные отложения в районе северного борта: Верхнепечорская впадина, палеозойские отложения и др.).

В связи с этим следует детально исследовать время доломитизации. Как утверждают литологи, необходимо различать доломитизацию сингенетическую, диагенетическую и катагенетическую. При сингенетической и диагенетической доломитизации, пока порода еще не сформировалась, образующееся поровое пространство вскоре исчезает под влиянием механического уплотнения карбонатного осадка. Доломитизация пород, происшедшая в стадию катагенеза или гипергенеза, должна сохраняться и отразиться в структуре породы. Повышение пористости карбонатных пород за счет катагенетической (вторичной) доломитизации отмечалось нами в подсолевых палеозойских отложениях Прикаспийской впадины (Западно-Тепловская площадь, Карабаганак и др.), Оренбургского газоконденсатного месторождения, а также известно и в других регионах. В этой связи очень наглядны диаграммы, составленные Л.Г. Белоновской [9] по материалам Вуктыльского месторождения (рис. 19). При диагенетической доломитизации зависимость между содержанием доломита и пористостью не уста-

Рис. 19. Зависимость коэффициента открытой пористости k_p^0 от диагенетической (а) и катагенетической (б) доломитизации на Вуктыльском месторождении. По Л.Г. Белоновской



новлена, при катагенетической доломитизации — наблюдается прямая зависимость.

Вопрос теперь состоит в том, как разделить диагенетическую и катагенетическую доломитизацию. Карбонатные породы, состоящие из чистого кальцита или доломита, опытный литолог легко отличит под микроскопом. Гораздо сложнее, когда в породе одновременно присутствуют оба минерала в заметных количествах. Считают, что микрозернистые, однородные доломиты являются первичными (диагенетичными или даже седиментогенными). Сплошь крупные ромбоздры доломита — признак их катагенетического происхождения. Труднее определить в шлифах доломит в случае замещения им части породы, особенно фаунистических остатков, оолитов, сгустков. В этом случае хороший результат дают ранее известные, а теперь основательно забытые методы прокрашивания открытых шлифов с помощью метилвиолета, хромово-кислого калия и др. Во всех случаях кристаллики кальцита окрашиваются, а доломита — остаются бесцветными. Реакции прокрашивания легко позволяют установить доломит необычной морфологии, как правило, всегда катагенетичный. Оригинальный метод определения вторичной доломитизации был применен Е.М. Смеховым, Л.Г. Белоновской, М.Х. Булач и др. Он состоит в том, что условно устанавливались соотношения кальцита и доломита в измененной и неизмененной частях пород; если эти количественные соотношения совпадали, то все преобразования в породе относились к процессам перекристаллизации. Если, например, содержание доломита увеличилось в измененной части породы, то его происхождение считалось результатом доломитизации.

Не вызывает сомнения вторичность порового пространства, образовавшегося в результате растрескивания горных пород. Выше уже отмечалось, что трещины могут возникать в различных типах пород, обладающих достаточно высокой хрупкостью (низкой пластичностью) при разрядке тектонических напряжений, при катагенетических преобразованиях или естественном гидроразрыве пород. В одной и той же породе может быть несколько генераций трещин одинакового или различного генезиса.

На больших глубинах встречаются породы-коллекторы различных типов и генезиса. Обобщение материалов по районам Советского Союза и зарубежных стран показывает, что на глубинах свыше 4000–4500 м породы практически любого литологического состава могут быть коллекторами нефти и газа порового, трещинного и смешанного типов. Имея в виду, что с увеличением глубины залегания породы все более уплотняются и по своим физическим признакам приближаются к метаморфическим, такое заключение может показаться необычным. Причин разнообразия пород-коллекторов на больших глубинах можно назвать несколько. Одна из них – "консервирующее" влияние нефти на структуру порового пространства и самой породы. Залежи нефти на небольших и умеренных глубинах формируются в породах-коллекторах различных типов и литологического состава. При их погружении на большие глубины (без разрушения ловушки) первоначальные типы пород-коллекторов не изменяются. Сохранение на больших глубинах межзерновых коллекторов порового типа связано со слабым механическим уплотнением и низкой катагенетической преобразованностью относительно молодых терригенных отложений, не подвергшихся интенсивным тектоническим напряжениям. Как показывают фактические материалы, в кайнозойских песчаных и алевритовых породах Западной Туркмении и Азербайджана сохраняются высокие коллекторские свойства на глубинах более 6 км. Следующая причина разнообразия коллекторов – возникновение вторичных коллекторов непосредственно на больших глубинах за счет растрескивания и избирательного растворения неустойчивых компонентов пород.

Теоретические исследования и расчеты, а также данные, полученные при бурении и обработке кернового материала из глубоких скважин, показывают, что породы-коллекторы могут встретиться на значительных глубинах. К сожалению, к настоящему времени мы не располагаем аппаратурой и методами для приборометрического определения зон развития пород-коллекторов. Наиболее перспективны, по-видимому, сейсмические методы, но пока они не обладают достаточной разрешающей способностью в условиях больших глубин. Прямые методы определения зон развития коллекторов – посредством бурения и извлечения керна из скважин пока очень трудоемки, дороги, да и технология бурения скважин глубиной свыше 5000–6000 м отработана недостаточно. Поэтому оценку глубины развития коллекторов в породах различного литологического состава можно дать лишь посредством экстраполяции, опираясь на фактические и экспериментальные данные. Теоретические расчеты в связи с широким диапазоном колебаний значений параметров и геологических условий пока не могут быть использованы для прогноза коллекторов.

Оценивая глубинное положение нижней границы распространения пород-коллекторов, необходимо иметь в виду не только влияние механического уплотнения и вторичных процессов, но и состав насыщающих их флюидов, и "консервирующие" возможности последних. Надо также иметь в виду, что при температуре 200–300 °С сначала жидкые, а затем и газообразные УВ становятся неустойчивыми. Следовательно, если породы-коллекторы и могут существовать при температурах выше 300 °С, то наличие в них залежей нефти маловероятно.

Исходя из этого можно ожидать, что в благоприятных термобарических условиях (низкий геотермический градиент, наличие АВПД) при надежных региональных экранах (например, соленосные толщи) осадочные породы-коллекторы практически любого литологического состава, насыщенные УВ, свободными от примесей, способных давать минеральные новообразования, могут обладать вполне удовлетворительными коллекtorскими свойствами на глубинах 10–15 км.

Породы, не содержащие УВ, уплотняются быстрее и их коллекторские свойства снижаются до нижних критических значений на меньших глубинах. Дольше всего сохраняются удовлетворительные свойства в относительно молодых кайнозойских отложениях. Судя по отложениям продуктивной толщи Азербайджана, песчаные и алевритовые породы-коллекторы там могут сохраняться до глубины 8000–10000 м. Более древние, мезозойские отложения могут быть коллекторами на глубинах 5000–6000 м.

Подсолевые породы, даже не содержащие нефти, в благоприятных условиях, по-видимому, могут быть коллекторами на глубинах до 8000–10000 м.

Выявленные закономерности изменения коллекторских свойств пород при погружении на большие глубины позволяют сделать заключение о том, что потенциальные возможности встречи пород-коллекторов разного типа, содержащих промышленные скопления нефти и газа на глубинах 4000–6000 м и более, неодинаковы. Фактические данные, а также представления о главных фазах и зонах нефтегазообразования и температурных условиях в недрах позволяют сделать следующие выводы о распространении типов коллекторов нефти и газа на больших глубинах.

1. В случае погружения пород-коллекторов на большие глубины, при условии сохранения ловушки, ранее заполненной нефтью (на небольших и средних глубинах, в главной зоне нефтегазообразования, где коллекторские свойства пород еще достаточно высоки) возможны следующие типы коллекторов: а) поровые первичные межзернового типа в песчаных, алевритовых породах, а также в известняках с межформенной и внутриформенной пористостью; б) поровые вторичные в обломочных породах; в) трещинные и каверново-трещинные вторичные коллекторы в хемогенных известняках и доломитах. Эти породы сильно уплотняются и становятся достаточно хрупкими, способными к растрескиванию при погружении уже на средние глубины. Фильтрация подземных вод способствует превращению трещинных коллекторов в каверново-трещинные.

2. На сверхбольших глубинах (более 6 км) промышленные залежи нефти – это аномальный случай. Он возможен в случае невысоких темпе-

ратур (до 200 °С) при условии, если коллектор был заполнен нефтью уже на небольших или умеренных глубинах.

3. На больших и сверхбольших глубинах газовые и газоконденсатные залежи наиболее вероятны во вторичных коллекторах следующих типов: смешанного, порово-трещинного, трещинного (песчаники, алевролиты, известняки, доломиты, аргиллиты, мергели), смешанного, каверново-трещинного (известняки, доломиты) и порового (песчаники, алевролиты).

4. В первичных коллекторах газовые залежи на больших глубинах – аномальное явление. Оно возможно при погружении залежи, сформировавшейся на малых или средних глубинах под надежной региональной покрышкой, не теряющей своих свойств при погружении (например, каменная соль). Наиболее вероятные в этом случае поровые коллекторы – межзерновые (песчаники, алевролиты, доломитизированные известняки, катагенные доломиты) межформенные и внутриформенные известняки.

5. В условиях больших глубин за счет механического уплотнения и вторичных процессов породы-коллекторы, не содержащие УВ, могут потерять свои качества и превратиться в породы-экраны; наоборот – породы-экраны за счет растрескивания и избирательного растворения могут перейти в трещинные и смешанные (порово-трещинные, каверново-трещинные) коллекторы. Вследствие этого возможно изменение строения и морфологии ловушки и перераспределение в ней скоплений нефти и газа.

Глава 4

ЗАВИСИМОСТЬ КАЧЕСТВА ГЛУБОКОЗАЛЕГАЮЩИХ КОЛЛЕКТОРОВ ОТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ

Коллекторские свойства осадочных горных пород, залегающих на больших глубинах, варьируют в широком диапазоне. Это обстоятельство существенно затрудняет прогнозирование коллекторов, оценку их качества и нефтегазоносности недр. В этой связи рассмотрим причины и условия, влияющие на изменение и сохранность коллекторских свойств пород.

Нами выделяются две группы факторов, обуславливающих коллекторские свойства пород: геологические и литологические.

К группе геологических факторов относятся: геологический возраст пород, тектоническая активность (интенсивность, амплитуда, количество нисходящих и восходящих движений стратисферы, стресс), размер, мощность, однородность и глубина залегания геологического тела, температура недр, давление (литостатическое, пластовое, наличие АВПД) и, наконец, структурное положение коллекторских пластов.

Литологические факторы, регламентирующие коллекторские свойства пород, еще более многообразны. Среди них выделяются седиментогенные признаки (первичные) и катагенные (вторичные) изменения.

Седиментогенные признаки, определяющие коллекторские свойства

пород различных литологических типов, неодинаковы. Для обломочных пород преимущественно песчаного и алевритового состава такими признаками являются размер, форма, отсортированность обломочных частиц, количественные соотношения между обломочной и цементирующей частями, состав, структура и тип цемента. Для карбонатных пород ведущими признаками, определяющими коллекторские свойства, служат минеральный состав, структура и текстура. Для глинистых пород рассматриваемые признаки определяются составом глинистых минералов, количественным соотношением глинистых минералов, пелитовых и песчано-алевритовых частиц, содержанием хемогенных образований (карбонатов, кремнезема и др.) и примесей органического материала.

Катагенные или вторичные изменения, происходящие в результате физико-химических процессов, оказывают существенное влияние на коллекторские свойства пород. К этим процессам относятся механическое уплотнение, перекристаллизация, растворение неустойчивых соединений, аутигенное минералообразование, растрескивание пород, гидратация и дегидратация.

Результирующее значение коллекторских параметров пород определяется всеми этими признаками и факторами, поэтому предсказать и оценить коллекторские свойства осадочных образований на больших глубинах — задача сложная, требующая кропотливой работы с привлечением комплекса геолого-геофизических исследований. Часто роль отдельных факторов в формировании коллекторских свойств выражать количественно невозможно. В связи с этим при рассмотрении их значения приходится ограничиться относительной оценкой. Это заключение прежде всего относится к геологическим причинам.

Геологический возраст играет определенную роль в формировании коллекторских свойств пород, хотя он и не всегда проявляется достаточно четко. Широко известны примеры малого изменения кембрийских синих глин в СССР (под Ленинградом) и относительно малая преобразованность протерозойских осадочных пород в КНР (северные районы), возраст которых оценивается в 740–1185 млн. лет. Наряду с этим существуют сильно уплотненные, с низкими коллекторскими свойствами породы мезозойского и даже кайнозойского возраста на Большом Кавказе, в Карпатах. Сравнение тектонического строения таких регионов показывает, что в геосинклинальных областях породы бывают значительно уплотнены и изменены по сравнению с платформенными. Наряду с этой закономерностью существует и другая — в платформенных условиях в каждом конкретном пункте более древние отложения уплотнены значительно и обладают худшими коллекторскими свойствами, чем молодые. Эта закономерность наглядно показана В.Д. Шутовым на примере Русской платформы.

Тектоническая активность также существенным образом влияет на преобразование пород и изменение их коллекторских свойств. Нисходящие движения приводят к уплотнению пород, снижению пористости и проницаемости. В ходе геологического развития такие движения сменяются восходящими. Чем больше амплитуда колебания и число циклов возврат-

но-поступательных движений, тем сильнее изменяются породы. Естественно, у более древних пород число таких циклов больше, а глубина погружения ниже. Именно через этот механизм проявляет себя возраст пород. Подобным же образом влияет и стресс (боковое давление) — чем интенсивнее напряжения, длительнее их продолжительность и больше частота проявления, тем резче снижаются коллекторские свойства матрицы пород.

Параметры геологического тела — размер, мощность, однородность и глубина залегания также отражаются на коллекторских свойствах пород. Большие размеры пластов и однородность пород благоприятствуют сохранению коллекторских свойств, обратные соотношения способствуют их снижению. Влияние мощности пласта проявляется следующим образом. При погружении породы различного литологического состава уплотняются в разном темпе — интенсивнее всего хемогенные карбонатные и сульфатные породы, затем глинистые и еще медленнее песчаные и алевритовые породы. Вследствие этого из пород, уплотняющихся с большой интенсивностью, отжимается свободная вода и поступает она в менее уплотненные, более пористые (обычно песчаные или алевритовые), нередко с иной геохимической средой. Химическое взаимодействие в приконтактных зонах флюидов, находившихся в пласте-коллекторе и отжатых из соседних пластов, приводит к выпадению в осадок солей. С течением времени химические реакции сопровождаются закупоркой пор и потерей проницаемости пластом-коллектором в зонах, прилегающих к ограничивающим их пластам (в кровле и подошве) с повышенной способностью к уплотнению. При этом пласт мощностью более 5–10 м изолируется от поступления флюидов извне и сохраняется как коллектор. При меньшей мощности пласта аутигенные минералы могут заполнить все поровое пространство — от кровли до подошвы и, таким образом, порода как коллектор перестает представлять интерес. В реальных геологических условиях основными аутигенными минералами, влияющими на изменение коллекторских свойств, являются кальцит, халцедон, ангидрит, хлорит, гидрослюдя.

Размер геологического тела (в плане) также имеет немаловажное значение для сохранения коллекторских свойств пласта. Если коллекторское тело небольшого размера, например линза, то даже при значительной ее мощности поровое пространство породы может быть в значительной мере заполнено аутигенными минералами, возникшими при взаимодействии вод, отжатых из пород, окружающих линзу и содерявшихся в коллекторе.

Степень однородности пласта является важным показателем качества коллектора уже на небольших глубинах. С увеличением глубины залегания роль этого фактора возрастает. В коллекторских телах неоднородного литологического состава уплотнение и вторичные изменения происходят избирательно, вследствие этого отдельные слои, линзы, прослои перестают быть коллекторами, происходит разобщение отдельных участков пласта, а в целом и существенное снижение его коллекторских параметров. В этом плане мощные, однородные, широко распространенные по площади коллекторские тела благоприятны для сохранения первичных коллекторских свойств, особенно в обломочных породах-коллекторах порового

типа. Влияние этих факторов на коллекторские свойства карбонатных и глинистых пород изучено значительно слабее. Судя по материалам, полученным при изучении Прикаспийской и Днепровско-Донецкой впадин, влияние размеров геологических тел и степени однородности на коллекторские свойства карбонатных и глинистых пород менее значительно, чем на обломочные.

Положение геологических тел на элементах геологической структуры (свод, крыло, периклиналь и т. д.) оказывает существенное влияние на коллекторские свойства пород. Природа такого влияния может быть седиментогенной и катагенетической. Седиментогенная природа отмечается в случае накопления осадка во время роста структур. В этом случае на присводовых частях структур накапливается более крупный и однородный песчаный или алевритовый материал, при минимуме глинистой и органической частей.

При региональном погружении осадочных толщ на большие глубины коллекторские свойства таких пород сохраняются лучше, чем в разнозернистых, более глинистых. В случае погружения дна бассейна осадконакопления на отдельных участках могут возникнуть условия, благоприятные для формирования рифов — осадочных образований, характеризующихся повышенной пористостью и проницаемостью. При погружении на глубину коллекторские параметры рифов также понижаются, но тем не менее остаются достаточно высокими. Примером является Караганакский риф в Прикаспийской впадине, где коллекторские свойства известняков достаточно высоки и на глубине свыше 5 км $k_n^0 10-20\%$ и более, $k_{pr} (100-500) \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$.

Улучшение коллекторских свойств пород на положительных элементах структур в стадию катагенеза связано с растворением неустойчивых минеральных образований или растрескиванием пород. Именно с этих позиций объясняют повышенные пористость и проницаемость пород Г.И. Антонишин на антиклинальных структурах Предкарпатского прогиба и Е.Е. Вороной, А.Н. Федутенко [16] на Шебелинском газовом месторождении.

Существенное влияние на коллекторские свойства пород, как известно, оказывает АВПД, особенно характерное для больших глубин (Прикаспийская впадина, Днепровско-Донецкая впадина, впадины Предкавказья, Азербайджана, Западной Туркмении, Таджикистана, Узбекистана и др.). Природа АВПД здесь не рассматривается, поскольку ей уделено достаточно внимание в работах В.М. Добрынина и В.А. Серебрякова [8], В. Пламлея [42] и др. АВПД может достигать значительных величин и превышать гидростатическое давление в 1,5–2 раза. Так, например, в Западной Туркмении на месторождении Окарем (глубина 2,6–2,9 км) пластовое давление превышает гидростатическое в 1,41–1,59 раза [26]. В подсолевых отложениях Прикаспийской впадины на месторождении Тенгиз на глубине 4147 м пластовое давление составило 81,5 МПа, почти в 2 раза превышая гидростатическое. АВПД характерны для пластов, залегающих под мощными надежными экранирующими толщами (каменная соль, ангидриты, глины), имеющими региональное распространение.

В зонах АВПД флюиды не дают порам уменьшиться в размерах за счет механического уплотнения пород, а зияющим трещинам сомкнуться. В связи с этим в таких условиях породы часто отличаются повышенными коллекторскими свойствами. В Западно-Кубанской впадине, например, пористость нижнемеловых терригенных пород на глубинах до 7,6 км составляет 8–13 %. В продуктивной толще Азербайджана на глубине 5–6 км межзерновая пористость песчаников и алевролитов составляет 15–20 %, а проницаемость достигает $200 \cdot 10^{-15}$ м². Медленное снижение коллекторских свойств пород с увеличением глубины их залегания в этом регионе, по нашему мнению, объясняется наличием АВПД.

Наряду с этим представляется, что не во всех случаях АВПД должно сопровождаться высокими коллекторскими свойствами пород. В случае если АВПД возникнут в уже сильно уплотненных породах, могут повыситься проницаемость и лишь незначительно открытая пористость за счет возникновения трещиноватости при естественном гидроразрыве пород пласта. Межзерновая пористость при этом не повысится.

Литологический состав и структура являются одними из главнейших признаков, определяющих качество осадочных пород-коллекторов. В каждом конкретном случае имеются свои количественные зависимости коллекторских параметров от литологических особенностей пород, вместе с тем имеются и общие закономерности, которые могут быть распространены практически на все регионы.

По сообщаемости между порами и способности пропускать флюиды выделяют три вида пористости: полную (общую, абсолютную или физическую), открытую и эффективную. Все три понятия имеют различный физический смысл; имеются строгие методики определения полной и открытой пористости. Надежной, общепризнанной методики определения эффективной пористости не существует. При прочих равных условиях этот вид пористости меняется у одной и той же породы в зависимости от состава флюидов, количественного соотношения их составных частей (нефть, газ, вода), смачиваемости минеральной части породы. Нередко эффективную пористость подменяют открытой, чем вносят путаницу в понятия. Эффективная пористость имеет определенный физический смысл, но предлагаемые методы ее определения пока не могут быть признаны удовлетворительными. Неслучайно поэтому еще в 1965 г. в решении Всесоюзной конференции не рекомендовалось использовать эффективную пористость для оценки качества коллекторов. С тех пор вопрос почти не рассматривался. В связи с этим в данной работе анализируются только полная и открытая пористость. Величина этих видов пористости в значительной мере определяется литологическим составом и структурой пород.

В практике литологических исследований различают несколько видов проницаемости. В настоящей работе при оценке фильтрационных свойств породы используется абсолютная газопроницаемость, которая в дальнейшем именуется сокращенно "проницаемость".

Известен ряд зависимостей величин пористости и проницаемости от литологического состава и структуры пород. Следует, однако, подчеркнуть, что для пород различного литологического состава они проявляются неодинаково. Рассмотрим их для отдельных типов пород.

Песчаные и алевритовые породы. Здесь зависимости коллекторских свойств от литологических признаков четко выделяются для пород, отобранных в относительно узком диапазоне глубин и имеющих близкий геологический возраст. В противном случае зависимости затушевываются в результате неодинакового уплотнения пород. Хорошие результаты, например, получаются при обобщении аналитических данных для образцов, отобранных в узком интервале глубин (до 500 м) из нижнемеловых, юрских и триасовых отложений Прикаспийской впадины, Северного Предкавказья и других регионов. Ниже рассматриваются некоторые зависимости пористости и проницаемости от литологических признаков пород.

Количество цемента. Цементирующая часть обломочных (песчаных и алевритовых) пород представлена преимущественно глинистым материалом и кальцитом, а также их смесями. Изредка цементом может быть ангидрит, гипс, доломит, лимонит, фосфорит. В нефтяных и газовых месторождениях эти минеральные виды цемента, как правило, не встречаются. В общем случае цементирующая часть, заполняя пространство между обломочными зернами, снижает как полную, так и открытую пористость пород. В связи с этим при анализе материалов какого-либо конкретного района обычно между пористостью и содержанием цемента наблюдается обратная зависимость. Она может быть более или менее четкой в зависимости от влияния других факторов.

Проницаемость песчаных и алевритовых пород также в значительной мере регламентируется содержанием цементирующей части. Цемент, заполняя промежутки между обломочными зернами, уменьшает объем пор, сужает, а иногда и закупоривает поровые каналы и тем самым снижает проницаемость пород. В общем виде (при прочих равных условиях) — чем выше содержание цемента, тем ниже проницаемость породы. Сравнение материалов по разным регионам показывает, что в деталях кривые зависимости проницаемости от содержания цемента имеют различный вид. В большинстве случаев при содержании цемента свыше 15–20 % песчаные и алевритовые породы на больших глубинах становятся практически непроницаемыми. Лишь среди молодых, неглубокозалегающих слабоуплотненных пород этих типов проницаемыми оказываются разности с содержанием цемента до 50 % и даже глинистые породы с содержанием обломочной части 40–50 %.

Состав цемента. Как уже отмечалось, цемент обломочных пород в основном представлен кальцитом, а также глинистыми минералами. Исследования показали, что каолинитовый и гидрослюдистый глинистый цемент на небольших и средних глубинах (до 2500 м) менее влияет на пористость, чем кальцитовый и монтмориллонитовый. На примере Прикаспийской впадины установлено, что при постоянном содержании кальцита (до 5 %) и возрастании содержания каолинит-гидрослюдистого цемента от 1,5 до 40 % наблюдается снижение полной пористости песчаных и алевритовых пород от 30 до 15 % (мезозойские отложения, глубина до 1000 м). Аналогичное снижение пористости наблюдается с увеличением кальцита от 1 до 25 % при постоянном количестве глинистого материала (до 5 %). Менее ясно влияние монтмориллонитового цемента. Его физические параметры, в частности объем, сильно меняются от степени влаж-

ности, поэтому даже в одном и том же образце со временем пористость может существенно варьировать. На глубинах более 3000 м влияние цементов различного минерального состава на пористость пород выравнивается.

Следует отметить, что в процессе разработки нефтяных месторождений на стадии существенного обводнения нефти на глубинах 2000–3000 м, возможно увеличение пористости песчано-алевритовых пород в призабойной зоне и за ее пределами, за счет растворения кальцитового цемента. На глубинах свыше 3000 м (при температуре более 70–80 °С), наоборот, в порах и поровых каналах возможно выделение новообразований кальцита.

Минеральный состав цемента отражается и на величине проницаемости. При равных содержаниях проницаемость интенсивнее снижается при монтмориллонитовом цементе, слабее – при гидрослюдистом и менее всего – при каолинитовом. В связи с этим интересные данные получены М.А. Цветковой. При добавлении в песок всего лишь 2 % глинистого материала – гидробиотита, каолинита, монтмориллонита – водопроницаемость понизилась от $60,3 \cdot 10^{-12} \text{ м}^2$ соответственно до $27,5 \cdot 10^{-12} \text{ м}^2$, $17,3 \cdot 10^{-12} \text{ м}^2$ и $5,8 \cdot 10^{-12} \text{ м}^2$. Такое различие в результирующем эффекте объясняется тем, что отмеченные глинистые минералы обладают разной набухаемостью – сильнее всего она выражена у монтмориллонита и значительно слабее у гидробиотита. Глинистые минералы способны адсорбировать катионы, а также гидроокислы железа и газы. Наиболее резко адсорбционная способность выражена у глинистых минералов группы монтмориллонита, слабее у гидрослюды и каолинита. Кальцитовый цемент менее активен и при прочих равных условиях меньше снижает проницаемость. Этому способствует и то обстоятельство, что кальцитовый цемент может распределяться в породе неравномерно, частично растворяться на путях миграции флюидов, что для глинистых минералов нехарактерно.

Отсортированность обломочных частиц. Отсортированность существенно отражается на величине полной и открытой пористости пород. При одинаковом размере частиц (высокая степень сортировки) между обломочными частицами остаются значительные пространства, не занятые твердой фазой, – поры. При разных размерах частиц более мелкие из них заполняют промежутки между крупными и, таким образом, снижают пористость породы. Отсортированность обломочных частиц выражают через коэффициент сортировки:

$$S_0 = Q_3/Q_1,$$

где S_0 – коэффициент отсортированности, Q_1 , Q_3 – первая и третья квартили (иногда коэффициент отсортированности выражают иначе: $S_0 = \sqrt{Q_3/Q_1}$ по П.Д. Траску).

Для идеально отсортированных обломочных частиц $S_0 = 1$, по мере понижения сортировки частиц численное значение S_0 повышается. При прочих равных условиях пористость тем выше, чем лучше отсортированы обломочные частицы (рис. 20).

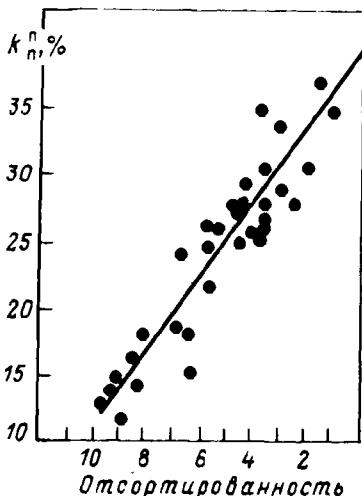


Рис. 20. Зависимость коэффициента полной пористости $k_{\text{пп}}$ от отсортированности обломочного материала

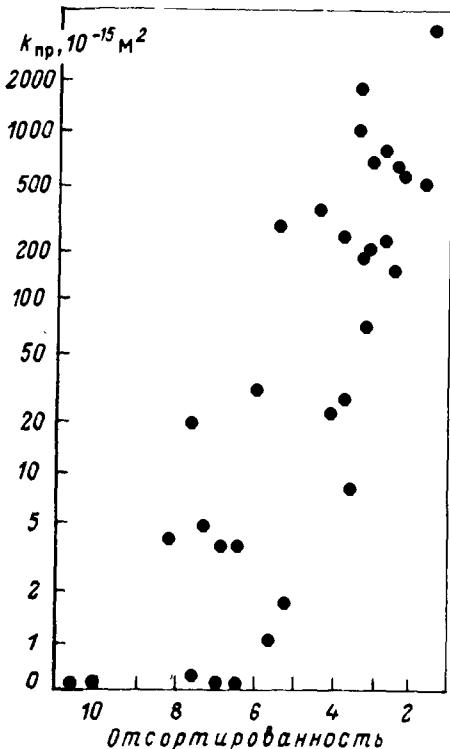


Рис. 21. Зависимость коэффициента проницаемости $k_{\text{пр}}$ от отсортированности обломочных зерен

Существенно отражается степень отсортированности обломочных зерен и на проницаемости пород — чем она выше, тем более проницаемы песчаные и алевритовые породы (рис. 21). Здесь, однако, есть и свои особенности. Последние заключаются в том, что при среднем размере зерен мельче 0,01–0,025 мм породы становятся мало проницаемыми или практически непроницаемыми, даже при самой высокой степени отсортированности, хотя они могут быть высокопористыми.

Влияние отсортированности обломочных зерен на проницаемость отчетливо проявляется в породах с низким содержанием и однородным составом цементирующего материала. При высоком содержании карбонатного или какого-либо другого хемогенного цемента зависимость проницаемости от отсортированности может не проявиться вообще.

Медианный диаметр частиц. При формировании коллекторских свойств пород значение величины медианного диаметра зерен может быть весьма существенно. Как уже упоминалось, полная пористость мало зависит от размера обломочных зерен, но открытая и тем более эффективная находятся в прямой зависимости от медианного диаметра частиц. В общем виде наблюдается такая закономерность — чем однороднее и крупнее размер зерен песчаных и алевритовых пород, тем выше эти виды пористости.

Весьма отчетлива зависимость проницаемости от размера зерен песчаных и алевритовых пород (рис. 22). В принципе здесь такая же закономерность, как и в случае с открытой и эффективной пористостью. В случае сильного уплотнения пород (на умеренных, а особенно на больших глубинах) эта зависимость проявляется слабо.

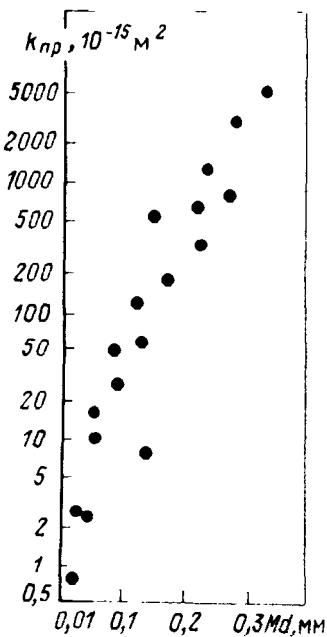
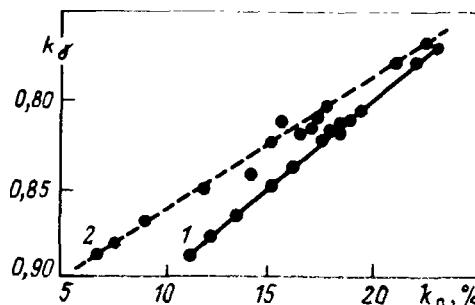


Рис. 22. Зависимость коэффициента проницаемости $k_{\text{пр}}$ от медианного диаметра Md зерен.

Рис. 23. Зависимость коэффициента полной (1) и открытой (2) пористости k_p от коэффициента уплотнения пород k_δ



Формы частиц. Вопрос о влиянии формы частиц на коллекторские свойства обломочных пород исследован очень мало. Известно, что обломочные зерна могут быть шаровидными, эллипсоидальными, многоугольными — изометрическими, шестоватыми, пластинчатыми и др. Поскольку обломочные зерна песчаных и алевритовых пород состоят в основном из кварца, полевых шпатов и реже обломков пород, то, естественно, в природных условиях мы имеем дело преимущественно с изометрическими зернами различной степени окатанности. При равных условиях пористость выше у пород, состоящих из неокатанных частиц. В случае если порода сложена частицами различной формы (особенно в присутствии табличек хлоритов и слюды, поддающихся деформации), ее пористость будет ниже, чем пород, сложенных изометрическими зернами. В.Н. Кобранова отмечает, что форма зерен влияет и на проницаемость пород.

Уплотнение пород. Как уже отмечалось, уплотнение пород — процесс многосторонний. Он происходит вследствие: 1) перегруппировки обломочных или аутогенных зерен под действием литостатического давления и стресса, 2) заполнения порового пространства минеральными новообразованиями, 3) растворения обломочных зерен на контакте друг с другом и увеличения поверхностей их соприкосновения (образование конформных, инкорпорационных и микростилолитовых структур растворения).

Эти три формы уплотнения выражены на разных стадиях катагенеза достаточно четко. Перегруппировка частиц (или механическое уплотнение) особенно эффективно проявляется на небольших глубинах (1–2 км). Минеральные новообразования в массовых количествах прослеживаются до 7,5 км (и, вероятно, ниже). Структуры растворения появляют-

ся на глубине 1,5–2 км и продолжают развиваться на поздних стадиях катагенеза и при метагенезе. Коэффициент уплотнения k_d обломочных пород, как уже отмечалось, возрастает с глубиной, что сопровождается понижением полной и более резко открытой пористости пород (рис. 23). Следует подчеркнуть, что для каждого района кривые изменения пористости с глубиной имеют свою конфигурацию. Это определяется условиями тектонического развития территории – стабильное погружение или многократная сменяемость восходящих и нисходящих тектонических движений, а также геотермическим режимом недр. Там, где погружение происходит более или менее стабильно, пористость обломочных пород-коллекторов понижается постепенно (6–10 % на 1000 м), до значительных глубин (4–5 км и более), а затем в замедленном темпе. Обнаженные на поверхности плотные низкопористые породы свидетельствуют о том, что когда-то образования находились на больших глубинах или испытывали стресс.

При повышенном геотермическом градиенте уплотнение пород наступает раньше, на меньших глубинах, чем при пониженном, и, следовательно, пористость снижается быстрее. Это обстоятельство можно объяснить тем, что при повышенных температурах интенсивнее идет минеральное новообразование (например, выпадение кальцита) и растворение в зоне контакта зерен кварца, полевых шпатов и других минералов.

Проницаемость также в значительной мере зависит от степени уплотнения пород-коллекторов. Мало уплотненные породы, как правило, всегда являются более проницаемыми, чем сильно уплотненные. Поскольку степень уплотнения пород возрастает с глубиной, то естественно первичная проницаемость при этом понижается.

Карбонатные породы. Среди карбонатных пород коллекторами нефти и газа обычно являются известняки, доломиты и разности промежуточного состава. Изученность коллекторских свойств и их связей с литологическим составом и структурой карбонатных пород существенно отстает от изученности в этом плане терригенных пород. В последние годы значительный вклад в изучение карбонатных коллекторов внесли научные группы, руководимые К.И. Багринцевой, С.В. Максимовой, Е.М. Смеховым и др.

Пористость карбонатных пород определяется прежде всего структурными признаками. Она может быть как первичной, так и вторичной. Зависимость пористости карбонатных пород от литологического состава и структуры менее четкая, чем для терригенных.

Структурные особенности. На коллекторские свойства пород структурные особенности оказывают значительное влияние. Первичная пористость карбонатных пород обычно наиболее высокой бывает в малоизмененных органогенных известняках с межформенным и внутриформенным поровым пространством, у оолитовых и сферолитовых (реже) известняков и доломитов, а также у обломочных карбонатных пород (калькаренитов). Величина пористости у этих разностей пород может достигать 30–35 % и часто зависит от количества цементирующей части (как и в обломочных породах). Вся сложность в выявлении зависимостей заключается в том, что и хемогенная и органогенная части имеют одинаковый (или очень близкий) химический состав и весьма интенсивно взаимодействуют.

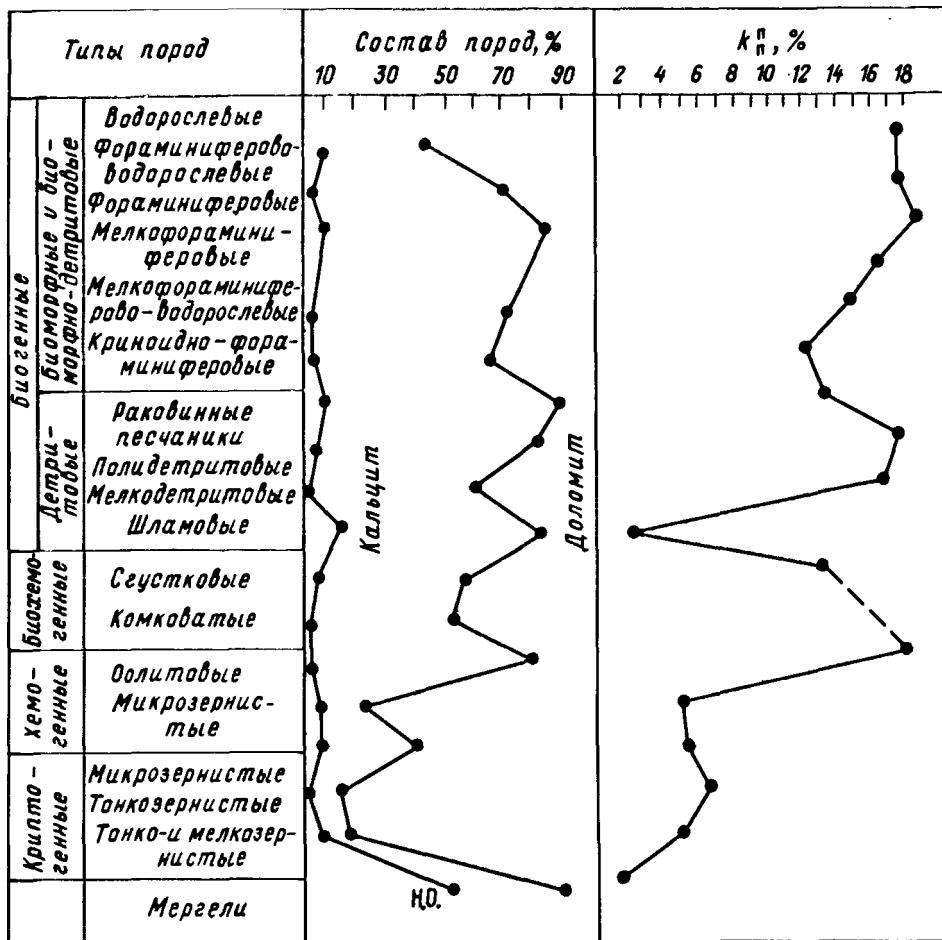


Рис. 24. Характеристика пористости карбонатных пород в зависимости от их химического состава и структуры

вуют с кислотами. В силу этого обстоятельства оценить количественные соотношения между составными частями можно лишь приближенно в шлифах под микроскопом. Для иллюстрации зависимости пористости от структуры карбонатных пород приведены данные по Оренбургскому газоконденсатному месторождению (рис. 24).

Хемогенные карбонатные породы имеют кристаллическую структуру, при этом размер кристалликов в породах-коллекторах может варьировать в широких пределах от тысячных долей миллиметра до целых. Неизмененные вторичными процессами хемогенные известняки выделяются, как правило, низкой пористостью. В случае миграции по таким породам подземных вод расширяются фильтрующие каналы, возникает вторичная пористость, представленная кавернами различных размеров и даже полостями. В значительной степени образованию каверн способствует трещиноватость, являющаяся путями миграции подземных вод. На путях мигра-

ции вод в первую очередь в известняках растворяются раковинки различных организмов.

Структура карбонатных пород существенным образом отражается и на их проницаемости. Наиболее высокой проницаемостью среди малоизмененных вторичными процессами известняков с первичным поровым пространством выделяются органогенные и оолитовые разности пород, калькарениты (известняковые песчаники), все — с низким содержанием цементирующей части. В этих породах проницаемость достигает $(500-1000) \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$ и иногда более. Кристаллические хемогенные известняки и доломиты, в случае если они не затронуты процессами растворения, обладают обычно низкой проницаемостью. Например, верхнемеловые известняки в ЧИ АССР обладают матричной проницаемостью, составляющей всего лишь $(0,1-0,001) \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$. Высокой проницаемостью отличаются кавернозные разности известняков и доломитов (до $3 \cdot 10^{-12} \text{ м}^2$).

Доломитизация. Роль этого процесса в формировании коллекторских свойств карбонатных пород уже отмечалась. Широко известно представление, согласно которому доломитизация пород вызывает повышение пористости и проницаемости. Оно базируется на известном положении Эли де Бомона, заключающемся в том, что замещение кальцита доломитом осуществляется по соотношению "молекула на молекулу", объем твердой фазы при этом сокращается примерно на 12,5 %, а пористость соответственно возрастает. Наряду с этим в последние годы распространилось выдвинутое Д.С. Соколовым мнение о том, что замещение кальцита доломитом происходит по принципу "объем на объем". К настоящему времени складывается представление о сложном и неоднозначном влиянии доломитизации на коллекторские свойства пород, что следует из работ А.Б. Вистелиуса, Л.П. Гмид, Р.К. Селли и др. Тем не менее, вопрос будет, по-видимому, оставаться открытым до тех пор, пока не будут разработаны четкие критерии для разделения седиментационных, диагенетических и катагенетических доломитов. В литературе приводятся примеры различного влияния доломитизации на коллекторские свойства пород.

В палеозойских карбонатных породах северной бортовой зоны Прикаспийской впадины, например, пористость известняков изменяется независимо от степени их доломитизации. Имеется тенденция к тому, что более чистые известняки и доломиты имеют большую пористость, чем разности пород промежуточного состава (рис. 25). В палеозойских отложениях Пермской области, по мнению Г.И. Сурковой, формирование карбонатных коллекторов обусловлено процессом доломитизации. К такому же выводу пришел Ю.И. Марьенко [24] относительно водорослевых известняков осинского горизонта нижнего кембрия на Марковском нефтяном месторождении в Иркутском амфитеатре.

Уплотнение пород. Как и в обломочных породах, уплотнение карбонатных пород происходит под влиянием различных причин. Главнейшими среди них являются: 1) механическое уплотнение под действием литостатического давления и стресса, сопровождаемое перегруппировкой и перекристаллизацией минеральных зерен; 2) заполнение пор, каверн, зияющих трещин минеральными новообразованиями.

Механическое уплотнение проявляется достаточно интенсивно уже при

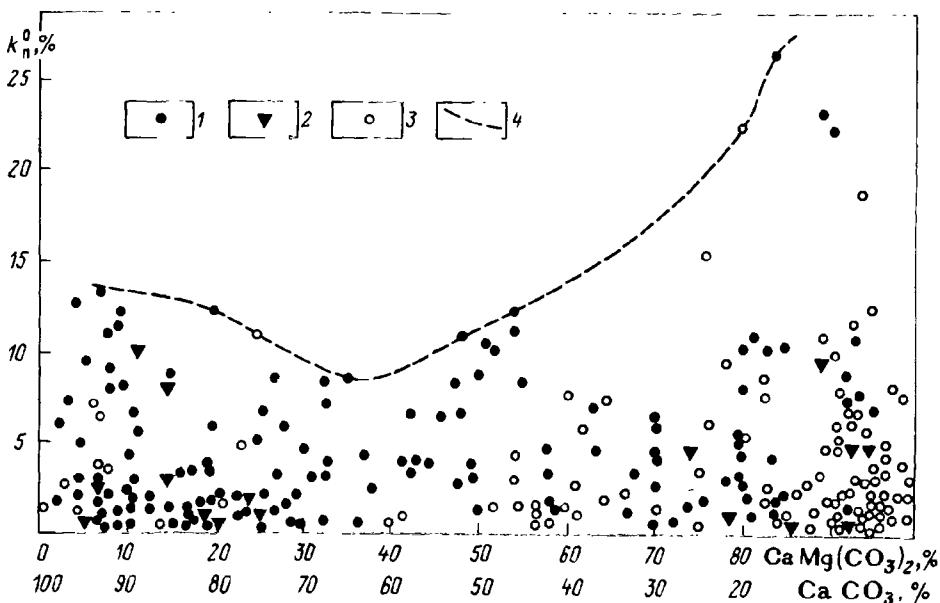


Рис. 25. Зависимость коэффициента открытой пористости k_p^0 от химического состава карбонатных пород нижнепермских отложений Северной бортовой зоны Прикаспийской впадины.

Породы: 1 – биогенные, 2 – хемогенные, 3 – криптогенные; 4 – верхняя граница пористости

небольшом погружении карбонатных толщ. В Прикаспийской впадине, например, мезозойские известняки уже на глубине 400–600 м уплотнены сильнее ($k_\delta = 0,80 \div 0,90$) обломочных пород ($k_\delta = 0,70 \div 0,75$). На глубинах 1000 м и ниже k_δ повышается от 0,90 до 0,98.

Минеральные новообразования в карбонатных породах обычно представлены гипсом, ангидритом, халцедоном, кварцем, а также кальцитом и доломитом. Новообразования выделяются в порах, кавернах и в зияющих трещинах. Кроме того, они могут образовываться в результате метасоматического замещения седиментогенных минералов.

Уплотнение – весьма характерное явление для пород, находящихся в стадии погружения. В общем случае можно отметить, что с глубиной степень уплотнения карбонатных пород повышается. При восходящих тектонических движениях, даже сопровождающихся выходом пород на поверхность, степень уплотнения часто сохраняется (если не считать растрескивания пород). Примером этого служат палеозойские известняки, обнажающиеся в предгорьях Северной Ферганы. Породы эти предельно уплотнены, трещины ранних генераций залечены кальцитом. Так называемое разуплотнение проявляется в виде редких тонких зияющих трещин, по-видимому, возникших в заключительную стадию тектогенеза, и тонких (до 5 мм) неравномерных слоев выветрелых пород на поверхности. Уплотнение пород сопровождается снижением пористости и существенным уменьшением проницаемости (рис. 26), если при этом не происходит растрескивания.

Растворение составных частей пород. Карбонатные породы сос-

тоят из ряда компонентов, но основными из них являются кальцит и доломит. Именно их растворение и вынос продуктов реакции способствуют существенному повышению коллекторских свойств. Растворение в стадию диагенеза вряд ли может иметь положительное значение, поскольку высвободившееся поровое пространство будет уничтожено вследствие уплотнения рыхлого осадка. В стадию катагенеза растворение несомненно оказывает большое влияние на коллекторские свойства.

На растворимость карбонатов влияют ряд факторов, такие, как температура, давление, содержание углекислоты в растворе, наличие и количественные соотношения хлористого натрия, сернокислого кальция и некоторых других компонентов. Величины и сочетания этих факторов могут очень сильно варьировать, поэтому в разных физико-химических условиях растворение протекает различными темпами, а нередко сменяется новообразованием минералов.

Повышение температуры при прочих равных условиях сопровождается понижением растворимости кальцита и доломита, что отмечалось при описании песчано-алевритовых пород. На примере мезозойских отложений Прикаспийской впадины было показано, что повышение температуры до 75 °С и выше приводит к выделению кальцита из растворов. Имеются сведения, что растворимость известняков, подвергшихся большим давлениям, ниже, чем растворимость подобных пород, не испытавших таких давлений. Растворимость кальцита растет с увеличением парциального давления углекислоты в растворе; кроме того, как установили Е.Б. Штернина и Е.В. Фролова, при равных парциальных давлениях углекислоты растворимость кальцита растет при увеличении в растворе хлористого натрия от нуля до 2 мол/1000 г воды, а при дальнейшем увеличении концентрации хлористого натрия растворимость понижается, но остается более высокой, чем в неминерализованной воде.

С.К. Янатьева показала, что увеличение в растворе сернокислого кальция сопровождается понижением растворимости кальцита и стабильной или повышенной растворимостью доломита.

В целом растворение на стадиях катагенеза и гипергенеза приводит

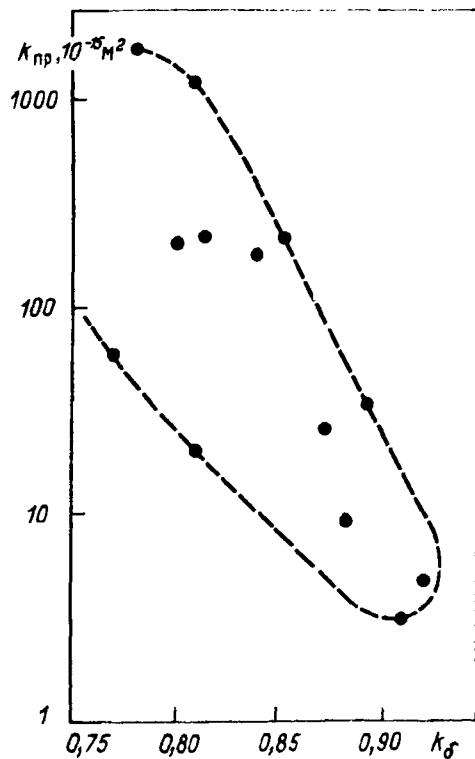


Рис. 26. Зависимость коэффициента проницаемости $k_{\text{пр}}$ доломитовых пород от коэффициента уплотнения k_{δ} на Вуктыльском газоконденсатном месторождении

к повышению пористости и проницаемости пород, увеличению размера пор, расширению поровых каналов и зияющих трещин, образованию стилолитовых швов, каверн и более крупных, пещеристых полостей. Такие полости нередко сохраняются в породах при погружении на значительные глубины, о чем свидетельствуют весьма обычные провалы бурового инструмента при бурении карбонатных пород. Известны случаи, когда крупные пещеристые полости содержат нефть (например, в Западном Техасе полость площадью 2,5 км² и высотой до 5 м была заполнена нефтью).

Глинистые породы. Эти породы могут быть коллекторами нефти и газа на малых глубинах в зонах слабого уплотнения и на больших глубинах в условиях сильного уплотнения. В Южно-Эмбинской нефтеносной области, например, мезозойские глины на глубинах 500–600 м обладают открытой пористостью 30–35 % и проницаемостью $10 \cdot 10^{-15}$ м². С увеличением глубины залегания, в связи с дальнейшим уплотнением, такие глинистые породы теряют свои коллекторские качества.

На значительных, а иногда и средних глубинах (баженовская свита в Западной Сибири) глинистые породы вновь приобретают повышенные коллекторские свойства. Такие изменения связаны с развитием трещиноватости литологического или тектонического происхождения.

Предпосылки для возникновения литогенетической трещиноватости закладываются уже в стадию седиментогенеза — при накоплении осадка, в котором чередуются микрослойки глинистого материала (иногда обогащенного песком и алевритом) и ОВ. Содержание последнего в породах составляет 10–30 %, т. е. ОВ является породообразующим компонентом. Вследствие этого глинистые породы-коллекторы этого типа имеют темно-серую или черную окраску. Дальнейшая подготовка глинистой породы к превращению в коллектор осуществляется в стадию катагенеза за счет уплотнения и снижения пластичности. Последнему, как отмечала Т.Т. Клубова, способствуют гидрослюдизация глинистых минералов, окремнение, гидрофобизация поверхностей минералов и минеральных агрегатов за счет сорбированного ОВ.

Механизм превращения глинистой породы в коллектор представляется в следующем виде. Вследствие генерации углеводородов из ОВ в породе существенно возрастал объем жидкой и газовой фаз. Известно, что породы рассматриваемой текстуры обладают анизотропией физических свойств, а их проницаемость перпендикулярно наслоению очень низка. Это препятствует оттоку флюидов из пласта и благоприятствует формированию аномально высокого порового давления (АВПд) в зонах повышенной концентрации ОВ. При дальнейшем неравномерном уплотнении составных частей такой неоднородной породы на границе между слойками глинистого материала и ОВ возникают литогенетические трещины. Нам представляется, что происходит не разуплотнение пород, как иногда считают, а переформирование порового пространства, без увеличения суммарного объема пор. В результате таких преобразований возрастают открытая пористость и проницаемость глинистых пород. Поскольку седиментогенные признаки осадка и условия катагенетических преобразований пород конкретной глинистой толщи не были одинаковыми (например за счет гипсометрии,

положения на геологической структуре и т. д.) , то коллекторские свойства глинистых пород могут быть сильно изменчивы по площади.

Глинистые породы-аргиллиты могут также стать коллекторами нефти и газа в результате естественного гидроразрыва, авторазрыва или разрядки тектонических напряжений. Предпосылкой для реализации этой возможности является комплекс катагенетических преобразований. Последние заключаются в уплотнении пород, упрощении их минерального состава (за счет перехода монтмориллонита и смешаннослоистых образований в гидрослюды) , потере пластичности, способности к набуханию, сорбционной активности. Такие изменения происходят в условиях высоких давлений (горного или стресса) , повышенных температур и регламентируются продолжительностью воздействия этих факторов. В Прикаспийской впадине, например, мезозойские глины превращаются в аргиллиты на глубине около 4 км. Кайнозойские аргиллиты образуются существенно ниже, а палеозойские встречаются уже на глубине 2–2,5 км.

Претерпев упомянутые катагенетические изменения, глинистые породы становятся хрупкими, механически прочными, способными растрескиваться и сохранять зияющие трещины после проявления тектонических напряжений и явлений авторазрыва.

При характеристике коллектора как геологического тела, оценке его практической значимости все большее значение приобретает свойство неоднородности. Знание формы проявления, генезиса и количественного выражения неоднородности, умение прогнозировать неоднородность пластов позволяют с наибольшей эффективностью проводить поисково-разведочные работы и оценивать запасы УВ.

Под литологической неоднородностью осадочного геологического тела понимается непостоянство литологического состава и строения слагающих его пород. Литологическая неоднородность проявляется в том, что в разрезе, по площади (в пласте, слое) или одновременно по обоим этим направлениям одни породы сменяются другими.

Литологический состав, структура и текстура определяют практические все физические свойства пород, в том числе и коллекторские. В силу этого литологическая неоднородность пласта сопровождается и неоднородностью его коллекторских свойств. Последнее, в свою очередь, существенно осложняет поиски и разведку скоплений нефти и газа, прогнозирование их залежей, вызывает неравномерность обводнения пласта при разработке, затрудняет создание сплошного фронта воды при заводнении, создает значительные трудности для максимального извлечения нефти из недр, осложняет подсчет запасов нефти и газа и т. д. Именно поэтому познание литологической неоднородности природного резервуара (пластового, массивного и других типов) и умение использовать полученные сведения является одним из необходимых условий для эффективных поисков нефти и газа, выбора оптимальной системы разработки залежей, проектирования методов воздействия на пласт и в конечном итоге — для наиболее полного извлечения УВ из недр.

Различают еще и геологическую неоднородность, которую В.И. Азamatов и Н.М. Свишнушин предлагают определять как изменчивость ли-

лого-петрографических и коллекtorских свойств пластов, нефтеводонасыщенности и основных свойств флюидов, а также пород — разделов и покрышек по площади залежи и по разрезу скважин.

По масштабам проявления различают литологическую макронеоднородность (или неоднородность пластов) и литологическую микронеоднородность. Макронеоднородность устанавливается благодаря наличию в породе макроструктур и макротекстур. Она выражается наличием слоистости различных форм (горизонтальной, косой) и ее масштабом (тонкая, толстая слоистости и т. д.), наличием линзовидных и клиновидных геологических тел, присутствием в однородной породе стяжений, сгустков, конкреций иного литологического состава и т. д. Литологическая микронеоднородность часто неразличима невооруженным глазом. Она проявляется благодаря специфическим микроструктурам и микротекстурам, обычно обнаруживаемым лишь с помощью лупы или под микроскопом. Микронеоднородность выражается в виде микрослоистости, неравномерным распределением в породе ее частей — цемента и обломков в песчаниках и алевролитах, форменных остатков и хемогенной части в известняках, разной степенью кристалличности соседних микроучастков хемогенной породы и т. д. Микронеоднородность в геологическом теле может существовать совместно с макронеоднородностью. Макронеоднородность пластов обычно обнаруживается в керне и обнажениях по внешнему облику пород, а также при геофизических исследованиях разрезов скважин; микронеоднородность при этом не выявляется.

Литологическая неоднородность — это природное свойство пластов и других геологических тел. Неоднородными могут быть пласты осадочных пород различного литологического состава (в том числе коллекторы и экраны). По своей природе литологическая неоднородность может быть первичной (седиментогенной, диагенетической) и вторичной (катагенной). Седиментогенная неоднородность бывает латеральной и вертикальной. В нефтегазовой геологии применительно к пластам-коллекторам среди латеральных видов макронеоднородностей наиболее четко выделяются следующие: 1) связанные с разделением единого пласта на ряд более тонких пластов (пропластков), разделенных породами иного литологического состава (рис. 27, а); 2) обусловленные частичным замещением пород пласта-коллектора плотными, непроницаемыми осадочными образованиями: аргиллитами, мергелями, хемогенными, нетрециноватыми известняками и т. д. (рис. 27, б). При таком типе неоднородности мощность коллектора в пределах месторождения может сильно изменяться; одновременно в направлении замещения коллекторские свойства пород пласта обычно ухудшаются; 3) связанные с общей фациальной изменчивостью пласта-коллектора по всей его мощности (рис. 27, в). При этом коллекторские свойства пород пласта резко ухудшаются; 4) обусловленные присутствием в пласте-коллекторе линзовидных, караваевидных или неправильной формы тел иного литологического состава.

В осадочном бассейне на различных его участках возможно образование пластов со всеми четырьмя видами неоднородности одновременно и даже более того — один вид неоднородности может сменяться другими.

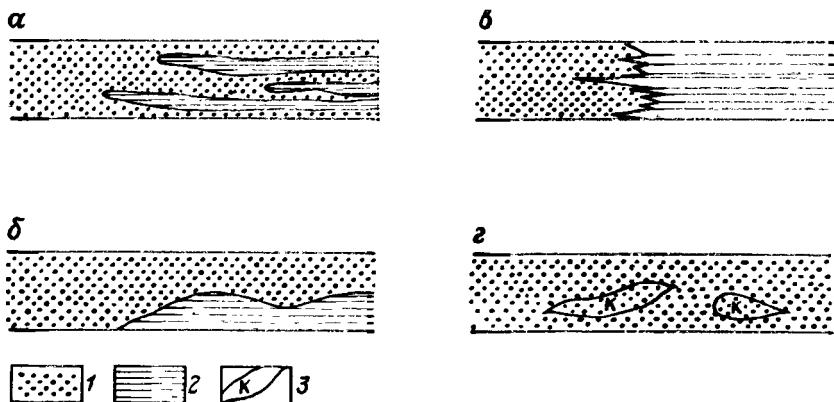


Рис. 27. Виды неоднородностей пластов.

Неоднородность связанныя: а — с разделением единого пласта на ряд более тонких, б — с замещением пород пласта-коллектора плотными, непроницаемыми образованиями, в — с общей фациальной изменчивостью по всей его мощности, г — с вторичными изменениями пород пласта. 1 — песчаник, 2 — глина, 3 — кальцитизация

Причиной неоднородностей пласта-коллектора этих видов является периодическая сменяемость регрессий и трансгрессий бассейнов небольшой амплитуды при постепенном (для I и II видов) или резком (для III вида) изменении обстановок осадкообразования и динамики среды переноса по мере удаления от источников питания осадочным материалом. Существенное влияние на формирование элементов неоднородности пласта имеют особенности проявления денудационных процессов в областях сноса, состав и объем поставляемого ими осадочного материала. Каждый этап интенсификации механического разрушения пород в области сноса вызывает накопление частиц более крупного размера и увеличение мощности образуемых ими коллекторских слоев в бассейне осадконакопления. Наиболее характерна литологическая неоднородность для пластов терригенных пород, образовавшихся в водных бассейнах с переменной динамикой среды, таких, как области дельт, русла рек, прибрежные участки морей с придонными течениями или пересеченным рельефом дна и др. В направлении от области сноса обычно происходит разделение пласта-коллектора на отдельные слои, увеличение числа последних при сокращении их суммарной мощности.

В карбонатных толщах также наблюдается неоднородность пластов-коллекторов, однако внешне она не всегда четко выражена. В известняках она, как правило, связана со структурно-текстурными седиментогенными признаками. Чередование известняков оолитовых, диститовых, пористых и проницаемых с хемогенными непроницаемыми является примером неоднородности карбонатных пластов. Неоднородность в карбонатных пластах может быть связана и с неровностями рельефа дна бассейна осадконакопления. В углублениях часто наблюдается скопление изометричных, хорошо сохранившихся остатков организмов (фауны), а на приподнятых участках, гидродинамически более активных, откладываются

менее транспортабельные плоские обломки, из которых затем формируются менее пористые и менее проницаемые породы. Типичным примером литологической неоднородности являются карбонатные толщи с биогермными постройками. Коллекторские свойства пород в таких толщах изменяются в широких пределах.

Площадь распространения неоднородных пластов-коллекторов, формирование которых связано со стадией седиментогенеза, определяется комплексом факторов. Среди них прежде всего размер самого бассейна; степень однородности рельефа дна, климатические условия (в частности, наличие припайных льдов, способных вмерзать в дно, а затем уносить осадок и др.). Неоднородность описываемых типов характерна для пластов, залегающих на небольших и средних глубинах (до 2000, а иногда до 3000 м), ниже на нее начинает накладываться неоднородность, связанная с процессами катагенеза.

Вертикальная седиментогенная неоднородность проявляется в геологическом (стратиграфическом) разрезе и выражается сменой пластов (слоев, пачек и т. д.) одних типов пород другими. Она также определяется изменением условий седиментации, но уже не в пространстве, а во времени. Изменение состава пород в геологическом разрезе предопределяет и различные коллекторские свойства и нередко выражается чередованием пластов пород-коллекторов и пород-экранов. В едином, первично макрооднородном пласте нередко отмечается вертикальная микронеоднородность. Она проявляется в случае ориентированного расположения частиц и микрослоистости. Такие породы обладают анизотропией коллекторских свойств.

Катагенная (вторичная) неоднородность возникает в связи с изменением термобарической и геохимической обстановок при погружении или приближении к поверхности осадочных толщ и соответственно при переходе из одной зоны катагенеза в другую. Она образуется в связи с процессами механического уплотнения (или разуплотнения), минерального новообразования (рис. 27, г), растворения неустойчивых (в данной конкретной термобарической и геохимической обстановках) минералов и соединений, а также вследствие растрескивания пород. Катагенная неоднородность может быть региональной, но чаще локальной, очаговой. Нередко этот тип неоднородности может наложиться на седиментогенную неоднородность или же возникнуть в литологически однородном пласте.

Вторичная неоднородность коллектора возможна в породах различного литологического состава. В продуктивных отложениях ряда участков Оренбургского газоконденсатного месторождения она связана с процессами локальной доломитизации известняков, сопровождающейся повышением их пористости и проницаемости. На других участках, наоборот, отмечается понижение величины коллекторских параметров пород, связанное с сульфатизацией и окремнением известняков. В терригенных породах также нередко наблюдается литологическая неоднородность пластов очагового типа, связанная с вторичными процессами. В юрских и меловых отложениях Прикаспийской впадины, например, от поверхности до глубины 2000–3000 м проходит постепенное понижение содержания

кальцита в цементе обломочных пород (песчаниках, алевролитах), вследствие чего в ряде случаев коллекторские свойства пласта к этой глубине улучшаются. Этот же пласт, вскрытый на меньших или больших глубинах (а в условиях соляной тектоники перепады глубин залегания пласта очень резкие), имеет существенно иные коллекторские свойства за счет изменчивости структуры порового пространства, связанной с повышенным содержанием кальцитового цемента.

Известно немало случаев, когда литологическая неоднородность связана с присутствием нефти в пласте. Нефть, являясь диэлектриком, препятствует течению вторичных процессов, в основном электролитических. Вследствие этого резко подавляются процессы минерального новообразования, что способствует сохранению первоначальных коллекторских свойств пород. На больших и средних глубинах ниже водонефтяного контакта вторичное (аутогенное) минералообразование приводит к снижению коллекторских свойств пород пласта. Там, где возможно окисление нефти в зоне водонефтяного контакта (обычно на небольших глубинах), за счет образующейся углекислоты происходит растворение некоторых минералов (кальцит, гипс и др.), изменение структуры породы и повышение ее коллекторских свойств.

Очаговая литологическая неоднородность может иметь широкое развитие в зонах трещиноватости и разломов, где в случае проявления гидродинамической активности возможно избирательное растворение пород, возникновение каверн, полостей, расширение путей миграции флюидов.

Литологическая макронеоднородность коллекторов, ее вид, положение в разрезе и на площади выявляются посредством изучения керна и интерпретации результатов геофизических исследований скважин. О неоднородности пласта-коллектора можно сделать заключение по данным геолого-промышленных исследований скважин, однако вид неоднородности и особенности ее распространения по площади и в разрезе установить не представляется возможным.

Геофизические исследования разрезов позволяют выявить литологическую неоднородность пласта качественно, по изменению конфигурации кривых, отражающих величину тех или иных геофизических параметров. При этом достаточно точно определяются мощность и последовательность залегания слоев и слойкой, составляющих исследуемый пласт. Изучение керна, а также образцов, полученных с помощью бокового грунтоноса, дает возможность оценить степень неоднородности пород пласта-коллектора качественно и (при достаточно частом отборе образцов) количественно.

В обломочных породах-коллекторах (песчаниках, алевролитах и промежуточных разностях) неоднородность отчетливо выявляется по результатам гранулометрического анализа, отображенными на литологическом разрезе. Весьма четко выражается литологическая неоднородность в разрезе по литологическим коэффициентам — медианному диаметру зерен (Md) и отсортированности (S_o), получаемым с кумулятивной кривой. Сравнение перечисленных литологических коэффициентов, определенных для образцов пород из данного пласта, позволяет установить его неоднородность.

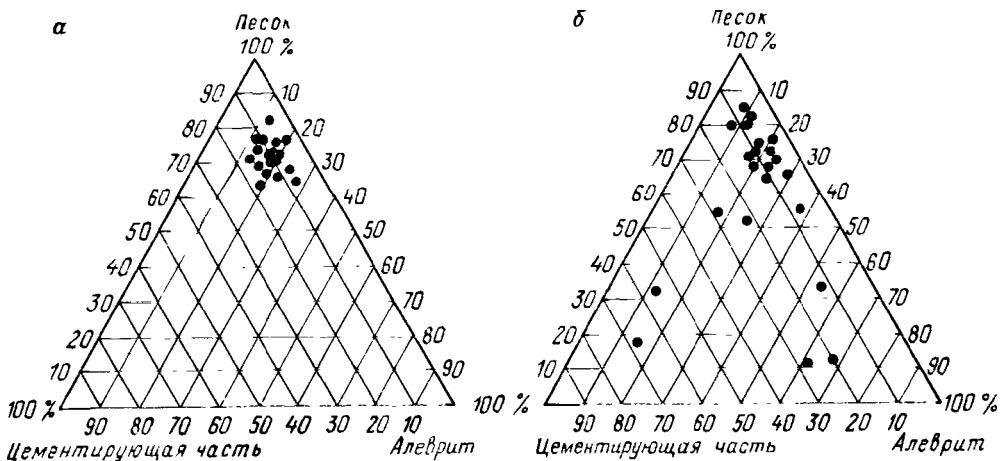


Рис. 28. Определение неоднородности пласта по данным гранулометрического анализа.

Пласт: *а* — однородный, *б* — неоднородный

Наконец, степень литологической неоднородности пласта терригенной или карбонатной породы в разрезе выявляется и на треугольных диаграммах (рис. 28, *а*, *б*). Вершины треугольника соответствуют 100 %-ному содержанию одного из трех основных компонентов породы, а противолежащие им стороны — нулевому содержанию этих же компонентов. Результаты гранулометрического или химического анализа наносят на треугольник. Концентрация всех образцов в какой-либо одной части треугольника является признаком однородности пласта в данном разрезе, наоборот, широкий разброс образцов свидетельствует о неоднородности пласта, изменении его состава со временем.

Мерой степени неоднородности пласта терригенных пород служит также коэффициент песчанистости, представляющий собой отношение мощности песчано-алевритовых пород (эффективной мощности) к мощности рассматриваемого объекта. Степень однородности пласта тем выше, чем ближе к единице величина k_p .

Изучение неоднородности пластов в пределах залежи или месторождения базируется на сравнении разрезов пластов, вскрытых скважинами. При изучении неоднородности этого типа применяется целая серия графических построений, позволяющих оценить степень неоднородности пород и выявить ее специфические особенности. Одним из таких построений является литологический профиль или сопоставление разрезов заданного пласта (или разрезов нескольких пластов одновременно). Сопоставление разрезов дает наглядное представление о морфологии пласта в вертикальной плоскости. Основой для этого построения обычно являются кривые геофизических исследований скважин.

Качественное представление о характере неоднородности пласта в пространстве можно получить с помощью тех же треугольных диаграмм. С этой целью выделяют три основных компонента пород, участвующих в их строении, например, песок, алеврит, глина + кальцит (являющиеся

цементом породы), и наносят результаты анализа пород на литологический треугольник, обозначая их для каждой скважины своим цветом или формой.

Карты и схемы равного числа проницаемых слоев в пласте строятся по результатам интерпретации материалов геофизических исследований скважин с привлечением данных анализа образцов керна. В каждом разрезе эксплуатируемого или разведуемого объекта определяют число продуктивных, проницаемых слоев, а полученные результаты наносят на схему расположения скважин. После этого посредством интерполяции проводят линии равного числа проницаемых слоев в пласте и, таким образом, получают схемы (рис. 29), которые дают наглядное представление о степени неоднородности объектов в пределах исследуемой территории.

Каждый из рассмотренных приемов изображения неоднородности пород-коллекторов может быть использован для практических целей, и в частности для прогнозирования коллекторов и создания оптимальной системы разработки залежей нефти и газа.

Литологическая микронеоднородность хотя часто и не обнаруживается невооруженным глазом, оказывает огромное влияние на физические, в том числе и коллекторские свойства пород. В связи с этим главнейшими средствами выявления и изучения микронеоднородности являются оптическая и электронная микроскопия. Для исследования с помощью оптической микроскопии как минимум необходимо изготавливать шлифы по двум взаимно перпендикулярным сечениям — параллельно и перпендикулярно наслению. Просмотр шлифов под микроскопом позволит установить вид неоднородности.

В обломочных породах (песчаных и алевритовых коллекторах) наиболее важной с точки зрения коллекторских свойств является микрослоистая неоднородность, образование которой характерно для стадии седиментогенеза. Она заключается в частом чередовании микрослойков (тоньше 1 мм) пород различного литологического состава, обычно то более, то менее глинистых или отличающихся содержанием обугленных растительных остатков, соединений железа и т. д. В таких породах обычно сильно различается величина проницаемости в направлениях, параллельном (повышенная) и перпендикулярном (низкая) наслению. В этом существенное отличие пород с микрослоистой и массивной текстурами

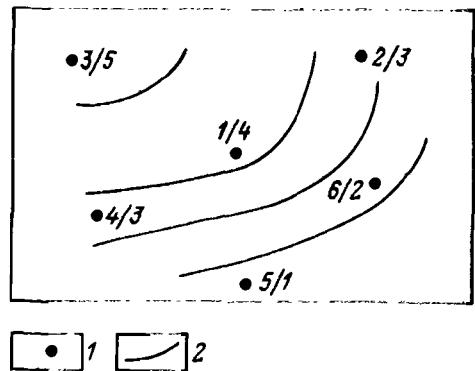


Рис. 29. Схема равного содержания проницаемых слоев в пласте по подсоловым отложениям восточной части Прикаспийской впадины.

1 — местоположение скважин (дробь: в числителе — номер скважины, в знаменателе — число проницаемых слоев в пласте); 2 — линии равного числа пластов

(при последней проницаемость во всех направлениях примерно одинакова). В обломочных породах микронеоднородность может быть также выражена цементацией пород и вследствие этого неравномерным распределением пор в породе. Такой вид неоднородности может быть седиментогенным для глинистого и железистого цементов и катагенным или диагенным для хемогенных цементов (кальцитового, сульфатного и т. д.). Катагенная неоднородность, связанная с неравномерным распределением цемента, может возникнуть при минеральном новообразовании и высокопористых, без цемента, обломочных породах, или же в результате избирательного растворения цемента. Такая микронеоднородность типична для зон водонефтяного контакта, при его перемещении в процессе разработки месторождений.

В карбонатных породах микронеоднородность может быть выражена наличием гнезд и микролинз вторичного доломита в известняках, неравномерным выполнением пор и микрокаверн сульфатами, кремнеземом и другими соединениями, появлением в породах микрокаверн, вследствие избирательного растворения отдельных компонентов породы, различной степенью перекристаллизации, наконец, локальной дедоломитизацией породы. Таким образом, для карбонатных образований более характерна микронеоднородность, связанная со вторичными процессами. Такая микронеоднородность может сильно влиять на продуктивность пласта, нередко именно с ней связано резкое различие в дебитах соседних скважин.

Исследования коллекторских пород с помощью электронного растрового микроскопа позволяют выявить более тонкие детали строения породы и ее неоднородности и выяснить причины изменения режима работы скважин. Изучение каменного материала с помощью растрового электронного микроскопа позволило, например, установить, что быстрое снижение дебитов в некоторых скважинах Западной Сибири связано с кольматажем — закрытием поровых каналов в породе мельчайшими табличками аутигенного хлорита, сорванными со своих мест потоком извлекаемой нефти. Соответствующее изменение режима работы скважины позволяет избежать подобных явлений и стабилизировать дебиты скважин.

Неоднородность пластов-коллекторов при погружении не остается постоянной. За счет вторичных процессов она, как правило, возрастает. На больших глубинах в образовании неоднородности особенно большую роль играют процессы растрескивания пород. Трещиноватость определяет неоднородность коллекторских свойств пород. Кроме того, миграция флюидов по трещинам в условиях изменяющихся термобарической и геохимической обстановок сопровождается растворением одних компонентов породы и образованием других. Все это вместе взятое существенно осложняет прогнозирование коллекторов на больших глубинах.

Изложенные выше материалы показывают, что литологический состав и строение пород, степень литологической однородности пластов, катагенетические процессы существенно отражаются на коллекторских свойствах пород. Известно, что на малых глубинах коллекторские свойства обломочных пород в основном определяются первичными (седиментогенными) литологическими признаками. С увеличением глубины залегания

все большее влияние на качество коллектора оказывают процессы катагенеза, хотя форма и интенсивность проявления вторичных изменений регламентируются седиментогенными признаками. При погружении осадочных толщ возможны настолько существенные изменения строения обломочных пород, что разности, обладавшие высокими коллекторскими свойствами, вблизи поверхности могут превратиться в неколлекторы на глубине выше 4–4,5 км. Причины этого — механическое уплотнение, растворение под давлением, аутигенное минералообразование. Породы, в прошлом неколлекторы (песчаники, алевролиты с высоким содержанием цемента, глинистые породы), становясь с глубиной все более хрупкими, а затем растрескиваясь, превращаются в коллекторы трещинного типа.

В карбонатных породах зависимость коллекторских свойств от первичных литологических признаков с увеличением глубины в целом также понижается. Однако в разных типах пород такие изменения осуществляются в неодинаковом темпе. В биоморфных и дегритовых известняках снижение коллекторских свойств по мере погружения происходит медленнее, чем в других типах карбонатных пород. Благодаря этому даже на глубинах 4000–6000 м (а возможно, и ниже) встречаются первичные карбонатные коллекторы удовлетворительного качества (Карабаганак, Астраханское в Прикаспийской впадине). Вместе с утратой ведущей роли седиментогенных факторов, обуславливающих сохранение удовлетворительных коллекторских свойств, в условиях больших глубин на первый план выступают тектонические процессы и катагенез. За счет горного давления и стресса породы уплотняются и у разных их типов первичные пористость и проницаемость при этом понижаются и сближаются. Кроме того, за счет механического уплотнения и катагенетических процессов (перекристаллизация, растворение под давлением, минеральные новообразования) породы становятся менее пластичными, более хрупкими, т. е. более склонными к трещинообразованию. Все это вместе взятое приводит к тому, что структура вторичных пустот и природа проницаемости в породах различных типов становятся сходными. Иными словами, поровое пространство и пути миграции флюидов возникают вследствие разрядки тектонических напряжений или естественного гидроразрыва, а их количественное выражение определяется интенсивностью растрескивания пород. Несомненно, что наряду с вновь возникшей трещинной пористостью нередко сохраняется и первичная — межзерновая, межформенная или внутриформенная. В этом случае коллектор относится к смешанному типу.

Кроме перечисленных, в карбонатных породах вторичное поровое пространство и пути фильтрации флюидов могут возникнуть за счет растворения наименее устойчивых компонентов пород с образованием каверн. В зоне интенсивного водообмена возможно образование крупных пещеристых полостей. Следовательно, в специфических термобарических и геохимических условиях на больших глубинах должны быть смешанные коллекторы каверново-трещинного типа.

Нельзя игнорировать тот факт, что во многих регионах на больших глубинах породы являются битуминозными или нефтегазоносными и это

обстоятельство способствует сохранению коллекторских свойств. В связи с этим на больших глубинах могут быть породы-коллекторы с унаследованными (первичными) структурами порового пространства, сохранившимися вследствие заполнение пор УВ. Таким образом, наряду с ранее отмеченными трещинным и каверново-трещинным типами коллекторов, в условиях больших глубин могут быть и поровые (межзерновые, межформенные и внутриформенные).

Учитывая, что с увеличением глубины залегания термобарическая обстановка, в которой находятся горные породы, становится все более напряженной, а также факт превращения осадочных пород в метаморфические, надо полагать, что существует глубинная граница развития коллекторов. Эта граница у пород различного литологического состава должна проходить не на одинаковых глубинах, ее положение корректируется физико-химическими свойствами самих пород.

Принимая во внимание фактические и экспериментальные данные по уплотнению пород различного литологического состава [4, 18 и др.], тенденцию изменения пластичности, катагенные процессы, а также влияние УВ на коллекторские свойства пород, надо полагать, что в наиболее благоприятных геотермических ($T < 200^{\circ}\text{C}$) и геохимических условиях конкретные типы пород-коллекторов могут находиться на следующих глубинах: 1) поровый тип – в обломочных и карбонатных породах, являющихся вместилищем УВ, поступивших в ловушки на небольших и умеренных глубинах – до 10000 м, в водоносных обломочных и карбонатных породах палеозойского и мезозойского возраста – до 6000–7000 м, кайнозойского – до 8000–10000 м; 2) трещинный тип – в обломочных (песчаники, алевролиты) и карбонатных породах – до 13000–15000 м, а в аргиллитах – до 8000–10000 м; 3) смешанный, каверново-трещинный тип – в известняках и доломитах – до 13000–15000 м.

К настоящему времени поровый тип коллектора в нефтегазоносных песчаниках известен до глубины 6000–6200 м в продуктивной толще Азербайджана (банка Андреева, Булла-море). За рубежом в терригенных нефтегазоносных породах поровый тип коллектора установлен на глубине 6530 м (провинция Мексиканского залива). В водоносных обломочных породах верхнемелового возраста коллекторские породы установлены на глубине около 7000 м (скв. 1 Шевченково).

Трещинный тип коллектора выявлен на глубине до 5090 м в нижнекаменноугольных карбонатных отложениях Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции (месторождение Вуктыл). За рубежом (США, штат Техас), из карбонатных, трещинных коллекторов был получен приток газа с глубины 7145–8088 м.

Смешанный, порово-трещинный тип коллектора известен в песчаных отложениях Предкарпатья (скв. 1 Луги) на глубине до 6230 м. Каверново-трещинный тип коллектора широко развит в каменноугольных карбонатных отложениях Прикаспийской впадины на глубине до 5500 м (месторождение Караганак). На Северном Кавказе каверново-трещинные карбонатные коллекторы известны на глубинах до 5600 м (район Гудермеса). За рубежом, в Венском бассейне, из карбонатных коллекторов подобного типа получен приток газа с глубины 7425 м.

Глава 5

ОБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ-КОЛЛЕКТОРЫ НЕКОТОРЫХ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ РЕГИОНОВ СССР

Осадочные обломочные породы и, в частности, песчаники, алевролиты и разности промежуточного состава являются, как известно, одними из главнейших представителей коллекторов нефти и газа. На небольших и средних глубинах обломочные породы служат основными вместилищами УВ. В свое время (15–20 лет назад) из обломочных пород извлекалась основная часть (до 70–80 %) нефти и газа. По материалам бурения последних лет на глубинах свыше 4000–4500 м роль обломочных пород как коллекторов нефти и газа постепенно понижается, тем не менее песчаники и алевролиты на больших глубинах представляют и сейчас большой практический интерес. К ним приурочены нефтяные и газовые месторождения мезозоя Западной Сибири, продуктивной толщи Азербайджана, мезозоя–кайнозоя Северного Кавказа, фанерозоя Западного Казахстана, Украины и других районов СССР.

В процессе геологического развития отдельных территорий при погружении первоначальные свойства терригенных пород существенно изменяются. Например, на малых глубинах платформенных областей песчаники и алевролиты являются породами-коллекторами порового типа, а глинистые образования – породами-экранами. На больших глубинах в условиях высоких температур и давлений обломочные породы могут превратиться в породы-экраны или породы-коллекторы трещинного и смешанного типов, а глинистые – стать коллекторами с трещинным типом порового пространства. Подобные явления отмечены в Прикаспийской и Днепровско-Донецкой впадинах, на Северном Кавказе и других регионах страны [2, 16, 37].

Основное внимание в данной главе уделено палеозойским породам-коллекторам подсолевого комплекса Прикаспийской впадины, который представлен девонскими, каменноугольными и пермскими отложениями различного литологического состава и генезиса. В данной главе рассматриваются лишь обломочные образования, представляющие интерес с точки зрения коллекторов нефти и газа. В палеозойском разрезе установлены конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты и промежуточные разности пород. Они слагают пласты мощностью 100 м и более.

ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД-КОЛЛЕКТОРОВ

По литолого-фациальным и геохимическим признакам в подсолевых палеозойских отложениях Прикаспийской впадины выделяются три терригенных нефтегазоносных комплекса – девонский, нижнекаменноугольный и нижнепермский. Девонский терригенный комплекс развит в западной и северной прибрежной зонах впадины, а нижнекаменноугольный и нижнепермский – в восточной и юго-восточной.

Девонский терригенный комплекс представлен песчаниками, алевролитами, аргиллитами с прослойями карбонатных пород. Коллекторы нефти и газа здесь связаны с песчаниками и алевролитами.

Песчаники светло-серые, мелкозернистые, кварцевые, слабоглинистые и глинистые, известковистые, плотные.

Обломочная часть составляет 80–95 %, представлена она, как правило, кварцем полуугловатой и полуокатанной формы. Размер обломочного материала колеблется от 0,06 до 0,4 мм, преобладают частицы величиной 0,1–0,2 мм. Сортировка средняя. Цемент в основном глинистый, участками карбонатный (кальцитовый), количество его колеблется от 5 до 20 %. Глинистый цемент состоит из каолинита, гидрослюды и хлорита. Тип цемента поровый и сгустковый. Вторичные процессы в песчаниках связаны с окварцеванием, хлоритизацией, кальцитизацией и серицитизацией.

Алевролиты серые и темно-серые, разнозернистые, глинистые, известковистые, кварцевые, плотные. Основная масса породы сложена зернами кварца размером от 0,01 до 0,1 мм. Форма их полуугловатая и полуокатанная. Обломочная часть составляет примерно 70–85 %, цемент 15–30 %. Цемент глинистый и карбонатно-глинистый, чаще порового типа.

В пределах западной и северной прибрежных зон отложения терригенного девона меняют свою мощность от нуля до 350 м, возрастая как в северо-западном направлении к Тепловскому прогибу, так и в юго-восточном – к Прикаспийской впадине до 700 м. Суммарная мощность коллекторов обычно составляет 10–25 м, реже до 50 м.

Нижнекаменноугольный терригенный комплекс вскрыт на площадях Изембет, Бикижал, Молодежная, Восточный Тортколь, Кожасай и др. Мощность его иногда превышает 1000 м (Изембет, Восточный Тортколь), а чаще составляет 700–900 м.

Слагается нижнекаменноугольный терригенный комплекс аргиллитами, алевролитами, песчаниками и гравелитами.

Песчаники и алевролиты близки по своему минеральному составу и окраске. Отличаются они лишь размером и степенью окатанности обломочных зерен. Породы светло-серые и серые, плотные, полимиктовые, известковистые и известковые с содержанием кальцита иногда до 35 % и более. Нередко песчаники и алевролиты являются коллекторами нефти и газа.

Структура песчаников и алевролитов разнозернистая. В крупнозернистых песчаниках часто присутствуют зерна гравийной размерности. Обломочная часть составляет 60–85 % породы. Представлена она кварцем, полевыми шпатами (часто встречаются плагиоклазы с полисинтетическими двойниками), обломками кремнистых и эфузивных пород. В значительно меньших количествах содержатся обломки глинистых и карбонатных пород, хлорит, мусковит, биотит. Из акцессорных минералов отмечены циркон, анатаз, гранаты; из рудных – пирит и лейкоксен.

Форма обломочных зерен угловатая, полуугловатая и полуокатанная, размер их колеблется от 0,01 до 1,4 мм. Отдельные зерна кварца и реже полевых шпатов имеют регенерационные каемки. Многие обломки корро-



Рис. 30. Конформный тип контактов между зернами в песчанике.
Бикиж, скв. СГ-2, интервал глубин 5499–5504 м. $\times 4$ ник. 2

дированы на контакте с карбонатным цементом. Местами наблюдаются конформные структуры (рис. 30) и как исключение инкорпорационные.

Зерна кварца с прямым и волнистым угасанием. Полевые шпаты встречаются как чистые, так и в разной степени замещенные глинистыми минералами. Обломки эфузивных пород сильно изменены. По ним обычно развивается кальцит или же хлорит. Таблички мусковита и биотита часто расщеплены, иногда деформированы.

Цемент в породах карбонатный, глинистый и смешанный в различных соотношениях карбонатной и глинистой составляющей. Карбонатный материал, как правило, представлен кальцитом, а глинистый — хлоритом и гидрослюдой. Тип цемента поровый, базальный, контактный, реже пленочный и сгустковый.

Иногда в породах встречаются обугленные растительные остатки (ОРО) темно-коричневых и черных тонов. Они находятся в породе в виде мелких частиц, стяжений или же в тонко рассеянном состоянии. К обугленному растительному детриту обычно приурочены сульфиды железа.

Гравелиты серые, разнозернистые, известковистые, плотные, массивные с включением зерен песчаной и алевритовой размерности.

Обломочный материал гравийной размерности представлен обломками кремнистых и глинистых пород. Некоторые обломки рассечены трещинами

ми, выполненнымми черным углисто-глинистым веществом и халцедоном. Ширина трещин достигает 30 мкм. Обломочные зерна песчаной и алевролитовой размежности сложены в основном кварцем и полевыми шпатами. Количество обломочного материала составляет 60–85 %. Размер обломков изменяется от 0,1 до 10 мм, составляя в среднем 1–6 мм. Форма их полуугловатая и полуокатанная.

Цемент глинисто-известковистый порового и базального типов.

В нижнекаменноугольном терригенном разрезе насчитывается до 10 пластов песчано-алевритовых пород, мощность которых изменяется от 20 до 80 м, обладающих высокими фильтрационно-емкостными свойствами.

Нижнепермский терригенный комплекс пород широко развит в восточной и юго-восточной частях Прикаспийской впадины. В стратиграфическом отношении он охватывает асельский, сакмарский и артинский ярусы, полностью пройденные многочисленными скважинами на площадях Арансай, Бозоба, Кенкияк, Каратюбе, Северный Киндысай, Бикжал, Юго-Западный Улькентюбе и др. Максимальная мощность комплекса (730 м) установлена на площади Самбай (скв. 1).

Нижнепермский терригенный комплекс слагается аргиллитами, алевролитами, песчаниками, гравелитами и конгломератами. Коллекторами здесь, так же как и в нижнекаменноугольном, служат песчаники и алевролиты сходного минерального состава. Отличаются они друг от друга размером, сортировкой, окатанностью обломочных зерен и количеством цемента.

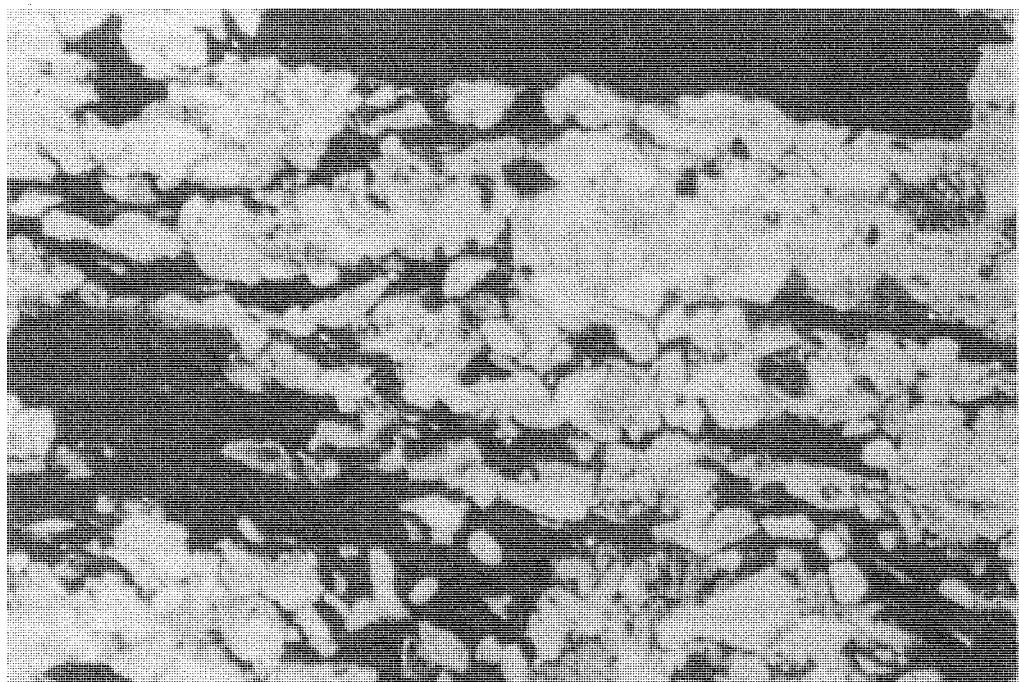


Рис. 31. Алевролит с большим содержанием обугленного растительного органического вещества (черное).

Северный Локтыбай, скв. Г-1, интервал глубин 4011–4015 м. × 9, ник. 1

Песчаники и алевролиты сероцветные, разнозернистые, полимиктовые, обычно известковистые, плотные. В мелкозернистых песчаниках и алевролитах иногда присутствует до 20–25 % ОРО (рис. 31). По данным измерения отражательной способности витринита рассеянных углистых остатков в обломочных породах установлено, что подсолевые отложения Прикаспийской впадины находятся на стадиях раннего, среднего и даже позднего катагенеза [5, 121].

Кластический материал составляет 60–85 % породы. Обломочная часть сложена кварцем, полевыми шпатами, обломками кремнистых, глинистых, эффузивных и реже карбонатных пород, а также чешуйками мусковита, листочками биотита и хлорита. Аксессорные минералы представлены цирконом, рутилом, гранатами; рудные — пиритом, лейкоксеном и, как исключение, буровыми окислами железа. Форма песчаных зерен полуугловатая и полуокатанная, реже угловатая или окатанная; алевритовые частицы имеют угловатую и полуугловатую форму. Размер обломков колеблется от 0,01 до 3 мм. Гравий присутствует в виде единичных зерен.

Зерна кварца имеют равномерное и волнистое угасание. Обычно они чистые, не затронутые вторичными процессами. Полевые шпаты (чаще кислые плагиоклазы) серицитизированы и каолинизированы. По обломкам кремнистых пород, как правило, идет образование вторичного кальцита (рис. 32). Обломки глинистых пород в шлифах бурые и буровато-серые за счет присутствия в них ОРО и сульфидов железа. Форма их чаще окатанная. Некоторые обломки имеют трещины, залеченные кальцитом. Обломки эффузивных пород сильно серицитизированы. Иногда в породах наблюдается сочленение зерен по типу конформных структур.

Цемент смешанный: глинисто-карбонатный и карбонатно-глинистый, чисто карбонатный или же чисто глинистый цемент наблюдается редко. Карбонатный материал обычно представлен кальцитом, доломит встречается как исключение. Глинистый цемент чаще имеет хлоритово-гидрослюдистый состав. Иногда цементом служит биотит, который, как рубашка, окружает обломочные зерна (рис. 33). Тип цементации поровый, контактный, базальный, реже пленочный.

Гравелиты серые, разнозернистые, полимиктовые, песчанистые, известковистые, трещиноватые, плотные. При микроскопическом исследовании видно, что цементирующее вещество в породе составляет более 50 % и представлено оно кремнисто-карбонатно-глинистым материалом. При действии соляной кислоты гравелиты вскипают неравномерно.

Кластическая часть гравелитов слагается обломками полуокатанной, полуугловатой и реже окатанной формы, размером от 0,01 до 15 мм (по длиной оси). Преобладают обломки величиной 1–10 мм. Представлены они глинистыми сланцами и кремнистыми породами. Обломочные зерна песчаной и алевритовой размерности состоят из кварца и полевых шпатов. Зерна полевых шпатов обычно плохой сохранности.

Цемент в гравелитах кремнисто-карбонатно-глинистый, базального типа. В цементе встречаются отдельные кристаллы кальцита и розетки халцедона.

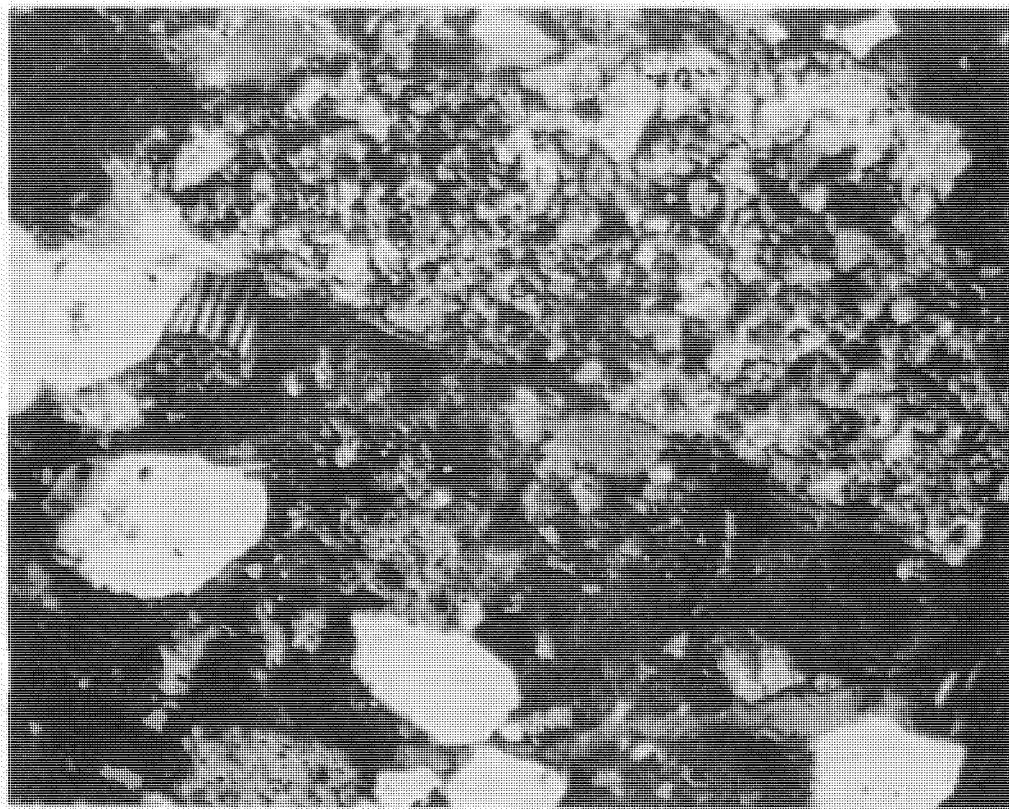


Рис. 32. Обломок кремнистой породы, замещенный кальцитом. Самбай, скв. Г, интервал глубин 4247–4251 м. $\times 9$, ник. 2

Конгломераты (рис. 34) состоят из галек и гравийных зерен черного, белого, голубовато-серого, зеленовато-серого и серого (от темного до светлого) цветов; общая окраска конгломератов серая. Породы плотные, массивные. Галька и гравий представлены окатанными и полуокатанными обломками эфузивных кремнистых, глинистых и карбонатных пород. Размер их колеблется в пределах 5–30 мм. Большинство обломков имеют удлиненную форму. Обломочные зерна псаммитовой и алевритовой разнородности представлены кварцем и полевыми шпатами.

Цемент кремнисто-глинистый базального и реже порового типов составляет до 40 % породы. В цементе встречаются отдельные кристаллики кальцита.

Нижнепермский терригенный комплекс включает породы из восьми номенклатурных нефтеносных горизонтов. Представлены они, как отмечалось выше, песчаниками, алевролитами, гравелитами и конгломератами. Мощность нефтеносных горизонтов колеблется от 8 до 108 м. Пересягиваются они глинами и аргиллитами, мощность которых также изменяется в довольно широких пределах (14–95 м).

Детальное микроскопическое изучение песчано-алевритовых пород востока Прикаспийской впадины, залегающих под солью на глубинах

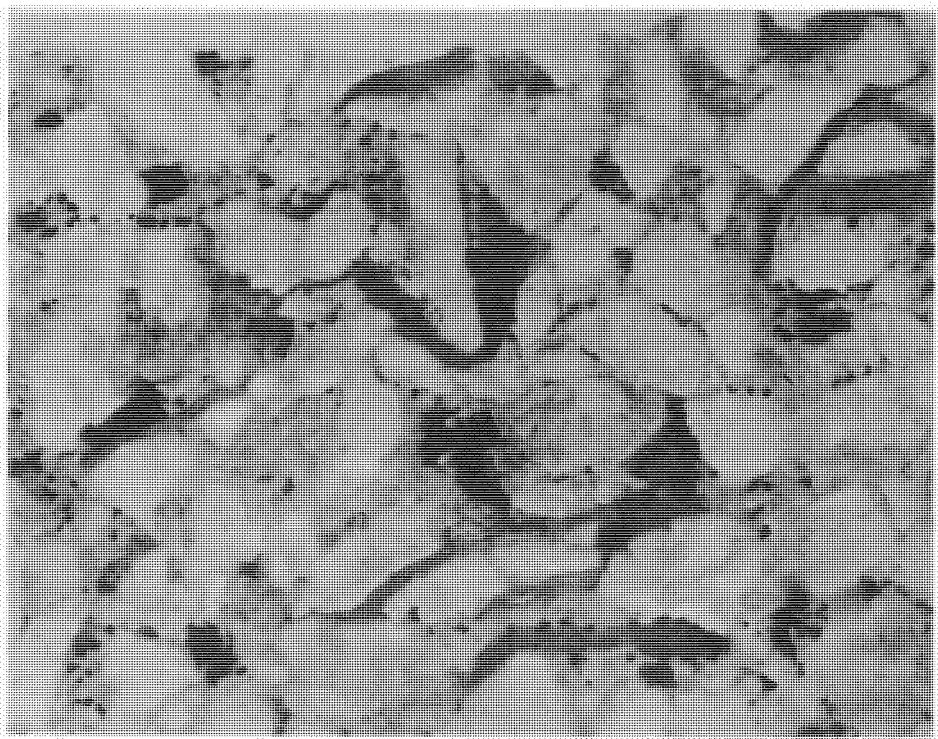


Рис. 33. Песчаник с биотитовым цементом.
Кенкияк, скв. Г-107, интервал глубин 4282–4290 м. $\times 9$, ник. 1

4–5 км, показало, что в них преобладают точечные типы контактов, которые лишь ниже сменяются линейными и реже конформными (см. рис. 30).

Основные промышленные скопления УВ в Днепровско-Донецкой впадине на больших глубинах связаны с песчаниками и алевролитами каменноугольного и нижнепермского возрастов, которые отличаются большим разнообразием вещественного состава, структурных особенностей и степенью катагенетических преобразований.

В настоящее время наибольшие приrostы запасов нефти и газа в Днепровско-Донецкой впадине получены из нижнекаменноугольных терригенных отложений [2]. Коллекторами здесь являются песчаники, алевролиты и реже гравелиты. Большинство месторождений нефти и газа приурочено к песчаникам.

Песчаники, как правило, сероцветные от мелко- до крупнозернистых, часто с примесью зерен гравийной размерности кварцевого и полевошпатово-кварцевого состава. В качестве примеси в песчаниках присутствуют обломки кварцитов, кремней и изредка аргиллитов. Форма зерен в основном полуокатанная и окатанная. Контакты между ними точечные, линейные и удлиненные. В породах, участвующих в строении поднятий,

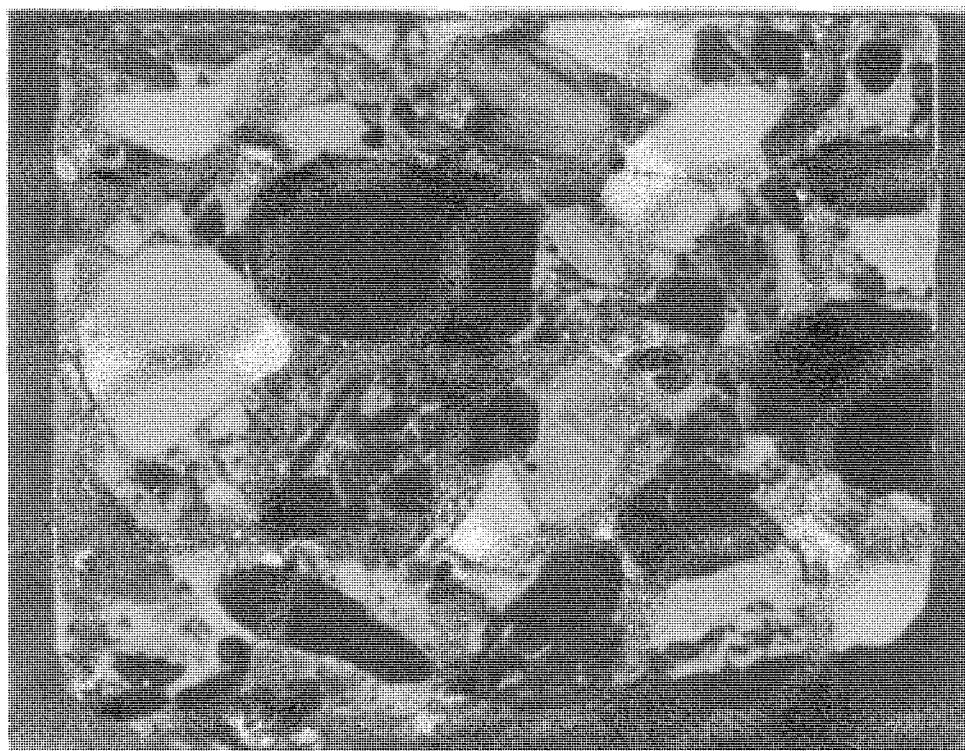


Рис. 34. Конгломерат.
Бикжал, скв. СГ-2, интервал глубин 4889–4893 м. $\times 2$

наблюдаются структуры растворения—конформные, инкорпорационные, а также регенерационные.

Цемент пород глинистый и карбонатно-глинистый. Глинистый цемент представлен каолинитом, гидрослюдой и смесью двух этих минералов. Тип цемента поровый, базально-поровый и сгустковый (контактово-поровый и пленочно-поровый).

Среднекаменноугольный нефтегазоносный комплекс представлен мощной (до 1370 м) толщей терригенных отложений цикличного строения, сложенного песчано-алевритовыми и глинистыми образованиями. Коллекторами нефти и газа в среднекаменноугольных отложениях являются песчаники мелко- средне- и крупнозернистые. В крупнозернистых разностях песчаников часто встречаются зерна гравийной размерности. По составу среди них выделяются карбонатно-кварцевые, полевошпатово-кварцевые и слюдисто-полевошпатово-кварцевые с поровым, контактово-поровым, реже базальным и пленочным типами цемента. По составу цементы довольно разнообразны. Это в основном каолинит и гидрослюда, реже гидрогётит, пирит, карбонаты и часто смесь вышеперечисленных минералов в различных соотношениях. В песчаниках встречаются обломки кварцитов, кремней и чешуйки слюды.

Верхнекаменноугольно-нижнепермский нефтегазоносный комплекс,

так же как и два предыдущих, представлен терригенными образованиями. В составе верхнекаменноугольных отложений основная роль принадлежит глинистым и песчаным породам. На северо-западе Днепровско-Донецкой впадины верхнекаменноугольный разрез на 60–80 % состоит из песчаников, а на юго-востоке их количество сокращается до 20–40 % от суммарной мощности терригенных образований.

Скопления УВ в верхнекаменноугольных отложениях Днепровско-Донецкой впадины связаны с песчаниками, структура которых изменяется от мелко- до крупнозернистой.

Кластический материал сложен зернами кварца (40–95 %), полевых шпатов (0–25 %), слюд (0–35 %), обломками кремнистых и кварцитовых пород (0–25 %). В зависимости от количественных соотношений между минералами среди песчаников различают кварцевые, полевошпатово-кварцевые, слюдисто-полевошпатово-кварцевые. Цемент преимущественно карбонатный пелитоморфной и тонкозернистой структур, находящийся в породах в различных количественных соотношениях с глинистым материалом. Тип цемента контактово-поровый, сгустковый, базально-поровый.

Коллекторами нефти и газа в отложениях нижней перми также являются обломочные породы – алевролиты и песчаники. Основным вмещающим УВ служат песчаники серые, мелко- средне- и крупнозернистые, полимиктовые, алевритистые, местами слюдистые, массивные. Примесь алевритового материала часто достигает 20 %. Обломочный материал представлен зернами кварца, полевых шпатов, халцедона, слюды и рудных минералов. Цемент составляет 20–40 % породы, состав его карбонатно-глинистый, тип – базальный и контактово-поровый.

Алевролиты в разрезе продуктивных горизонтов занимают подчиненное положение. Состав их преимущественно кварцевой с примесью зерен полевых шпатов. Цемент в основном глинистый, реже железистый, количество которого в породах составляет 20–40 %. Тип цемента базальный, поровый и базально-поровый.

В Азербайджане в настоящее время основные коллекторы нефти и газа на глубинах свыше 4000 м – терригенные отложения продуктивной толщи среднего плиоцена.

Разрез отложений продуктивной толщи представлен глинами, чередующимися с прослойями известковистых песчано-алевритовых пород. Породы-коллекторы сложены песчаниками и глинистыми алевролитами как плотными, так и слабосцементированными. По минеральному составу это преимущественно полимиктовые полевошпатово-кварцевые и кварцево-полевошпатовые породы и лишь иногда в разрезе встречаются чистые кварцевые разности.

Цемент пород-коллекторов, как правило, известковый или же глинистый, порового, контактового и реже базального типов.

В песчано-алевритовых породах продуктивной толщи Азербайджана не наблюдаются катагенетические изменения, такие, как регенерация, образование конформных и инкорпорационных структур и другие, характерные для древних отложений, находящихся на больших глубинах.

На Северном Кавказе мезозойские (триас, юра, мел) и кайнозойские (верхний эоцен) терригенные отложения являются основным объектом для поисков нефти и газа, залегающих на больших глубинах.

В разрезе триаса терригенные породы-коллекторы наиболее развиты в пределах Восточного Предкавказья и Восточно-Манычском прогибе. Представлены они песчаниками серыми и буровато-серыми, мелко-, средне- и реже крупнозернистыми, известковистыми, с горизонтальной и волнистой текстурой. Породы в основном кварцевого состава с примесью полевых шпатов, обломков кремнистых и эфузивных пород [35]. Отсортированность песчаников, как правило, хорошая. Цементом являются каолинит, гидрослюдя и кальцит. Тип цемента поровый и базальный.

Песчаные породы-коллекторы юрского возраста на глубинах более 4000 м изучены по многочисленным скважинам Восточно-Кубанской впадины. К песчанным образованиям юры в этом районе приурочены залежи газа и газоконденсата.

Песчаники обычно сероцветные, средне- и мелкозернистые, с низкой и средней степенью отсортированности. В келловейском ярусе верхнеюрского возраста встречаются также крупнозернистые разности, которые нередко содержат примесь гравия (2–3 мм).

По минеральному составу песчаники кварцевые и кварцево-полевошпатовые. Цементом в них служит каолинит иногда с примесью гидрослюды и кальцита. Тип цемента поровый, контактный, базальный и реже сугстковый. Количество глинистого цемента колеблется от 5 до 25 %, а карбонатного (кальцитового) чаще достигает 25 %.

Нижнемеловые терригенные образования подробно изучены на Северном Кавказе — в Терско-Каспийском прогибе, Чернолесской и Восточно-Кубанской впадинах. В разрезе нижнего мела Г.И. Теодорович выделяет два основных типа песчаников биминеральные и мономинеральные. Первая разновидность песчаников серая и темно-серая, мелкозернистая, известковистая, с горизонтальной и волнистой текстурой, со средней отсортированностью обломочного материала. Кластический материал представлен угловатыми и полуугловатыми зернами кварца. Содержание кальцита в песчаниках колеблется от 10 до 30 %. Вторая разновидность — мономинеральные песчаники серые и зеленовато-серые, мелкозернистые, слабоизвестковистые, глинистые, плотные. Обломочный материал представлен в основном зернами кварца угловатой формы. Содержание кальцита в породах не превышает 3 %. Текстура волнисто-слоистая и пятнистая. Цементом песчаников служит глинистый кальцитово-глинистый и кальцитовый материал, иногда с примесью доломита и сидерита. На отдельных участках наблюдаются пиритовый и лимонитовый цементы. Глинистая часть цемента представлена в основном гидрослюдой, глауконитом, хлоритом.

Тип цемента пленочный, поровый, базальный, порово-базальный и регенерационный. Регенерационный тип широко развит в обломочных породах на глубинах свыше 5000 м (площадь Бурунная, скв. 1).

В нижнемеловых отложениях часто встречаются прослои алевролитов, минеральный состав которых весьма близок к песчаникам. Обломочные

зерна, слагающие алевролиты, угловатые, слабой и средней отсортированности. Для алевролитов характерно повышенное содержание глинистой фракции, доля которой в глубокопогруженных районах Чернолесской впадины и Терско-Каспийском прогибе увеличивается от 30 до 40 %.

В Западном Предкавказье на территории Западно-Кубанского прогиба наиболее перспективны для поисков нефти и газа на больших глубинах терригенные отложения кумской свиты (верхний эоцен). Мощность свиты изменяется от 20 м (Калужская площадь) до 750 м (Левкинская площадь). К настоящему времени в отложениях кумской свиты открыто три месторождения: Левкинское, Северское и Западно-Афипское.

Продуктивные горизонты кумской свиты сложены кварцевыми и глауконит-кварцевыми, известковистыми, трещиноватыми, плотными алевролитами, с глинистым и карбонатно-глинистым цементом, контактового и контактово-порового типов [15]. Цементирующий глинистый материал на Левкинской площади монтмориллонит-гидрослюдистого состава, а на Северной – в основном гидрослюдистый с примесью хлорита и тонкодисперсного каолинита.

В качестве примеси в алевролитах присутствуют зерна полевых шпатов. Повсеместно в породах наблюдается корродирование зерен кварца и полевых шпатов каолинитом.

Юрские терригенные отложения северных районов Западной Сибири являются основным объектом для поисков нефти и газа на больших глубинах. Они установлены в западной части Надымского поднятия. Представлены юрские образования чередующимися светло-серыми песчаниками, серыми алевролитами, темно-серыми и черными аргиллитами. Коллекторами нефти и газа являются песчано-алевритовые породы [16].

Песчаники и алевролиты, как правило, близки по своему минеральному составу и окраске. Породы светло-серые и серые, плотные, полимиктовые, глинистые, иногда известковистые. Структура песчаников средне- и мелкозернистая, алевролитов – разнозернистая.

Обломочная часть составляет 75–90 % породы. Представлена она кварцем, калиевыми полевыми шпатами и кислыми плагиоклазами, обломками кремнистых, эфузивных и глинистых пород. Кроме того, довольно часто встречаются мусковит и биотит. Форма обломочных зерен угловатая, полууглловатая и полуокатанная, размер их изменяется от 0,01 до 0,7 мм. Характерными особенностями песчано-алевритовых пород-коллекторов являются пелитизация, серicitизация и каолинизация полевых шпатов.

Цемент в породах в основном глинистый, реже карбонатно-глинистый и кальцитовый. Глинистый цемент представлен гидрослюдой, каолинитом, смешаннослойными образованиями монтмориллонит-гидрослюдистого состава и хлоритом. Тип цемента поровый, базально-поровый и порово-контактовый.

ЗАВИСИМОСТЬ КОЛЛЕКТОРСКИХ СВОЙСТВ ОБЛОМОЧНЫХ ПОРОД ОТ ЛИТОЛОГИЧЕСКОГО СОСТАВА

Среди обломочных пород основными коллекторами нефти и газа являются песчаники, алевролиты и промежуточные между ними разности пород. Обзор материалов по различным районам Советского Союза и зарубежным странам показывает, что чаще всего обломочные породы-коллекторы представлены мелкозернистыми песчаниками, крупнозернистыми алевролитами, реже другими разностями обломочных пород. Такое соотношение пород обусловлено прежде всего их распространностью в осадочном покрове планеты.

Основными коллекторами нефти и газа в глубокозалегающих подслоевых отложениях Прикаспийской впадины являются девонские, нижнекаменноугольные и нижнепермские песчаники, алевролиты и песчано-алевритовые породы. Среди песчаников и алевролитов преобладают серые и темно-серые разности полимиктового состава, в различной степени известковистые и глинистые. Обломочная часть представлена кварцем, полевыми шпатами, обломками кремнистых, глинистых, карбонатных и эффицивных пород, кроме того, в них встречаются чешуйки мусковита и биотита. Обломочные зерна обычно слабо отсортированы и в разной степени окатаны. Форма их варьирует от угловатой до окатанной. В отличие от неглубокозалегающих пород, обломки часто корродированы карбонатным цементом.

Цемент в основном карбонатного (кальцитового) и глинистого составов, часто смешанный из этих двух компонентов. Тип цемента поровый, сгустковый, контактный, пленочный и смешанный.

Среди песчаников и алевролитов в зависимости от содержания песчаной, алевритовой и глинистой фракций выделяются несколько типов пород: песчаники, песчаники глинисто-алевритовые, алевролиты, алевролиты песчано-глинистые и глинисто-песчаные. Все эти типы пород характеризуются различными емкостными и фильтрационными параметрами.

По степени уплотнения обломочные породы относятся к уплотненным и сильно уплотненным (табл. 5). Величина k_δ для отдельных образцов пород изменяется от 0,75 до 0,95, составляя в среднем: для алевролитов песчано-глинистых 0,85; алевролитов и алевролитов глинисто-песчаных 0,89; песчаников "чистых" 0,91; песчаников глинисто-алевритовых 0,90;

Таблица 5
Классификация пород по степени уплотнения (по Б.К. Прошлякову)

| Породы | k_δ | k_π^n |
|--------------------------|------------|-----------|
| Неуплотненные | $<0,6$ | >40 |
| Слабо уплотненные | 0,6–0,75 | 25–40 |
| Уплотненные | 0,75–0,85 | 15–25 |
| Сильно уплотненные | 0,85–0,95 | 5–15 |
| Очень сильно уплотненные | $>0,95$ | <5 |

конгломератов и гравелитов 0,92. Таким образом, по усредненным цифрам все обломочные породы относятся к сильно уплотненным разностям (табл. 6). Плотность песчано-алевритовых пород колеблется от 2,08 до 2,72 г/см³.

Как уже отмечалось, в глубокозалегающих песчано-алевритовых породах восточной части Прикаспийской впадины преобладает точечный тип контактов, на долю которого приходится 50–60 % всех контактов, встречающихся в породах.

Тип контактов полностью определяется составом и количеством цементирующего материала, интенсивностью постседиментационных преобразований, а также глубиной залегания пород.

Как показали исследования, коллекторские свойства пород очень изменчивы (рис. 35; см. табл. 6). Открытая пористость грубообломочных пород колеблется от 2,40 до 12,60 %; песчаников – от 1,00 до 18,40 %, а алевролитов – от 1,40 до 21,80 %. Полная пористость грубообломочных пород достигает 14,30 %; песчаников 20,50 %; алевролитов 33,50 %.

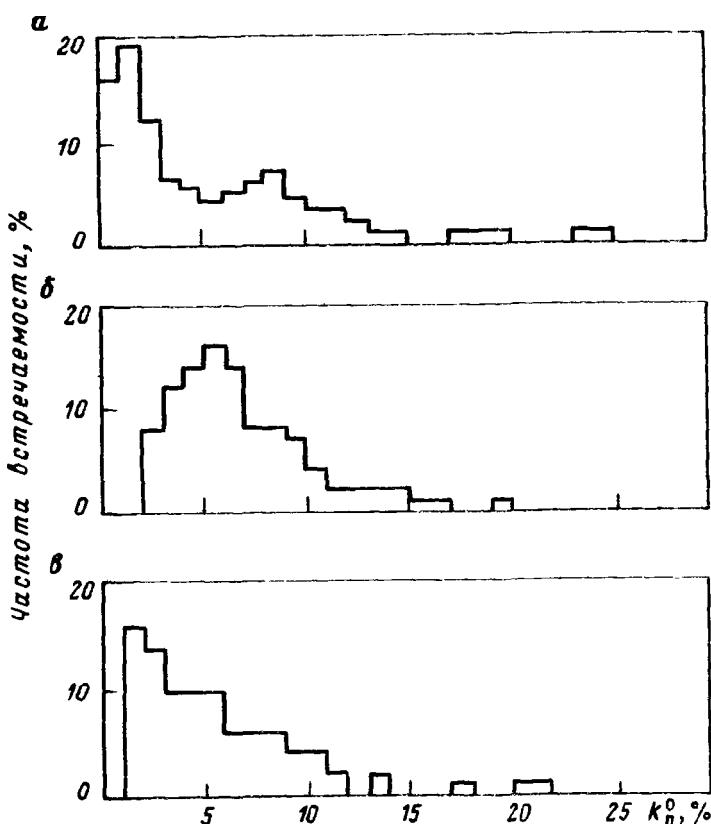


Рис. 35. Гистограмма распределения коэффициента открытой пористости k_p^0 в песчано-алевритовых породах.

а – песчаники, б – песчаники алевритово-глинистые, в – алевролиты и алевролиты песчано-глинистые

Таблица 6

Петрофизические свойства обломочных пород, залегающих на больших глубинах¹ (Прикаспийская впадина)

| Порода | Плотность, г/см ³ | k_δ | k_p^{Π} , % | k_p^0 , % | $k_{\text{пр.}} 10^{-15} \text{ м}^2$ | | Содержание растворимой части, % |
|---|---------------------------------|------------|-----------------|-------------|---|-----------------------------------|---------------------------------------|
| | | | | | перпендику- лярно напла- стованию | параллельно напластова- нию | |
| Конгломераты и гравелиты | 2,42–2,70 | 0,89–0,95 | 4,59–14,30 | 2,10–12,60 | — | — | 22,7–38,4 |
| | 2,56 | 0,92 | 10,01 | 6,01 | | | 31,5 |
| Песчаники | 2,40–2,71 | 0,81–0,95 | 1,10–20,50 | 1,00–18,40 | 0,001–5,41 | 0,001– 1415,70 | 7,5–49,7 |
| | 2,58 | 0,91 | 8,10 | 7,00 | | | 28,1 |
| Песчаники глинисто- алевритовые | 2,26–2,72 | 0,88–0,95 | 2,60–16,10 | 1,40–14,50 | 0,001–2,98 | 0,001–15,28 | 5,9–42,6 |
| | 2,42 | 0,90 | 7,20 | 6,50 | | | 27,9 |
| Алевролиты и глинисто- песчаные алевролиты | 2,31–2,70 | 0,84–0,94 | 2,50–18,00 | 1,40–21,80 | 0,001–5,88 | 0,001–16,18 | 7,2–46,0 |
| | 2,55 | 0,89 | 8,90 | 7,60 | | | 24,1 |
| Алевролиты песчано- глинистые | 2,08–2,68 | 0,75–0,94 | 4,00–33,50 | 1,60–20,00 | 0,001–12,19 | 0,001–102,20 | 9,1–49,4 |
| | 2,40 | 0,85 | 12,60 | 8,90 | | | 22,5 |

¹ В числителе – предельные значения, в знаменателе – усредненные.

Проницаемость пород изменяется в пределах $(0,001-1415,7) \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$

Поровое пространство в обломочных породах представлено межзерновыми порами и трещинами. Размер пор варьирует в пределах 0,005–2 мм, а раскрытость трещин достигает 1–1,5 мм.

Установлено, что основное влияние на коллекторские свойства обломочных пород подсолевого комплекса впадины оказывают отсортированность обломочной части, медианный размер зерен, состав, Количество и тип цемента, процессы уплотнения, перекристаллизация, выщелачивание, аутигенное минералообразование и др.

Для характеристики влияния S_o и Md слагающих зерен на коллекторские свойства пород нами изучались песчаники и алевролиты, отобранные из нефте- и водонасыщенной частей разреза месторождений Кенкияк и Каратюбе. Продуктивная часть разреза представлена мелко-, средне- и реже крупнозернистыми песчаниками, с медианным диаметром зерен от 0,15–0,17 до 0,88–0,93 мм и коэффициентом отсортированности от 1,08 до 3,71. Величина k_p^o в них варьирует в пределах 1,6–15,9 %, а k_{pr} измеренный параллельно напластованию пород, $(0,001-1415,7) \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$. При исследовании была установлена прямая зависимость коллекторских параметров от литологических коэффициентов. Так же как на небольших и средних глубинах, в нашем случае с улучшением степени отсортированности и увеличением медианного диаметра обломочных зерен величины открытой пористости и проницаемости закономерно возрастают. В водоносных песчаниках и алевролитах наблюдается обратная зависимость: k_p^o и k_{pr} возрастают лишь при уменьшении медианного диаметра и ухудшении степени отсортированности. Это обстоятельство личный раз подтверждает, что нефть оказывает консервирующее влияние на коллекторские свойства пород. Там, где породы насыщены водой, вторичные процессы прежде всего способствуют снижению коллекторских свойств высокопористых хорошо проницаемых пород. В породах с низкими фильтрационными свойствами коллекторские свойства при погружении снижаются медленнее.

Большое влияние цементирующего материала на формирование емкостных и фильтрационных свойств пород-коллекторов отмечалось многими исследователями. В обломочных породах цемент представлен в основном карбонатами и глиной. Не является исключением и Прикаспийская впадина. Карбонатный цемент обломочных пород сложен обычно микро-, тонко- и мелкозернистым кальцитом. Доломит встречается как исключение и на его долю приходится не более 5 % от общего количества карбонатного цемента.

В песчано-алевритовых образованиях вообще и в глубокозалегающих породах подсолевого Комплекса Прикаспийской впадины в частности наблюдается обратная зависимость между содержаниями глинистого и карбонатного материала в цементе, т. е. чем больше в обломочных породах глин, тем меньше карбонатов (рис. 36). В районах восточной части Прикаспийской впадины песчаники и алевролиты сцементированы, как правило, глинистым, карбонатно-глинистым, глинисто-карбонатным и карбонатным материалом, причем два последних цемента имеют наибольшее распространение.

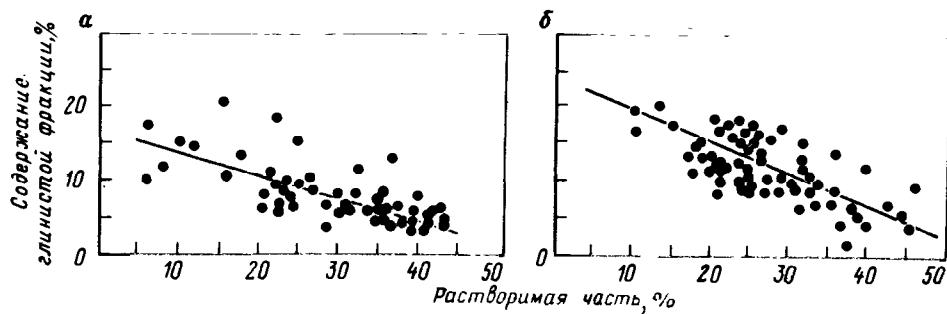


Рис. 36. Соотношение глинистого и карбонатного (растворимая часть) материала в цементе песчано-алевритовых пород.

a — песчаники, *б* — алевролиты

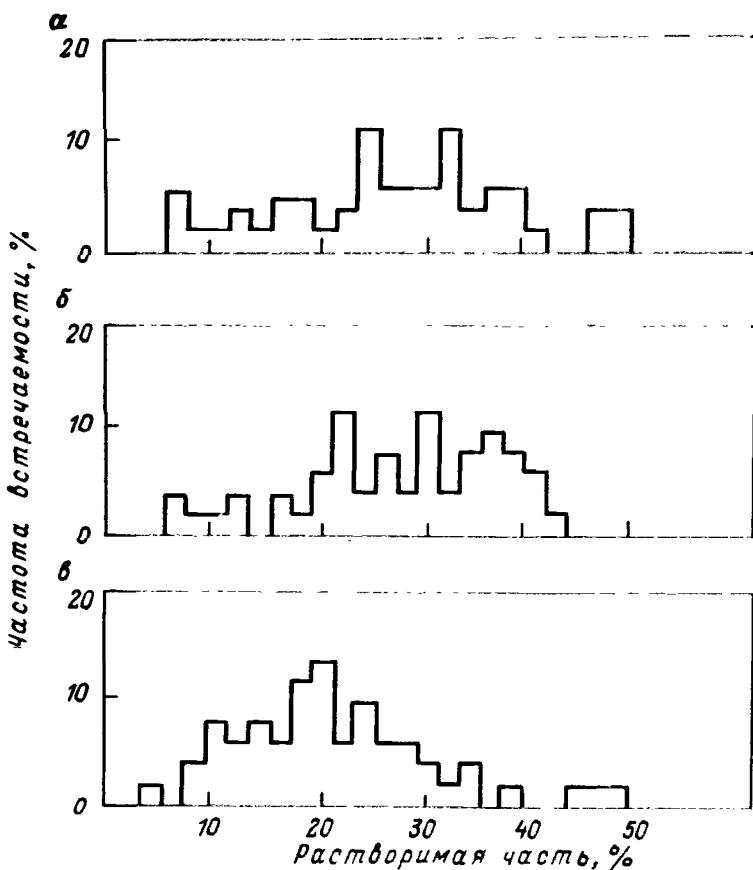


Рис. 37. Гистограмма распределения растворимой части в песчано-алевритовых породах.

a — песчаники, *б* — песчаники алевритово-глинистые, *в* — алевролиты и алевролиты песчано-глинистые

Глинистый и карбонатно-глинистый цементы обычно равномерно распределены по породе, образуя при этом пленочный, поровый, базальный и смешанные типы цементов. Глинисто-карбонатные и карбонатные цементы, если их количество в породах не превышает 20–25 %, образуют контактовые, сгустковые, поровые и смешанные типы. В случаях, если количество цемента в породе превышает эти цифры, он уже относится к поровому или базальному типам и распределяется в породах довольно равномерно. Содержание карбонатного цементирующего материала варьирует в пределах 5,9–49,7 %, при этом, как отмечено в чистых разностях пород, его содержание значительно выше (рис. 37).

Литолого-петрографические и петрофизические данные показывают, что цемент различного минерального состава неодинаково влияет на коллекторские свойства обломочных пород. С увеличением содержания карбонатного цемента k_n^0 и $k_{\text{пр}}$ песчаников и алевролитов существенно понижается (рис. 38, 39). Например, увеличение содержания карбонатной составляющей на 5 % снижает емкость песчано-алевритовых пород в 1,5 раза, а фильтрационные способности – для песчаников в 2 и для алевролитов в 3 раза.

Как уже отмечалось выше, глинистые минералы в глубокозалегающих отложениях Прикаспийской впадины в основном представлены гидрослюдой, хлоритом и реже смешаннослойными образованиями. Изредка и в небольших количествах (до 1 %) встречается каолинит.

Изучение образцов пород с содержанием растворимой части до 25 % показало, что глинистый материал отрицательно влияет на k_n^0 (рис. 40) и на $k_{\text{пр}}$ (рис. 41). Например, для песчано-алевритовых пород с базальным и порово-базальным типами цементации и повышенным содержанием глинистых минералов открытая пористость составляет 4–5 %. В то же

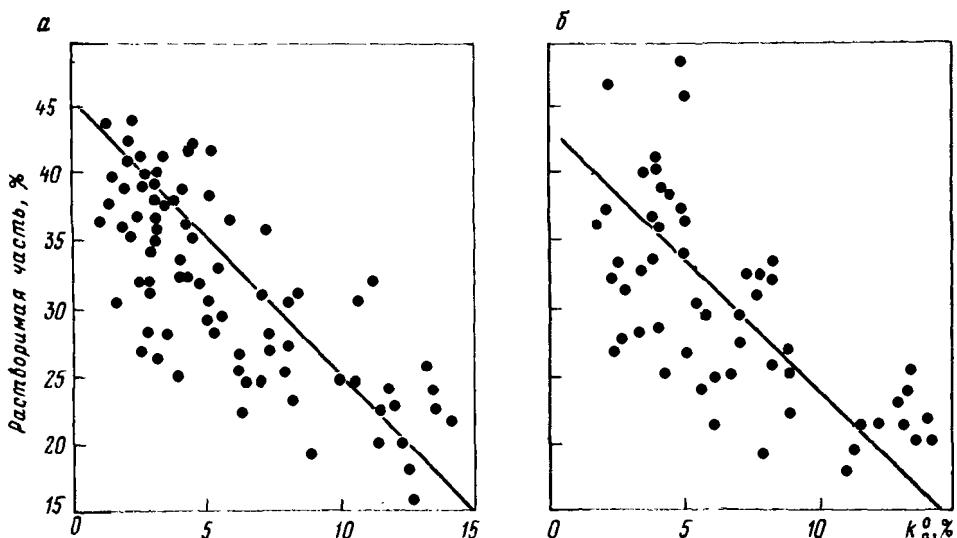


Рис. 38. Зависимость коэффициента открытой пористости k_n^0 от содержания растворимой (карбонатной) части в глинисто-алевритовых песчаниках (а), в алевролитах и глинисто-песчаных алевролитах (б)

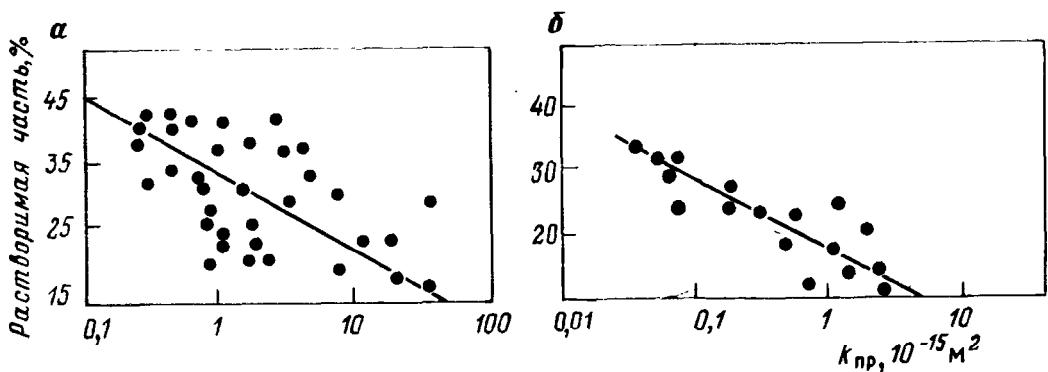


Рис. 39. Зависимость коэффициента проницаемости $k_{\text{пр}}$ от содержания растворимой (карбонатной) части в песчаниках (а) и алевролитах (б)

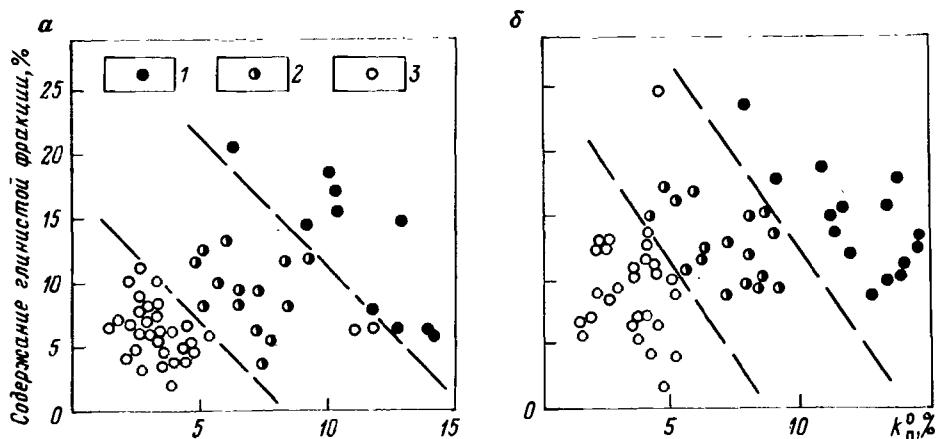


Рис. 40. Зависимость коэффициента открытой пористости $k_{\text{п}}^0$ от содержания глинистого материала в песчаниках (а) и алевролитах (б).

Содержание карбонатного материала, %: 1 — менее 25, 2 — 25–35, 3 — более 35

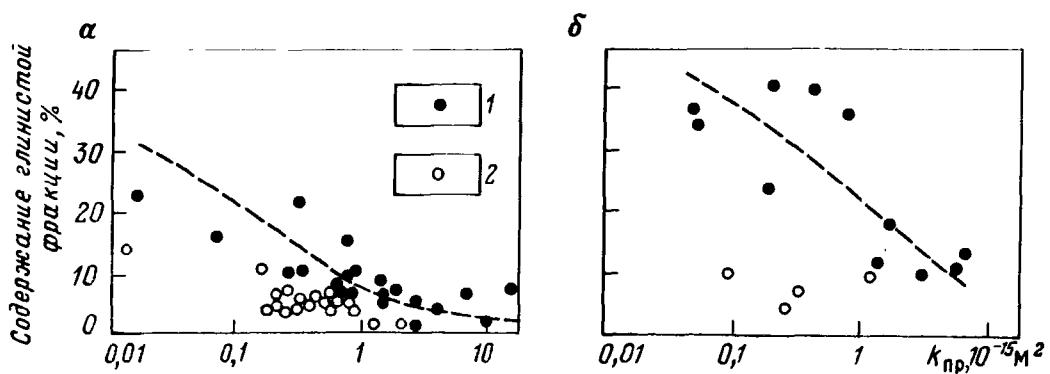


Рис. 41. Зависимость коэффициента проницаемости $k_{\text{пр}}$ от содержания глинистого материала.

а — песчаники, б — алевролиты.

Содержание карбонатного материала, %: 1 — до 25, 2 — более 25

время для пород со сгустково-поровым, сгустковым и пленочным типами цемента и пониженным содержанием глинистой части характерны более высокие значения коллекторских параметров. Следует отметить, что влияние глинистой составляющей больше сказывается на фильтрационных свойствах пород, чем на емкостных.

Поскольку чисто глинистые цементы в обломочных породах восточной части Прикаспийской впадины довольно редки, то нами выделены три совокупности пород, характеризующиеся различными количественными соотношениями глинистой и карбонатной составляющих цемента (см. рис. 40).

Первая совокупность пород с содержанием карбонатов до 25%; вторая — от 25 до 35%; третья — более 35%. Описанная выше обратная зависимость открытой пористости от содержания глинистой фракции отмечается лишь в первой совокупности пород (содержание карбонатного материала до 25%). Для пород второй и третьей совокупности подобная закономерность не наблюдается, так как их определяющим фактором емкостных свойств является уже не глинистый, а карбонатный материал. Это хорошо видно из данных, приведенных в табл. 7.

Величина проницаемости также зависит от содержания глинистой фракции (см. рис. 41). Интенсивность снижения проницаемости от увеличения глинистости для пород, содержащих более 25% карбонатной части, в 2 раза больше, чем для пород с содержанием карбонатов менее 25%.

Между емкостными и фильтрационными свойствами подсолевых песчано-алевритовых пород Прикаспийской впадины существует прямая зависимость (рис. 42) — чем больше $k_{\text{пп}}^0$, тем выше $k_{\text{пр}}$. Это свидетельствует о том, что на рассматриваемых глубинах в обломочных породах коллекторские свойства определяются межзерновым поровым пространством, трещиноватость еще не имеет широкого развития.

Среди песчаников и алевролитов выделены две совокупности пород по содержанию карбонатного материала (см. рис. 42). Первая совокупность с содержанием карбонатов до 25%, вторая — больше 25%. Породы,

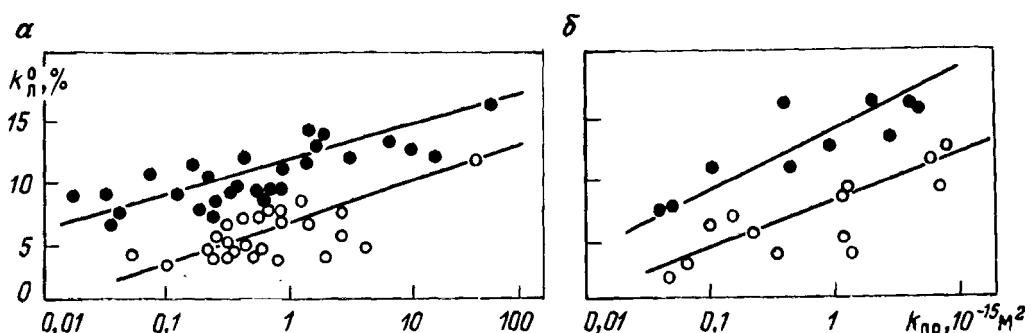


Рис. 42. Зависимость между коэффициентами открытой пористости $k_{\text{пп}}^0$ и проницаемости $k_{\text{пр}}$.

Условные обозначения см. рис. 41

Таблица 7

Коллекторские свойства песчаников с содержанием глинистой фракции до 7 %

| Площадь, скважина | Интервал глубины, м | Возраст | Плотность породы, г/см ³ | $k_{\text{п.}}^{\text{п.}} \%$ | $k_{\text{п.}}^{\text{о.}} \%$ | $k_{\text{пр.}} 10^{-15} \text{ м}^2$ | | k_{δ} | Карбонатность, % |
|---------------------------------------|---------------------|----------------|-------------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|---------------------------------------|-----------------------|--------------|------------------|
| | | | | | | перпендикулярно наслоению | параллельно наслоению | | |
| <i>Песчаники</i> | | | | | | | | | |
| Кенкияк, Г-86 | 4096–4103 | P ₁ | 2,47 | 13,8 | 12,8 | 2,15 | 6,49 | 0,87 | 18,1 |
| Бинкжал, СГ-2 | 4935–4936 | P ₁ | 2,43 | — | 9,0 | — | 0,63 | — | 8,8 |
| Арансай, 2 | 4465–4472 | P ₁ | 2,48 | — | 8,0 | 0,09 | 0,26 | — | 31,2 |
| Бинкжал, СГ-2 | 5499–5504 | C ₁ | 2,62 | — | 3,7 | — | 0,24 | — | 40,2 |
| <i>Песчаники глинисто-алевритовые</i> | | | | | | | | | |
| Каратюбе, 25 | 4407–4412 | P ₁ | 2,43 | 16,0 | 13,9 | 1,10 | 0,001 | 0,90 | 23,9 |
| Кенкияк Г-86 | 3913–3917 | P ₁ | 2,45 | 16,1 | 14,0 | 1,27 | 1,50 | 0,90 | 22,4 |
| Кенкияк, Г-86 | 4109–4114 | P ₁ | 2,43 | 13,1 | 11,8 | — | 15,28 | 0,91 | 22,4 |
| Кенкияк, Г-108 | 3855–3862 | P ₁ | 2,46 | 15,1 | 12,7 | 2,98 | 1,85 | 0,90 | 19,9 |
| Кенкияк, Г-107 | 4170–4178 | P ₁ | 2,55 | 7,8 | 7,2 | 0,001 | 0,62 | 0,95 | 31,1 |
| Бинкжал, СГ-2 | 5499–5504 | C ₁ | 2,58 | — | 5,23 | 0,001 | 0,001 | — | 30,7 |
| Кенкияк, Г-87 | 4040–4048 | P ₁ | 2,63 | 2,6 | 2,2 | 0,001 | 0,001 | 0,98 | 35,6 |
| Кенкияк, Г-107 | 4060–4068 | P ₁ | 2,59 | — | 3,1 | — | 0,001 | 0,95 | 39,4 |
| Кенкияк, Г-107 | 4083–4091 | P ₁ | 2,62 | 4,8 | 3,2 | — | 0,82 | 0,97 | 36,7 |
| Бинкжал, СГ-2 | 5499–5504 | C ₁ | 2,62 | — | 3,8 | — | — | — | 42,3 |

в которых содержание карбонатного материала не превышает 25 %, обычно мелкозернистой структуры — это или же мелкозернистые песчаники, или же алевролиты. Породы первой совокупности характеризуются более высокими суммарными значениями полезной емкости, которые изменяются от 5,7 до 14,0 %. Для пород второй совокупности характерны суммарные значения полезной емкости от 2,5 до 9,0 %. Повышенная емкость пород первой совокупности характерна для разностей с более тонким гранулометрическим составом, т. е. с более мелким размером пор и поровых каналов. Отличительной особенностью подсолевых песчано-алевритовых образований Прикаспийской впадины является то, что при одинаковой k_p^0 мелкозернистые породы имеют более высокую проницаемость по сравнению с более грубозернистыми. Так, например, при k_p^0 8 % алевролиты первой совокупности имеют $k_{\text{пр}} (0,16-0,2) \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$, а песчаники $(0,03-0,1) \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$, т. е. в 2 раза меньше. Алевролиты второй совокупности обладают $k_{\text{пр}} (6-6,5) \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$, а песчаники $(4-4,5) \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$. Это положение объясняется тем, что в породах более мелкого гранулометрического состава, в частности в алевролитах, содержится, как правило, меньшее количество глинистого материала.

Величины коллекторских параметров глубокозалегающих подсолевых палеозойских пород Прикаспийской впадины позволяют отнести песчаники и алевролиты, по А.А. Ханину, к коллекторам IV, V, VI классов. Породы-коллекторы более высоких классов были встречены лишь на месторождении Кенкияк в скв. Г-104, интервал глубин 4165–4171 м, и представлены крупно-среднезернистыми, полимиктовыми, хорошо отсортированными ($S_o = 1,4 \div 1,7$) песчаниками. Величина k_p^0 их составляет 16,3–16,5 %, а $k_{\text{пр}} (1197,8-1415,7) \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$.

Таким образом, пористость и проницаемость обломочных пород, являясь одним из основных показателей коллекторских свойств, определяется медианным диаметром, степенью отсортированности, минеральным составом, количеством и типом цемента, а также постседиментационными процессами.

Обращает на себя внимание тот факт, что для подсолевых песчано-алевритовых образований в целом наблюдается улучшение емкостных и фильтрационных свойств с уменьшением медианного размера зерен, ухудшением степени их отсортированности и увеличением в них глинистой составляющей в цементе. Исключение составляют лишь нижнепермские нефтенасыщенные песчаники, для которых существует прямая связь между литологическими коэффициентами и величинами пористости и проницаемости. Содержание карбонатного материала в них не превышает 20–25 %. Такое положение объясняется тем, что в породах с низкими коллекторскими свойствами аутогенное минералообразование происходило в меньших масштабах, чем в породах с высокими фильтрационными свойствами — с лучшей отсортированностью, большим медианным диаметром обломочных зерен и более низким содержанием аллотигенного глинистого цемента. В нефтенасыщенных породах аутогенное минералообразование не происходило, а если и отмечалось, то в незначительном количестве.

СТРУКТУРА ПОРОВОГО ПРОСТРАНСТВА, ВРЕМЯ И УСЛОВИЯ ЕГО ФОРМИРОВАНИЯ

Распространение пород-коллекторов разнообразно и сложно, что определяется, как известно, условиями седиментации и постседиментационными процессами. Большое значение для оценки коллекторов имеет характеристика морфологии и структуры порового пространства, так как поровое пространство является основным показателем емкости пород. Формирование первичного порового пространства в обломочных породах на стадиях седиментогенеза и раннего диагенеза обусловлено физико-химическими процессами, протекающими еще в нелитифицированном осадке. При этом структура порового пространства определяется видом упаковки обломочных зерен, степенью их отсортированности, а также степенью цементации. В условиях почти затвердевшего осадка формирование порового пространства определяется процессами уплотнения, перекристаллизации, выщелачивания менее стойких компонентов и образованием аутогенных минералов.

Изучение керна из глубоких скважин и экспериментальные исследования показали, что горные породы могут сохранять первичные коллекторские свойства и приобретать вторичное поровое пространство.

Сохранение породами первичных коллекторских свойств предопределяется: 1) литолого-геологическими свойствами пласта; 2) химическими свойствами флюидов и 3) механическим влиянием флюидов.

Литолого-геологические свойства пласта-коллектора, способного сохранить первичные коллекторские свойства, как правило, формируются в стадию седиментогенеза. Из обломочных пород наиболее распространеными коллекторами являются песчаники и крупнозернистые алевролиты. Среди них более всего предрасположены к сохранению первичных фильтрационно-емкостных свойств крупно- и среднезернистые песчаники без цемента или с низким его содержанием, имеющие крупные размеры пор. При погружении на значительные глубины поры хотя и уменьшаются по размеру, но остаются еще открытыми. Однородность размера частиц предопределяет повышенную пористость и, при наличии крупнозернистых частиц, большой размер пор. Это благоприятствует сохранению пористости при погружении на значительные глубины.

Большая мощность пластов помогает сохранению коллекторских свойств. При погружении глинистые породы уплотняются быстрее, в результате из них отжимается свободная вода, которая поступает в соседние пласты-коллекторы. Вследствие химического взаимодействия между собственными флюидами и отжатыми из глин происходит выпадение солей. Накопление солей с течением времени приводит к закупорке пор и потере проницаемости в приконтактных зонах породы-коллектора. Таким образом, пласт большой мощности изолируется от поступления флюидов извне и тем самым сохраняется как коллектор. Если пласт имеет небольшую мощность, вторичное минералообразование может охватить его полностью и исключить из разряда коллекторов.

В стадию катагенеза особенно интенсивно происходит образование

аутигенных минералов, таких, как кальцит, доломит, кварц, сульфаты и других, которые при выпадении из растворов заполняют поровое пространство и снижают коллекторские свойства пород. Выпадение новообразованных минералов связано с пластовыми водами, изменением их физико-химических свойств. Если же поровое пространство заполнено нефтью, процессы вторичного минералообразования сильно подавлены или же не проявляются вообще. В таком случае сохраняются первичные коллекторские свойства пород.

Механическое влияние флюидов благоприятно действует на сохранение коллекторских свойств пород, особенно если флюиды находятся под большим давлением, значительно превышающим гидростатическое. Тогда флюиды действуют, как распорка, не позволяющая смыкаться трещинами и способствующая сохранению пористости.

Возникновение в породах нового порового пространства наблюдается повсеместно в природных условиях. Формирование вторичной пористости в песчано-алевритовых породах происходит в результате растворения и выноса неустойчивых соединений и растрескивания пород с образованием зияющих трещин. Главными факторами вторичных преобразований обломочных пород являются давление, температура, состав подземных вод и степень их минерализации, а также длительность воздействия всех вышеуказанных факторов на породу.

Растворение и вынос неустойчивых компонентов в стадию катагенеза практически происходит во всех осадочных породах, однако наиболее интенсивно в тех, которые обладают повышенными фильтрационными свойствами.

Процессы растворения наиболее интенсивно проявляются в обломочных породах с карбонатным и сульфатным цементами и схожи с аналогичными процессами в карбонатных отложениях. Процессы растворения в песчаниках и алевролитах с цементом порового и базального типов, как правило, положительно сказываются на формировании емкостных и фильтрационных свойств пород.

Изучение распределения кальцита в песчано-алевритовых породах по надсолевым отложениям Прикаспийской впадины показало, что количество кальцитового цемента понижается от приповерхностной зоны до 2000–2500 м, а затем начинает увеличиваться (рис. 43). Особенno интересно то, что наблюдается плавное смыкание содержаний карбонатов в обломочных породах как по подсолевым, так и надсолевым отложениям. Это указывает на то, что в обоих случаях основным фактором перераспределения кальцита является температура, а не давление. В случае доминирующего влияния давления на содержание кальцита в породах в подсолевых отложениях, с наличием АВПД, должно быть скачкообразное изменение количества кальцита, как это наблюдается с величинами полной пористости (рис. 44).

Как уже отмечалось, температура подсолевых палеозойских отложений в значительной мере определяется мощной соляной толщей кунгурского яруса нижней перми. Подсолевые отложения, залегающие непосредственно под мощными соляными куполами или массивами, имеют

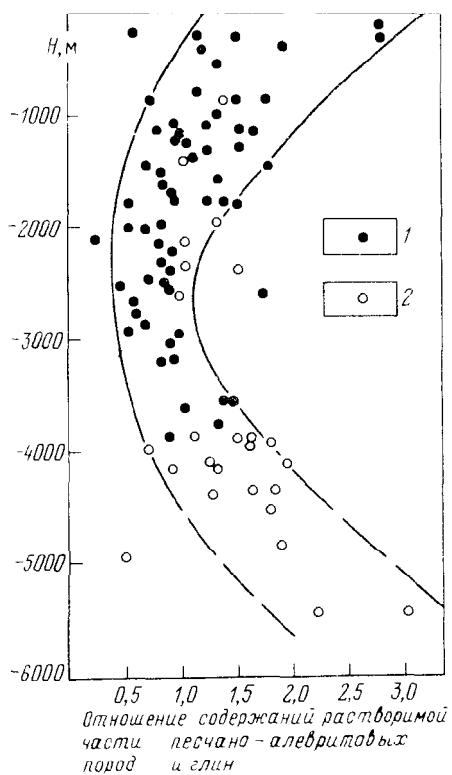


Рис. 43. Зависимость отношений содержаний растворимой части песчано-алевритовых пород и глин от глубины. Отложения: 1 — надсолевые, 2 — подсолевые

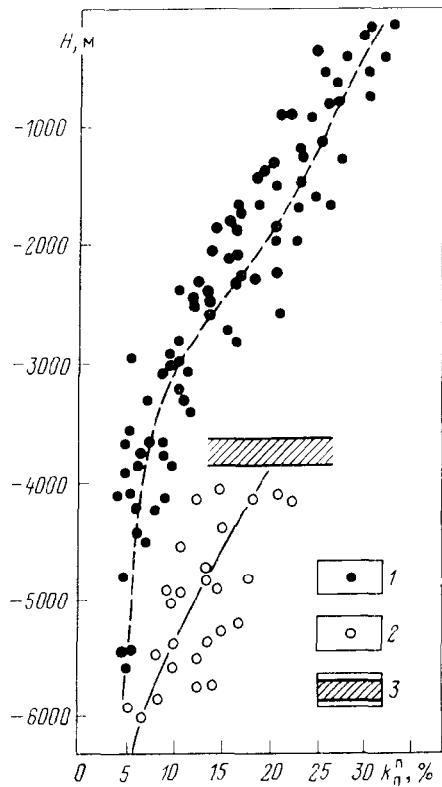


Рис. 44. Зависимость коэффициента полной пористости k_p^n песчано-алевритовых пород с глубиной. Отложения: 1 — надсолевые, 2 — подсолевые; 3 — кровля подсолевых отложений

всегда меньшую температуру, чем в межкупольных зонах, где галогенные породы практически отсутствуют. Разница температур под соляными массивами и в межкупольных зонах на равных глубинах достигает 25–35 °С. В шлифах таких пород под микроскопом видны следы растворения и корродированные зерна кальцита. Ниже 2500 м появляются новообразованные зерна, а начиная с 4000–4500 м и глубже — там, где в породах появляется трещиноватость, кальцит обычно заполняет трещины (рис. 45).

Вторичная пористость, возникшая за счет растворения и выноса минеральных соединений, известна в Прикаспийской и Днепровско-Донецкой впадинах, в Припятском прогибе [6] и других районах СССР.

И, наконец, оценить важную роль в формировании коллекторских свойств обломочных пород, особенно на больших глубинах, играет расщепление пород. Многочисленные исследования показали, что при расщеплении пород объем их порового пространства возрастает незначительно, но сильно увеличивается проницаемость. Способность расщепляться свойственна хрупким малопластичным породам. Плотные непроницаемые породы благодаря расщеплению могут стать коллекторами

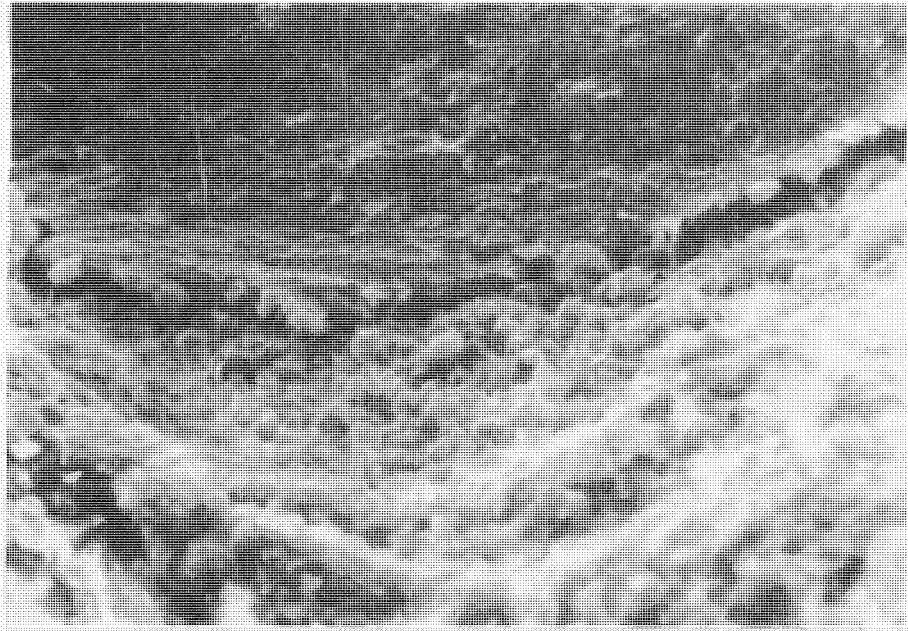


Рис. 45. Рост кристаллов вторичного кальцита в трещине песчаника. Кенкияк, скв. Г-103, интервал глубин 4257–4269 м. $\times 1000$

трещинного или же смешанного типов. Горные породы с малой межзерновой пористостью (2–3 %) и низкой проницаемостью ($< 1 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$), но при наличии трещин могут содержать УВ и отдавать их в скважины.

Обломочные породы традиционно считаются породами-коллекторами с межзерновым типом порового пространства. Пористость и проницаемость таких пород определяется размером обломочных зерен, степенью их отсортированности, количеством и типом цементирующего материала.

В подсолевом комплексе впадины нефтенасыщенные песчаники и алевролиты относятся к I–IV классам (по А.А. Ханину) межзерновых коллекторов. Однако среди подсолевых обломочных образований имеются породы-коллекторы с трещинным и смешанным типом порового пространства, по своим фильтрационно-емкостным свойствам соответствующих V–VII классам классификации К.И. Багринцевой. В пределах Прикаспийской впадины, например, терригенные породы приобретают способность расстремливаться на глубине 4000–4500 м.

Как известно, все коллекторы по структуре порового пространства делятся на две основные группы — простые и сложные. Простые характеризуются одной системой фильтрации, состоящей из пор и поровых каналов или трещин. Они, как правило, распространены в песчано-алевритовых породах. Сложные коллекторы отличаются наличием пор, каверн, карстовых полостей, трещин и т. д. Фильтрация флюидов происходит по каналам и трещинам разного размера. По структурно-морфологическим признакам в обломочных породах на больших глубинах выделяются межзерновые поры, каверны растворения и трещины.

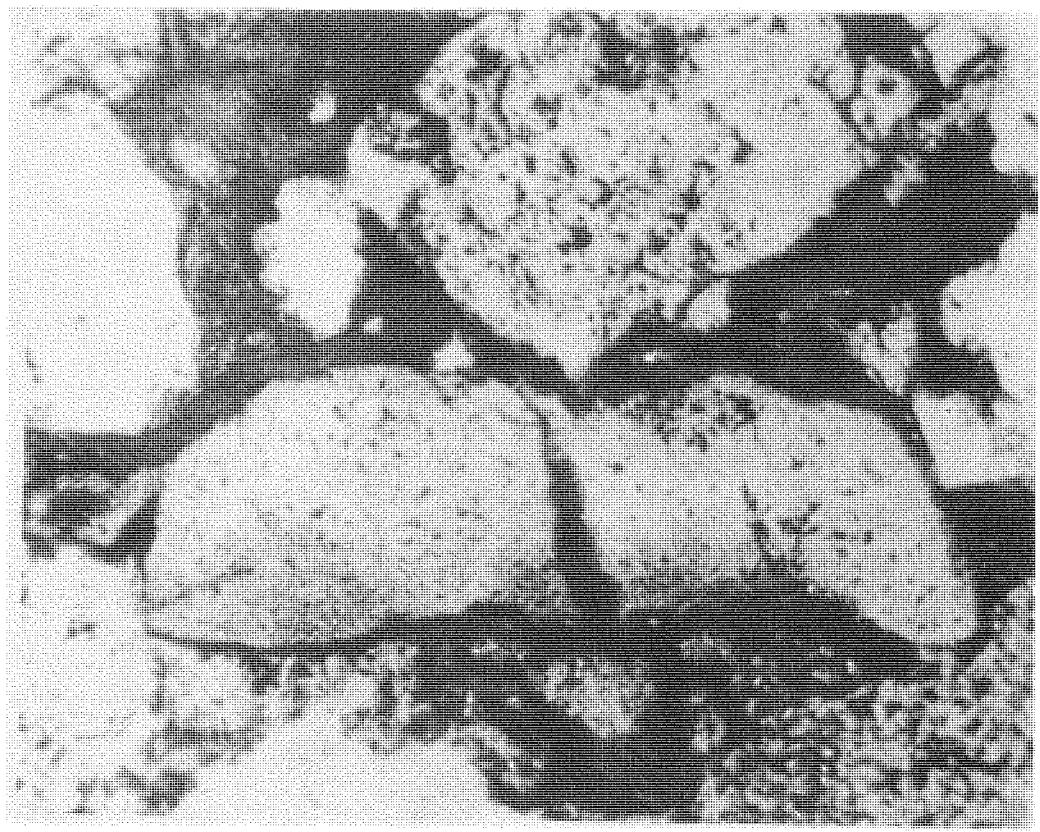


Рис. 46. Гравелит с порами выщелачивания и трещинами (черное). Шолькара, скв. Г-3, интервал глубин 3513–3516 м. $\times 10$, ник. 1. Шлиф пропитан смолой

Опыт исследовательских работ показал, что на глубинах свыше 4000 м доминирующей емкостью пород-коллекторов, не содержащих нефти и газа, является вторичное поровое пространство.

Межзерновые поры представляют собой промежутки между обломочными зернами. Форма межзерновых пор определяется видом упаковки, степенью однородности обломочных зерен и типом их цементации. Размер пор обычно меньше размера обломочных зерен, реже равен им. Сообщаются поры между собой при помощи межзерновых каналов и микротрещин. В глубокозалегающих обломочных породах Прикаспийской впадины, исследованных на ртутном поромёре, радиус поровых каналов изменяется от 0,01 до 10 мкм, преобладают же поровые каналы с радиусом до 5 мкм. Среди подсолевых отложений пустоты растворения встречаются лишь в нижней перми. Они образовались вследствие растворения и выноса карбонатного цемента. В грубообломочных породах, таких, как гравелиты и конгломераты, пустоты растворения относятся к новообразованным. Размер их в грубообломочных породах колеблется от 0,02 до 3 мм (рис. 46). В мелко-среднезернистых песчаниках также изредка встречаются пустоты выщелачивания (рис. 47). Сообщаются они по макро- и микротрещинам. Долевое участие пустот растворения в емкости обломоч-

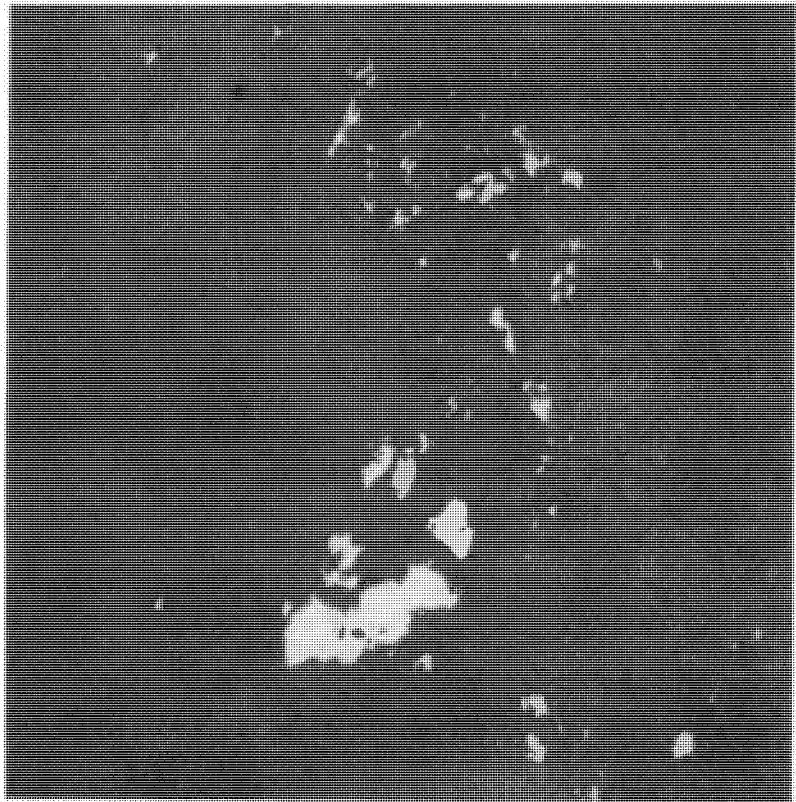


Рис. 47. Морфоструктурная особенность порового пространства в Мелкозернистом песчанике.
Кенкияк, скв. Г-111, интервал глубин 3905–3909 м. $\times 100$

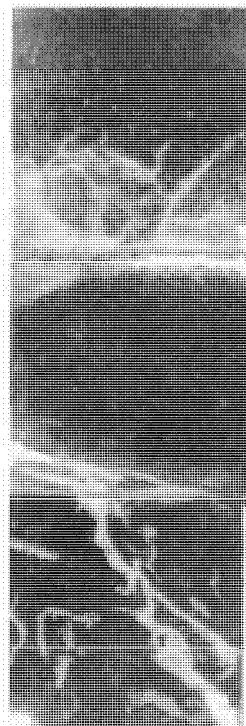


Рис. 48. Песчаник мелкозернистый, трещиноватый.
Шолькара, скв. Г-3, интервал глубин 3545–3553 м.
Образец насыщен люмонофором (трещины — белое).
Разворотка кубика

ных пород не превышает 10–20 %, что соответствует пористости 2–3 %.

Термин "трещиноватость" был введен Е.М. Смеховым в 1962 г. для характеристики горных пород, рассеченных трещинами. При этом трещины рассматриваются как своеобразный вид порового пространства, в котором роль зерен играют плотные, нетрещиноватые участки породы, а роль пор — трещины.

Изучение кернового материала, извлеченного с больших глубин, показывает, что в осадочных породах под действием давления, температуры, геотектонического режима развития территории и ряда других факторов происходит смена порового пространства трещинным.

Образование трещин происходит на различных этапах диагенеза и катагенеза в результате проявления постседиментационных процессов, а также растрескивания пород под действием тектонических сил, давления, естественного гидроразрыва и других вторичных преобразований.

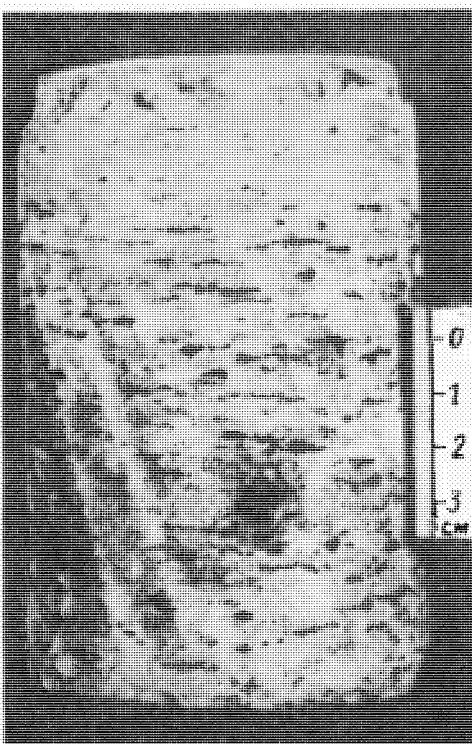
Микротрещины, как уже упоминалось, подразделяются на литогенетические, гидроразрыва и тектонические. Литогенетические трещины ориентированы параллельно наслоению. Тектонические трещины в основном прямолинейные и извилистые (рис. 48). По отношению к напластованию пород среди них выделяются вертикальные, наклонные и горизонтальные (рис. 49), причем горизонтальные трещины пользуются наибольшим распространением. Поверхность стенок обычно шероховатая или же гладкая. По раскрытии трещины делятся на очень узкие (0,001–0,01 мм), узкие (0,01–0,05 мм), широкие (0,05–0,1 мм) и очень широкие (0,1–0,5 мм). Трещины с раскрытием 0,5 мм и более относятся к макротрещинам [3]. Раскрытие трещин в обломочных породах Прикаспийской впадины изменяется от 0,01 до 135 мкм (рис. 50). Встречаются трещины короткие (10–30 мм) и длинные (> 30–50 мм).

Трещины, выявленные в обломочных породах подсолевого комплекса Прикаспийской впадины, не являются одновозрастными. К первой, наиболее ранней генерации относятся трещины шириной 1–1,5 мм. Они, как правило, полностью выполнены кальцитом. Ко второй генерации — полые микротрещины, секущие трещины первой генерации.

Стандартные методы изучения литолого-петрофизических свойств осадочных пород, залегающих на глубинах свыше 4000 м, оказались недостаточно информативными, так как породы затронуты вторичными процессами и имеют не только поровый тип коллектора, а также трещинный и смешанный. В связи с этим для изучения структуры порового пространства и условий его формирования были применены нестандартные методы, характеризующие упруго-деформационные свойства горных пород. К ним относятся физико-механические свойства пород, скорости распространения УЗВ и люминесцентная дефектоскопия.

При характеристике физико-механических свойств пород нами принята классификация Л.А. Шрейнера, согласно которой выделяются три класса. К первому классу относятся упруго-хрупкие и хрупкие породы, коэффициент пластичности ($k_{пл}$) которых не превышает единицу, а твердость по штампу ($P_{ш}$) составляет не менее $(300–400) \cdot 10^7$ Н/м². Ко второму классу относятся пластично-упругие и упруго-пластичные породы с $k_{пл}$

Рис. 49. Песчаник с горизонтальными трещинами (черное), заполненными нефтью.
Кенкияк, скв. Г-110, интервал глубин 4158–4165 м.
Внешний вид образца



1–6 и P_w (40–300) · 10^7 Н/м². Третий класс объединяет высоко-пластичные осадочные образования, k_{pl} их изменяется от 6 до бесконечности, а P_w не превышает 50 · 10^7 Н/м².

Породы первого класса в подсолевых палеозойских отложениях Прикаспийской впадины не встречены. Обломочные образования подсолевого комплекса впадины в основном относятся ко второму классу (табл. 8). Породы третьего класса в Прикаспии представлены каменной солью, глинистыми образованиями с большим содержанием набухающих компонентов и высокопористыми известняками. Глинистые образования со значительным количеством набухающих пакетов встречены в нижнекаменноугольных и нижнепермских отложениях разрезов скважин площадей Кенкияк, Юго-Западный Улькентюбе, Бинкжал и др.

Обломочные образования подсолевого комплекса Прикаспийской впадины являются пластично-хрупкими и относятся, как было сказано выше, ко второму классу. Из табл. 8 видно, что k_{pl} подсолевых пород изменяется от 1,1 до 5,0, а P_w составляет (51–350) · 10^7 Н/м². Такие

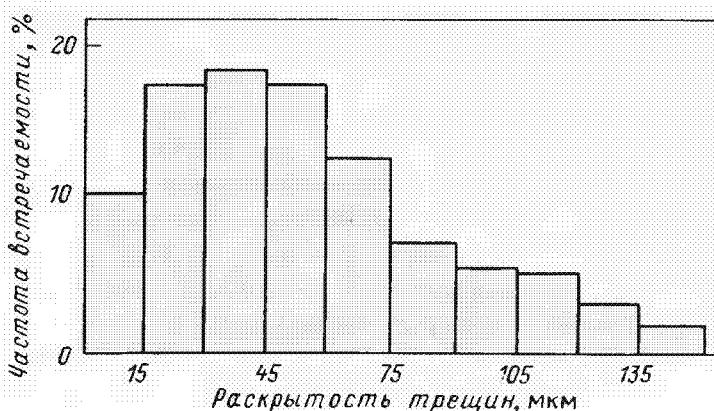


Рис. 50. Гистограмма распределения раскрытия трещин в обломочных породах

Таблица 8

**Физико-механические свойства подсолевых обломочных пород
Прикаспийской впадины**

| Порода | Предел текучести, 10^7 Н/м^2 | $P_{\text{ш}}, 10^7 \text{ Н/м}^2$ | $k_{\text{пл}}$ |
|--------------------------|---|------------------------------------|-----------------|
| Гравелиты и конгломераты | 140–340 | 150–350 | 1,1–2,3 |
| | 190 | 230 | 1,9 |
| Песчаники | 40–202 | 51–235 | 1,2–5,0 |
| | 95 | 132 | 1,7 |
| Алевролиты | 35–125 | 51–182 | 1,1–2,2 |
| | 78 | 90 | 1,6 |

Примечание. В числителе — минимальная и максимальная величины; в знаменателе — средняя величина.

значительные колебания физико-механических параметров подсолевых обломочных образований зависят от минерального состава обломочных зерен, структурно-текстурных особенностей, минерального состава, количества и типа цементирующего вещества, величины пористости и типа порового пространства.

Обломочные породы, как правило, полимиктового состава, сложены кварцем, полевыми шпатами, обломками кремнистых, глинистых, эфузивных и карбонатных пород. Сортировка пород средняя и низкая. Форма зерен изменяется от окатанной до угловатой, часто они корродированы. Цемент карбонатного, глинистого и смешанного составов, тип поровый, контактный, пленочный сгустковый, базальный и смешанный.

Микроскопическое изучение обломочных пород позволяет выделить в них точечные типы контактов между зернами, на долю которых приходится 50–60 %. Конформные и инкорпорационные типы контактов встречаются лишь в единичных случаях. Число контактов на одно зерно колеблется от нуля до 10, составляя преимущественно 4–5. По степени уплотнения, как было отмечено выше, обломочные породы относятся к группе уплотненных и сильно уплотненных. k_{δ} их колеблется от 0,75 до 0,95 (см. табл. 7).

Наиболее существенное влияние на физико-механические свойства подсолевых обломочных пород оказывают цементирующий материал и постседиментационные процессы, особенно кальцитизация.

В подсолевых обломочных образованиях цементом служит глинистое и карбонатное вещество, находящееся в породах в различных соотношениях. В породах, изначально имеющих повышенное содержание глинистого материала в цементе, наблюдается пониженное содержание карбонатов и, наоборот, чем больше в цементе обломочных пород карбонатного вещества, тем меньше глинистого. Это явление связано со вторичными процессы-

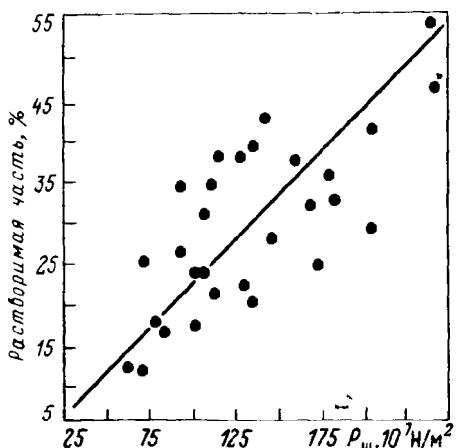


Рис. 51. Зависимость твердости $P_{ш}$ от содержания карбонатной, растворимой части в песчаниках

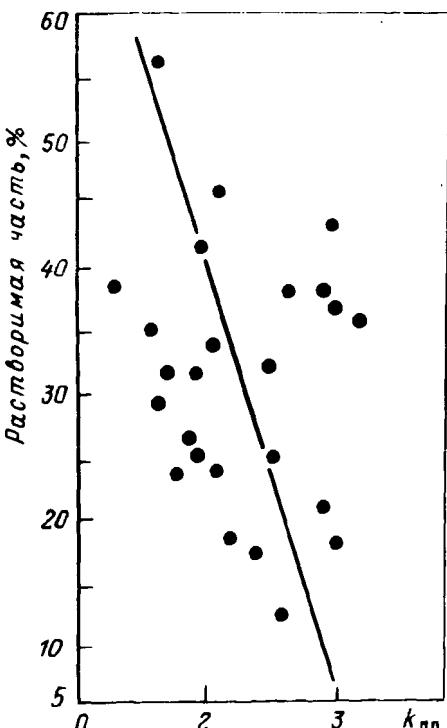


Рис. 52. Зависимость коэффициента пластичности $k_{пл}$ от содержания карбонатной, растворимой части в песчаниках

ми кальцитизации, которые существенно влияют на состав, количество и тип цемента, а также на структуру порового пространства и тем самым полностью определяют их физико-механические свойства.

Как видно из табл. 8, самыми твердыми среди обломочных пород оказались гравелиты и конгломераты, т. е. породы, сложенные крупными зернами. Твердость их по штампу варьирует в пределах $(150-350) \times 10^7$ Н/м², составляя в среднем $230 \cdot 10^7$ Н/м². С уменьшением размера обломочных зерен наблюдается снижение твердости пород. Так, например, $P_{ш}$ песчаников в среднем составляет $132 \cdot 10^7$ Н/м², а алевролитов 90×10^7 Н/м². Теперь, сопоставляя твердость пород с количеством содержащегося в них карбонатного цемента, видим, что связь между ними прямая, т. е. возрастание размера обломочных зерен сопровождается увеличением содержащегося в породах количества карбонатного материала. Содержание растворимой части в алевролитах (см. табл. 7) в среднем составляет 24,1 %, в песчаниках 28,1 %, в гравелитах и конгломератах 31,5 %. Рост $P_{ш}$ пород с увеличением содержащегося в них карбонатного материала для песчаников иллюстрируется на рис. 51.

Карбонатный материал в значительной степени определяет также и пластические свойства обломочных пород, их склонность к трещинообразованию. Чем больше в породах карбонатного цементирующего материала, тем они более склонны к образованию в них трещин. Это хорошо видно на графике зависимости $k_{пл}$ от содержания карбонатной растворимой части в песчаниках подсолевого комплекса Прикаспийской впадины

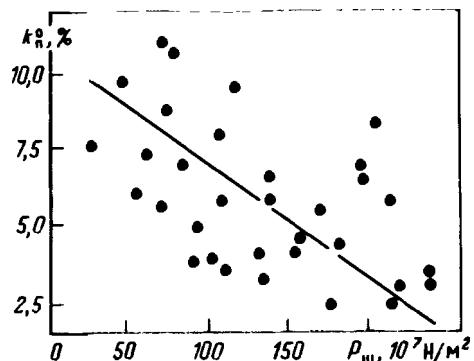


Рис. 53. Зависимость твердости $P_{ш}$ от коэффициента открытой пористости k_n^o в песчаниках

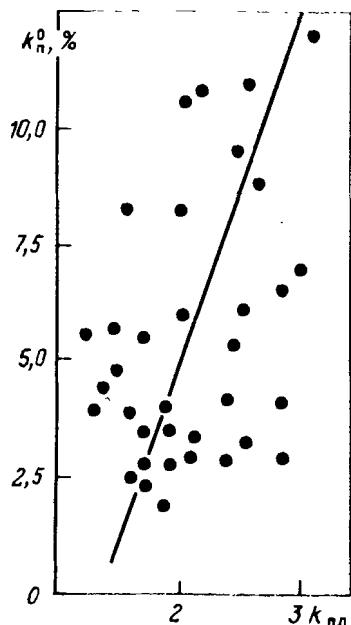


Рис. 54. Зависимость коэффициента пластичности $k_{пл}$ от коэффициента открытой пористости k_n^o в песчаниках

(рис. 52). Величины $k_{пл}$ становятся меньше и приближаются к единице. Это объясняется тем, что вторичный карбонатный материал, откладываясь в свободном межзерновом поровом пространстве пород, укрепляя узлы связи отдельных зерен и тем самым повышал их склонность к трещинообразованию. Трещины в подсолевых отложениях Прикаспийской впадины наблюдаются практически во всех разностях обломочных пород с низкой пластичностью.

Твердость и пластичность обломочных пород находятся в количественной связи с пористостью, размером, числом и типом пор. Объясняется это тем, что имеющиеся между обломочными зернами поры, соединяющие каналы и тонкие трещины, при нагружении смыкаются. Это влечет за собой увеличение $k_{пл}$ и снижение $P_{ш}$ пород, что иллюстрируется рис. 53 и 54. Обломочные образования с высокой пористостью характеризуются низкой твердостью и повышенной пластичностью. Снижение пористости сопровождается возрастанием $P_{ш}$ и снижением $k_{пл}$.

Сравнивая средние значения $P_{ш}$ и $k_{пл}$ алевролитов, песчаников, гравелитов и конгломератов, приведенные в табл. 8, видим, что рост твердости, как и коэффициента пластичности происходит от алевролитов к гравелитам и конгломератам. Это как бы противоречит нашим высказываниям, приведенным выше, т. е. при увеличении $P_{ш}$ пород уменьшается $k_{пл}$. При сравнении прочностных и пластических свойств пористых пород следует учитывать структуру и размер порового пространства.

Как известно, в обломочных породах без цемента межзерновые поры по своему размеру не превышают 0,154–0,414 диаметра слагающих их зерен. Для подсолевых обломочных образований характерны следующие

диаметры пор: для алевролитов 0,005–0,01 мм, песчаников 0,04–0,5 мм, гравелитов и конгломератов — не более 0,8 мм. Полная пористость обломочных пород также возрастает от алевролитов к грубообломочным породам. Наличие в грубообломочных разностях более крупных по размеру пор определило их физико-механические свойства, т. е. при большей P_w наблюдается их повышенная пластичность по отношению к песчаникам и алевролитам. В целом в каждой группе пород общая закономерность снижения k_{pl} с ростом пород сохраняется.

Для выявления типов пустот и определения их местоположения ультразвуковому прозвучиванию были впервые подвергнуты образцы терригенных пород подсолевого комплекса Прикаспийской впадины. Изучаемые обломочные образования характеризуются широким диапазоном скоростей распространения УЗВ. Так, например, наименьшая скорость УЗВ среди обломочных пород наблюдается у алевролитов (3450–3700 м/с), наибольшая у грубообломочных разностей (4100–5500 м/с). Определения скорости прохождения УЗВ в образцах в трех взаимно перпендикулярных направлениях показали, что неслоистые, массивные породы, не содержащие трещин, характеризуются близкими значениями скоростей УЗВ. Максимальные величины скоростей различных типов плотных нетрециноватых пород довольно сильно отличаются друг от друга (табл. 9). Наиболее близкие по значениям скорости УЗВ наблюдаются при исследовании пористых и плотных разностей пород, независимо от их минерального и гранулометрического составов. Скорости распространения УЗВ в двух взаимно перпендикулярных направлениях (I и II) в плотных, низкопористых и пористых обломочных породах, отобранных из подсолевых отложений на разных площадях Прикаспийской впадины, одинаковы (рис. 55). Точки величин скоростей УЗВ на графике группируются рядом с диагональной линией. Сопоставление скорости прохождения УЗВ и пористости пород-коллекторов порового типа показывает, что между ними наблюдается обратная зависимость. Скорость УЗВ уменьшается по мере увеличения пористости пород (см. рис. 11).

Как показали исследования, подсолевые обломочные породы пористостью более 10 % характеризуются скоростью УЗВ до 2500 м/с, пористостью 5–10 % — 2500–3500 м/с, а пористостью менее 5 % — выше 3500 м/с. Величины k_a и k_d у таких пород близки единице.

Наличие в обломочных породах макро- и микротрещин различной

Таблица 9

Характеристика максимальных значений скоростей УЗВ, м/с, обломочных пород подсолевого комплекса Прикаспийской впадины

| Порода | v_I | v_{II} | v_{III} |
|---------------------------|-------|----------|-----------|
| Конгломераты и гравелиты: | | | |
| Песчаники | 4100 | 5500 | 4700 |
| Алевролиты | 3900 | 4700 | 4200 |
| | 3500 | 3700 | 3450 |

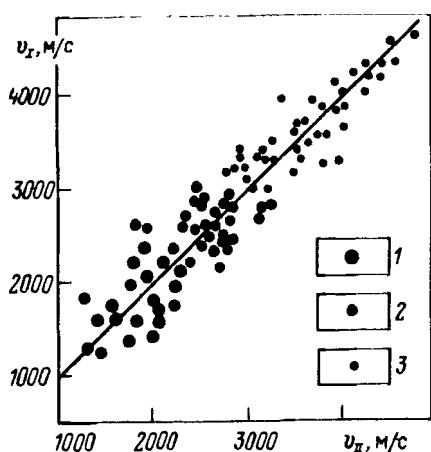


Рис. 55. Изменение скоростей распространения УЗВ в обломочных породах-коллекторах порового типа восточной части Прикаспийской впадины

Породы: 1 — пористые, 2 — низкопористые, 3 — плотные

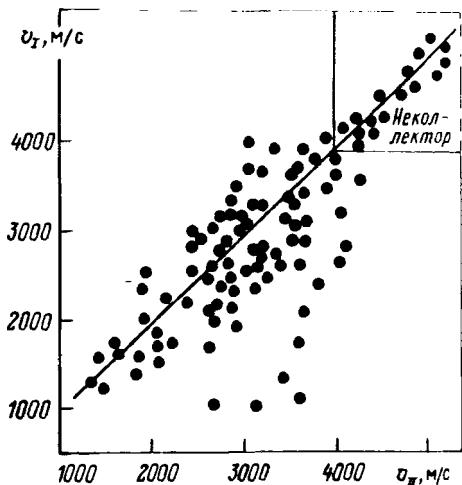


Рис. 56. Изменение скоростей распространения УЗВ в песчано-алевритовых породах восточной части Прикаспийской впадины

ориентировки, раскрытия и плотности снижает время прохождения УЗВ в перпендикулярном и параллельном напластованию пород направлениях. Благодаря этому величины скоростей УЗВ меняются в широких пределах для одного и того же образца. Широкий диапазон изменения скоростей УЗВ наблюдается у обломочных пород в двух случаях. Во-первых, когда породы обладают пористостью не выше 4 % и когда раскрытие трещин не менее 0,5 мм. Число трещин, их протяженность и раскрытие выявляются при насыщении исследуемых пород люминофором.

По данным об изменении скорости прохождения УЗВ в обломочных породах нами выделены четыре зоны, которые характеризуются развитием трещин определенной ориентировки или же их отсутствием (рис. 56). В первой зоне (ниже диагональной линии) породы имеют низкие величины скорости УЗВ в направлении, перпендикулярном к наслению пород ($v_L < v_{||}$). Это свидетельствует о наличии трещин, ориентированных параллельно наслению пород. Во второй зоне (выше диагональной линии) пониженные скорости УЗВ отмечаются в направлении, параллельном наслению пород ($v_L > v_{||}$), что свидетельствует о присутствии в породах вертикальных трещин. В третьей зоне (в пределах диагональной линии) породы характеризуются пониженными величинами скоростей прохождения УЗВ как в параллельном, так и перпендикулярном направлениях наслению породы ($v_L = v_{||}$). Это присуще породам с преобладанием косых или взаимно пересекающихся вертикальных и горизонтальных трещин. В четвертой зоне (в пределах диагональной линии) породы обладают высокими, но близкими по величине скоростями УЗВ ($v_L = v_{||}$). Для обломочных образований их величина составляет более 4000 м/с. Высокие значения скоростей v_L , $v_{||}$ указывают на отсутствие в породах как пор, так и тре-

чин. Судя по результатам ультразвукового прозвучивания, основное развитие среди подсолевых обломочных образований Прикаспийской впадины получили горизонтальные (первая зона) и косые (третья зона) трещины. Трещины вертикальной ориентировки встречаются в них очень редко.

Большинство осадочных пород характеризуются сложным строением порового пространства, т. е. одновременным развитием пор, каверн, трещин. Как было отмечено выше, появилась возможность дифференцировать поровое пространство осадочных пород по типу, а для зияющих трещин — оценить их плотность и преобладающую ориентировку. Ранее считалось, что сложным поровым пространством обладают только карбонатные породы. Изучение морфологии и структуры порового пространства глубокозалегающих обломочных пород показало, что и для них характерно одновременное присутствие пор и трещин (см. рис. 11). Ультразвуковое прозвучивание подсолевых обломочных пород Прикаспийской впадины совместно с определением пористости позволило разделить породы-коллекторы на три типа — поровые, трещинные и смешанные.

Обломочные породы-коллекторы порового типа обладают обратной зависимостью между скоростью распространения УЗВ и открытой пористостью (см. рис. 11). Последняя изменяется от 6 до 16 %, а скорость УЗВ — соответственно от 3500 до 1500 м/с. Породы-коллекторы порового типа, пропитанные люминесцирующей жидкостью, в ультрафиолетовом свете обладают интенсивным и равномерным свечением.

В трещиноватых обломочных породах с пористостью, не превышающей 3 %, скорость прохождения УЗВ изменяется от 900 до 4000 м/с. При этом для них характерно полное отсутствие какой-либо зависимости между пористостью и скоростью УЗВ, т. е. при одной и той же величине открытой пористости скорости УЗВ изменяются в широких пределах. В ультрафиолетовом свете в образцах этих пород, насыщенных люминофором, наблюдается большое число трещин, ориентированных в основном по наслению, имеющих различные раскрытие и протяженность (рис. 57). Плотность трещин, подсчитанная по фотографиям образцов, насыщенных люминофором, изменяется от 0,6 до 2,0 см/см², а раскрытие их варьирует в широких пределах (табл. 10, см. рис. 50).

Таблица 10

Параметры трещиноватости песчано-алевритовых пород восточной части Прикаспийской впадины

| Порода | Раскрытие трещин, мм | Плотность трещин, см/см ² | Трещинная пористость, % | Трещинная проницаемость, 10 ⁻¹⁵ м ² |
|------------|----------------------|--------------------------------------|-------------------------|---|
| Песчаники | 0,01—0,15 | 0,60—1,43 | 0,2—0,51 | 9,43—173,01 |
| | 0,045 | 1,05 | 0,40 | |
| Алевролиты | 0,01—0,20 | 0,95—2,00 | 0,27—1,40 | 13,91—279,50 |
| | 0,048 | 1,37 | 0,70 | |

Примечание. В числителе — минимальная и максимальная величины; в знаменателе — средняя величина.

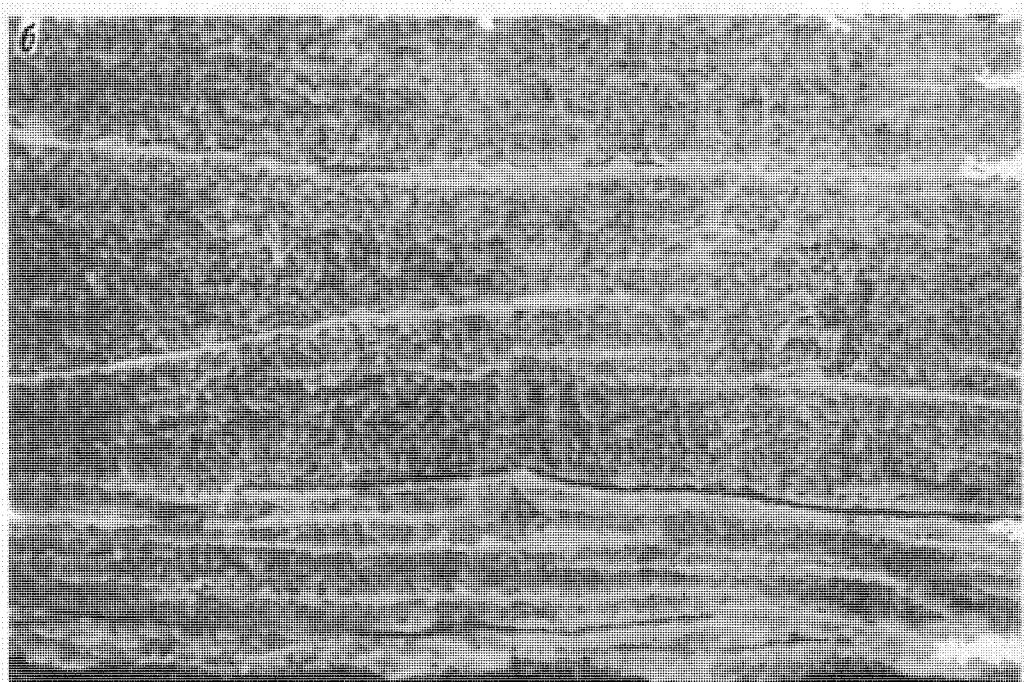
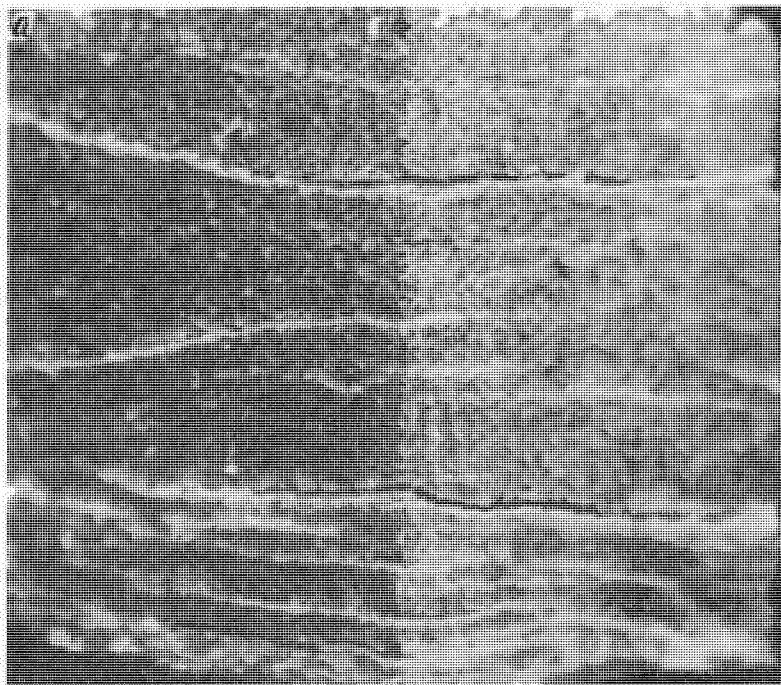


Рис. 57. Песчаник трещиноватый, насыщенный люминофором. Кенкияк, скв. Г-110, интервал глубин 4158–4165 м.
а – общий вид, б – развертка двух граней

Для обломочных пород со смешанным типом порового пространства наиболее характерны величины пористости от 3 до 6 %. В них наблюдается развитие трещин различной плотности и ориентировки. Такое промежуточное положение коллекторов со смешанным типом порового пространства определяется соотношением в них пор и трещин. При пропитке коллекторов этого типа люминофором наблюдается свечение как самой породы (пористые участки), так и трещин.

Обломочные породы-коллекторы смешанного и трещинного типов характеризуются повышенной анизотропией и дефектностью. k_a обломочных пород в зависимости от ориентировки трещин колеблется от 1,2 до 2,0 – для пород с вертикальными трещинами и от 0,25 до 0,6 – с горизонтальными. Величина k_d их не превышает 0,7.

Среди обломочных пород выделяется группа, обладающая высокими величинами скорости УЗВ (более 4000 м/с) и низкой открытой пористостью (см. рис. 11). Комплексное исследование упруго-деформационных свойств этих пород и люминесцентная пропитка позволили отнести их к группе пород-экранов.

Таким образом, сопоставление открытой пористости и скорости распространения УЗВ позволяет дифференцировать поровое пространство по типам коллекторов, а соотношение скоростей распространения УЗВ в заданных направлениях характеризует ориентировку трещин. Использование стандартного комплекса литолого-петрофизических исследований совместно с нестандартной методикой изучения физико-механических свойств пород, ультразвуковой и люминесцентной дефектоскопией позволяет выделить среди обломочных образований породы-коллекторы и породы-экраны. Породы-коллекторы классифицируются по типу порового пространства на поровые, трещинные и смешанные.

В глубокозалегающих обломочных породах подсолевого комплекса Прикаспийской впадины имеются все известные (кроме стилолитов) типы пустотного пространства. Наибольшим распространением пользуются коллекторы смешанного и трещинного типов. Разнообразие типов порового пространства является результатом совместного влияния седиментационных факторов и интенсивно протекавших в обломочных породах вторичных процессов.

Большой интерес с точки зрения развития пород-коллекторов на больших глубинах в западной и северо-западной внешних прибрежных зонах Прикаспийской впадины представляют терригенные отложения девона, залегающие на глубинах свыше 4 км. Коллекторами нефти и газа здесь служат мелкозернистые, кварцевые песчаники и алевролиты пашийского, старооскольского и воробьевского горизонтов. Большинство обломочных пород на изучаемой территории обладают унаследованной межзерновой пористостью и являются коллекторами порового типа. Типичный пример таких коллекторов – песчаники старооскольского горизонта Петропавловского месторождения (глубина залегания 4800 м) открытой пористостью до 18 % и проницаемостью до $140 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$. Песчаники серые, мелкозернистые, кварцевые, алевритистые, слабоглинистые, пористые, размер пор колеблется от 0,04 до 0,12 мм. Цемент представлен гли-

нистыми минералами: каолинитом, гидрослюдой и хлоритом [15]. Максимальная глубина залегания (5136–5144 м) коллекторов порового типа вскрыта Николаевской скв. 4. Здесь продуктивный пласт пашинского горизонта мощностью 2 м имеет открытую пористость около 20 %, а проницаемость $74 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$.

В терригенных отложениях девона на территории Волгоградской области, помимо коллекторов порового типа, известны также коллекторы трещинного типа. Они встречаются в пределах Коробковско-Линевской мульды. Приурочены трещинные коллекторы к окварцованным песчаникам и алевролитам Моисеевской и Ефимовской площадей. Пористость песчаников составляет 2,46–7,87 %, а проницаемость $0,1 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$. Наличие трещинной емкости также подтверждается резким падением давления при опробовании скважин.

Известно, что на емкостные и фильтрационные свойства обломочных пород по мере увеличения глубины их залегания большое влияние оказывают постседиментационные процессы. Встречаются регионы, где эти процессы проявились очень слабо. К таким регионам относится Азербайджан (продуктивная толща). На Апшеронском полуострове, например, в нефтеносных терригенных отложениях палеогенового возраста на глубинах 4400–4550 м наблюдаются лишь слабые признаки растворения и регенерации зерен кварца.

Изучение закономерностей распространения глубокозалегающих пород-коллекторов Азербайджана с высокими емкостными и фильтрационными свойствами показывает, что они приурочены, как правило, к областям развития АВПД. Причем, наблюдается улучшение фильтрационно-емкостных параметров пород-коллекторов по мере перехода к участкам с повышенными величинами АВПД. Это свидетельствует о том, что АВПД в значительной мере способствует сохранению в породах коллекторских свойств [15].

Сохранность фильтрационно-емкостных свойств пород-коллекторов зависит также от литологического состава пород, подстилающих и перекрывающих коллектор. Так, например, породы-коллекторы, заключенные между высокопластичными породами большой мощности, сохраняются без заметных вторичных изменений на глубинах, превышающих 5000 м.

В то же время в мезозойско-кайнозойских отложениях Азербайджана и красноцветной неогеновой толще Западной Туркмении установлено, что вторичная емкость в этих отложениях на больших глубинах появилась в результате образования трещин в аргиллитах, песчано-алевролитовых, эфузивных и карбонатных породах, приуроченных к тектонически активным зонам, а также в результате растворения неустойчивых минералов и выноса продуктов реакции за пределы породы.

Особый интерес с точки зрения развития коллекторов трещинного и смешанного типов представляют отложения юры Прикаспийско-Кубинской области. Трещиноватые известковистые аргиллиты проницаемостью $(1,4–8,2) \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$ встречаются в красноцветной толще (Западная Туркмения). На площадях Апшероно-Прибалханской тектонической зоны (Банка Жданова, Банка Губкина и др.) встречены трещиноватые алевро-

литы с кальцитовым базальным цементом, которые относятся к породам-коллекторам трещинного типа. Проницаемость алевролитов связана лишь с их трещиноватостью. Трещиноватые обломочные породы с удовлетворительными фильтрационно-емкостными свойствами встречаются также в ряде других площадей Азербайджана.

В пределах Северного Кавказа на глубинах свыше 4000 м наиболее сильно из мезозойских образований подверглись процессам катагенеза песчаные породы триаса. Это связано прежде всего с их древним возрастом, предопределившим наибольшую продолжительность тектонических напряжений, уплотнения и аутигенного минералообразования. Большинство первичных пор оказались запечатанными кальцитом, кремнеземом, бурыми окислами железа и др. Первичные коллекторские свойства песчаников резко снизились, в них появилась вторичная микротрещиноватость. Раскрыть трещинам составляет 5–10 мкм.

На этих же глубинах в мелко- и среднезернистых песчаниках с кальцитовым цементом наблюдаются коррозия обломочных зерен и образование вторичных пор выщелачивания. Первично-поровые коллекторы не сохраняются, они здесь сменяются смешанным (порово-трещинным) или только трещинным типами.

В Восточно-Кубанской впадине Северного Кавказа отложения келловейского яруса верхней юры на глубинах более 4500 м обладают высокими емкостными и фильтрационными свойствами. Примером может служить Лабинская скв. 5, где на глубине 4889–4914 м песчаник имеет пористость 19–20 %, а проницаемость $(150-200) \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$ [16]. Все это связано с тем, что песчаные породы келловея перед погружением длительное время находились в зоне гипергенеза. В результате чего в этих породах образовался жесткий кварцевый каркас (цемент), благодаря чему они хорошо выдерживают нагрузки и не уплотняются при погружении на большие глубины. Тем самым они сохраняют свой первично-поровый тип коллектора.

Уплотнение нижнемеловых отложений Северного Кавказа на глубинах свыше 4000 м происходит не только за счет механической нагрузки, но и вследствие аутигенного минералообразования. Выделяется главным образом кремнезем, который заполняет свободные поры и изменяет первичную структуру порового пространства. Таким образом, мелкозернистые песчаники, развитые в Чернолесской впадине Северного Кавказа и на северном борту Терско-Каспийского прогиба, залегающие на больших глубинах, нельзя рассматривать как породы-коллекторы порового типа вследствие интенсивных постседиментационных изменений в них.

В тектонически активной зоне, в районе осевой части Терско-Каспийского прогиба песчано-алевритовые породы трещиноваты. Трещины имеют волнистую форму, раскрыть их в среднем составляет 10–15 мкм.

В песчаных и алевритовых породах нижнего мела на больших глубинах в пределах Чернолесской впадины и Терско-Каспийского прогиба Северного Кавказа следует ожидать коллекторы смешанного и трещинного типов.

С увеличением глубины залегания в песчаных и алевритовых сильно

глинистых породах кайнозоя Северного Кавказа интенсивно проявляются вторичные процессы, которые снижают их емкостные и фильтрационные свойства. В Западно-Кубанском прогибе на глубинах 4000–5000 м открыты две залежи нефти (Левкинская и Северская), приуроченные к кумской свите верхнего эоценена.

Терригенные образования, развитые в разрезе Левкинской залежи, подверглись сильным вторичным преобразованиям за счет механического уплотнения и образования аутигенных минералов, в основном кремнезема. С глубиной интенсивность окварцевания пород усиливается, что приводит к образованию сливных кварцитовидных пород. Породы становятся хрупкими. При разрядке тектонических напряжений в них появляются открытые микротрешины. Таким образом, на Левкинском месторождении, по данным И.М. Горбанец, емкостью для УВ являются трещины.

В Днепровско-Донецкой впадине коллекторские свойства песчаных и алевритовых пород на больших глубинах часто определяются вторичной межзерновой пористостью и трещиноватостью, а сами коллекторы относятся к трещинно-поровому типу. Например, песчаники, залегающие на глубине 5053–5094 м на Гадячской площади в скв. 2, обладают пористостью 7–14,5 % и проницаемостью $(6,7-280,7) \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$. По ряду площадей Днепровско-Донецкой впадины наблюдается локальное развитие вторичной пористости, максимальные значения которой тяготеют, как правило, к зонам разрывных нарушений. Наряду со вторичной межзерновой пористостью песчаники здесь характеризуются и повышенной микротрещиноватостью.

На основании изучения каменноугольных и нижнепермских отложений Днепровско-Донецкой впадины установлено, что на глубинах более 2200 м первичная пористость в песчано-алевритовых породах сохраняется очень редко. Высокие коллекторские свойства пород глубокозалегающих продуктивных горизонтов обусловлены вторичной пористостью и трещиноватостью.

Большие глубины залегания каменноугольных (особенно нижнего отдела) и нижнепермских отложений в Днепровско-Донецкой впадине способствовали значительным катагенетическим преобразованиям и определили четкую тенденцию ухудшения качества коллекторов с глубиной. Однако нередко высокие емкостные и фильтрационные свойства в терригенных палеозойских образованиях Днепровско-Донецкой впадины сохраняются на глубинах, превышающих 4500 м. Следовательно, катагенез и наложенные процессы приводят к образованию в глубокозалегающих горизонтах зон разуплотнения, трещиноватости, выщелачивания и перекристаллизации карбонатного цемента и др. К таким зонам обычно приурочены залежи УВ на больших глубинах.

Трещинные и смешанные каменноугольные и пермские типы коллекторов Днепровско-Донецкой впадины образовались за счет широкого развития трещиноватости, обусловленной тектогенезом и соляной тектоникой. Особенно благоприятны для развития трещин участки вблизи прибрежных разломов и солянокупольных структур.

Несмотря на развитие в ряде районов явлений разуплотнения и трещи-

новатости, для каменноугольных и нижнепермских отложений Днепровско-Донецкой впадины характерны преимущественно вторичные песчано-алевритовые коллекторы порового типа, с которыми и связаны основные запасы УВ.

В Западной Сибири глубокозалегающие породы-коллекторы развиты на севере региона в Вонгапурском и Губкинском районах. Представлены они терригенными образованиями юры и нижнего мела. Среди них преобладают средне- и мелкозернистые кварцевые песчаники и алевролиты. Породы-коллекторы относятся к поровому типу IV, а чаще V и VI классов с открытой пористостью 4–5 % и проницаемостью менее $1 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$. Несмотря на низкие фильтрационно-емкостные свойства обломочных пород, из них получают промышленные притоки УВ. Это обстоятельство объясняется наличием в породах, наряду с порами, трещин. Следует также отметить, что в юрских и нижнемеловых отложениях на севере Тюменской области с увеличением глубины залегания уменьшается пористость и проницаемость пород, возрастают плотность и трещиноватость [16].

Таким образом, при прогнозировании терригенных пород-коллекторов нефти и газа на больших глубинах рекомендуется учитывать преобладание смешанного типа коллектора и локальный характер его развития. Зоны трещиноватости, как правило, приурочены к участкам, испытывающим наиболее интенсивные тектонические подвижки, и в первую очередь к региональным разломам. Немаловажным фактором является и то, что по разломам происходит движение высокотермальных кислых вод, которые активно участвуют в формировании вторичной пористости за счет выщелачивания карбонатного цемента обломочных пород.

ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЛОМОЧНЫХ ПОРОД-КОЛЛЕКТОРОВ, ЗАЛЕГАЮЩИХ НА БОЛЬШИХ ГЛУБИНАХ

Песчаники и алевролиты, как уже отмечалось, являются основными типами пород-коллекторов нефти и газа на больших глубинах. Такие коллекторы известны в кайнозойских (Азербайджан, Западная Туркмения), мезозойских (север Тюменской области, Северный Кавказ) и палеозойских (Прикаспийская и Днепровско-Донецкая впадины) отложениях. Коллекторские параметры варьируют в широких пределах. Величина открытой пористости их колеблется от 0,7 до 26,8 %, а проницаемость – от тысячных долей до $1415,7 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$ (табл. 11).

В Прикаспийской впадине песчаники и алевролиты в основном представляют собой породы-коллекторы IV, V и VI классов с поровым, трещинным и смешанным типом порового пространства. Поровые коллекторы более высоких классов встречаются реже. Они приурочены к отложениям нижней перми восточной прибрежной зоны и девона западной и северо-западной прибрежных зон Прикаспийской впадины.

Сравнение упруго-деформационных свойств обломочных пород с их пористостью позволило установить, что в пределах Прикаспийской впадины на площадях Арансай, Бозоба, Кенкияк, Юго-Западный Улькентюбе и других широко развиты сложные типы пород-коллекторов, такие, как

Коллекторские свойства паччаников и алевролитов восточной части Прикаспийской впадины

Таблица 11

| Возраст | Порода | $k_{\text{пп}}^{\text{п}} \%$ | $k_{\text{пп}}^{\text{0}} \%$ | $k_{\text{пр}} \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$ | |
|----------------------|--------------------------------|---------------------------------|-------------------------------|--|--------------------------|
| | | | | перпендикулярно наслоению | параллельно наслоению |
| <i>Песчаники</i> | | | | | |
| <i>P₁</i> | Песчаники | <u>1,1–17,2</u> | <u>0,7–16,9</u> | <u>0,001–5,410</u> | <u>0,001–1415,7</u> |
| | Песчаники глинисто-алевритовые | 8,9 <u>4,7–16,1</u> 8,4 | 7,5 <u>2,5–18,7</u> 6,9 | <u>0,001–2,980</u> | <u>0,001–15,28</u> |
| | | | | | |
| <i>C₁</i> | Песчаники | <u>4,1–11,0</u> | <u>0,8–25,2</u> | <u>0,079–0,475</u> | <u>0,235–0,338</u> |
| | Песчаники глинисто-алевритовые | 6,8 <u>6,6–10,8</u> 8,6 | 8,1 <u>3,4–14,5</u> 7,5 | — | <u>0,309–0,773</u> |
| | | | | | |
| <i>D₃</i> | Песчаники | <u>8,6–9,6</u> | <u>6,2–26,8</u> | <u>0,129</u> | <u>0,01–92,000</u> |
| | | 9,3 | 11,4 | | |
| <i>Алевролиты</i> | | | | | |
| <i>P₁</i> | Алевролиты глинисто-песчаные | <u>2,5–18,0</u> | <u>2,1–14,6</u> | <u>0,001–4,160</u> | <u>0,001–6,180</u> |
| | Алевролиты песчано-глинистые | 10,1 <u>4,4–20,9</u> 13,1 | 7,9 <u>2,3–15,5</u> 7,6 | <u><0,001</u> | <u><0,001</u> |
| <i>C₁</i> | Алевролиты глинисто-песчаные | <u>7,0–13,4</u> | <u>1,4–21,8</u> | <u>0,020–0,990</u> | <u>0,046–5,880</u> |
| | Алевролиты песчано-глинистые | 10,4 <u>2,7–14,8</u> 8,1 | 8,6 <u>2,3–14,2</u> 7,3 | <u>0,025–0,064</u> | <u>0,045–12,190</u> |
| <i>D₃</i> | Алевролиты глинисто-песчаные | 9,4 | 7,9 | — | <u>0,173</u> |

Примечание. В числителе — минимальная и максимальная величины; в знаменателе — средняя величина.

Таблица 12

Коллекторские свойства трещиноватых нижнепермских песчано-алевритовых пород

| Площадь | Номер скважины | Интервал отбора керна, м | Порода | Раскрытость трещин, мм | Поверхностная плотность, 1/м | Трещинная пористость, % | Трещинная проницаемость, 10^{-15} м^2 |
|---------|----------------|--------------------------|-----------|------------------------|------------------------------|-------------------------|---|
| Кенкияк | Г-110 | 4158–4165 | Песчаник | 0,030 | 109 | 0,33 | 10,06 |
| | Г-111 | 4170–4174 | " | 0,035 | 95 | 0,30 | 13,91 |
| | Г-111 | 4210–4214 | " | 0,067 | 75 | 0,51 | 154,00 |
| | Г-111 | 4236–4242 | " | 0,075 | 193 | 1,40 | 279,50 |
| Бозоба | Г-4 | 4031–4036 | Алевролит | 0,030 | 310 | 0,90 | 28,80 |

трещинный и смешанный. Данные о раскрытости трещин, их поверхностной плотности, трещинной пористости и проницаемости на площади Кенкияк приведены в табл. 12.

Распространение скоростей УЗВ в песчано-алевритовых образованиях, а также насыщение их люминофором позволяет говорить о том, что в обломочных породах наиболее развиты прямолинейные и слабоволнистые трещины, параллельные наслоению пород со средней раскрытостью до 50 мкм (см. табл. 10). Вертикальные и субвертикальные трещины встречаются редко. В пластовых условиях подобные трещины обычно заполнены УВ. Так, например, из скважины Г-110 Кенкияк с глубины 4158–4165 м поднят песчаник с трещинами, параллельными наслоению, заполненными темно-коричневой нефтью (см. рис. 49).

Подсолевые песчаники и алевролиты Прикаспийской впадины, по К.И. Багринцевой, соответствуют породам-коллекторам IV–VI классов.

Известно, что по мере погружения пород их коллекторские свойства понижаются. В этой общей закономерности существует немало исключений, когда на глубинах свыше 5000–6000 м (Днепровско-Донецкая впадина, Азербайджан и др.) встречаются породы с высокими фильтрационно-емкостными свойствами.

Коллекторские свойства надсолевых мезозойских обломочных пород Прикаспийской впадины уже к глубинам 4500–5000 м имеют открытую пористость, не превышающую 3 %. Проницаемость при этом составляет $0,1 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$. В подсолевых отложениях, вскрытых Биикжальской скв. СГ-2, пористость обломочных пород даже на глубине 5500 м выше, чем в надсолевой части разреза, в 2–2,5 раза, а проницаемость – на 1–2 порядка.

Эта аномалия обусловлена рядом причин, основной среди которых является наличие мощной толщи каменной соли, способствующей отводу тепла из подсолевых отложений, а также благоприятствующей возникновению АВПД. Последнее, как известно, способствует сохранению высоких

коллекторских свойств. Это общее влияние проявляется в том, что толща осадочных пород мощностью 800–1000 м, залегающая под солью, характеризуется повышенными значениями фильтрационно-емкостных свойств. В этой 1000-метровой толще полная пористость песчаников и алевролитов колеблется от 8 до 13 %, а проницаемость варьирует от долей до первых десятков $1 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$. Однако имеются и исключения. Например, на площади Кенкияк (глубина 4000 м и более) проницаемость пород достигает $1415,7 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$. На 800–1000 м ниже подошвы соли коллекторские свойства пород заметно ухудшаются.

Соленосные кунгурские образования оказывают существенное влияние на коллекторские свойства подсолевых терригенных пород. Увеличение мощности соленосной толщи сопровождается снижением плотности и повышением пористости пород, залегающих под солью. Так, в районах, где мощность соли менее 1000 м, обломочные породы наиболее уплотнены и обладают более низкими фильтрационно-емкостными свойствами, чем в районах с соленосными образованиями мощностью более 1000 м (табл. 13).

В подсолевом разрезе на глубинах от нуля до 800 м (от подошвы кунгурских образований) лучшими коллекторскими свойствами характеризуются песчано-алевритовые породы, залегающие под мощной (свыше 1000 м) соленосной толщей. При этом величина открытой пористости их составляет 6–9 %, а проницаемость $(10-1415,7) \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$. Ниже подошвы соли на 800 м и более фильтрационно-емкостные свойства песчано-алевритовых пород значительно снижаются и становятся примерно такими же, как и в надсолевых разрезах в сходных породах на равных глубинах.

Следует отметить, что в пределах локальных структур также наблюдается влияние соленосной толщи на фильтрационно-емкостные свойства подстилающих пород. Например, на площади Кенкияк в скважинах Г-94,

Таблица 13

Изменение коллекторских свойств обломочных пород в зависимости от мощности соленосной толщи

| Интервал залегания от подошвы соли, м | Мощность толщи соли $> 1000 \text{ м}$ | | | Мощность толщи соли $< 1000 \text{ м}$ | | |
|---------------------------------------|--|-----------------------|---|--|-----------------------|---|
| | $k_p^{\text{п.}}, \%$ | $k_p^{\text{0.}}, \%$ | $k_{\text{пр.}} \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$ | $k_p^{\text{п.}}, \%$ | $k_p^{\text{0.}}, \%$ | $k_{\text{пр.}} \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$ |
| 0–200 | 9,2 | 9,0 | 22,0 | 8,2 | 7,2 | 1,50 |
| 200–400 | 10,6 | 8,9 | 1415,7 | 7,4 | 6,6 | 0,34 |
| 400–600 | 9,1 | 7,8 | 15,0 | 5,5 | 3,1 | 0,001 |
| 600–800 | 7,2 | 6,0 | 10,0 | 3,1 | 2,0 | – |
| 800–1000 | 5,0 | 4,4 | 0,32 | 5,6 | 2,1 | – |
| 1000–1200 | 4,1 | 3,0 | – | 3,2 | 1,1 | – |

Примечание. Пористость полная и открытая — средние значения; проницаемость — максимальные значения.

Г-110 и других при мощности соленосной толщи 2000–3000 м открытая пористость обломочных пород на глубине выше 4000 м в среднем составляет 9,3 %, а проницаемость – до $49 \cdot 10^{-15}$ м². И там же в скважинах Г-107, Г-111 и других, где мощность соленосной толщи до 1000 м, средняя величина открытой пористости пород не превышает 5,5 %, а максимальная величина проницаемости $0,4 \cdot 10^{-15}$ м².

В целом степень уплотнения подсолевых песчаных и алевритовых образований значительно ниже расчетной, а пористость выше, чем в надсолевых на равных глубинах (см. рис. 45). Например, полная пористость надсолевых триасовых песчаников из Арапорской скв. СГ-1 с глубины 4150–4200 м составляет 4–10 %, тогда как сходные песчаники подсолевых, палеозойских отложений на глубине 5100 м в скв. 4 Юго-Западный Улькентюбе имеют открытую пористость 16,0–18,4 %.

Известна общая закономерность, заключающаяся в том, что при погружении пород повышается их плотность, понижается пористость и проницаемость. Вместе с тем на глубинах 4000–6000 м существуют породы с высокой пористостью и проницаемостью. Примером служат песчано-алевритовые породы продуктивной толщи Азербайджана и красноцветной толщи Западной Туркмении. В породах-коллекторах продуктивной толщи Азербайджана, залегающих на глубинах выше 4000 м, открытая пористость достигает 22,5 %, а проницаемость – $358 \cdot 10^{-15}$ м² (табл. 14). В районах Булла-море, Дуванный-море, Сангачалы-море и других на глубинах выше 5000 м песчаники и алевролиты среднего плиоцена имеют открытую пористость 18–22 %. Высокие коллекторские параметры отмечаются также в песчано-алевритовых породах красноцветной толщи Западной Туркмении. На площадях Банка Жданова, Банка Лам и Западный Эрдекли пористость песчаников изменяется от 13,5 до 22,9 %, а проницаемость – от $14,2 \cdot 10^{-15}$ до $239 \cdot 10^{-15}$ м².

В пределах Северного Кавказа наиболее глубокопогруженной зоной, где терригенные породы-коллекторы триасового возраста вскрыты на глубинах выше 4000 м, является Восточно-Маныческий прогиб.

Представлены они, как правило, мелко- и среднезернистыми песчаниками кварцевого состава с каолинит-гидрослюдистым цементом. Открытая пористость среднезернистых песчаников достигает 20,5 %, а проницаемость $335 \cdot 10^{-15}$ м². В мелкозернистых песчаниках открытая пористость обычно не превышает 18–19 %, а проницаемость $(15-20) \cdot 10^{-15}$ м². Наилучшими коллекторскими свойствами в разрезе триаса обладают среднезернистые песчаники с каолинит-гидрослюдистым цементом, количества которого часто достигает 25–30 %. Эти породы относятся к III и IV классу коллекторов. На больших глубинах коллекторские свойства песчаников заметно снижаются и по фильтрационно-емкостным свойствам они относятся к коллекторам V и VI классов.

В Восточно-Кубанской впадине на глубинах более 4000 м к песчаным породам-коллекторам юрского возраста приурочены залежи газа и газо-конденсата. Наиболее перспективными с точки зрения коллекторских свойств являются глубокопогруженные терригенные отложения Келло-

Коллекторские свойства в глубоких скважинах Советского Союза

Таблица 14

| Площадь | Номер скважины | Возраст | Интервал отбора керна, м | Порода | $k_{\text{пп}}^{\text{п}} \%$ | $k_{\text{пп}}^{\text{o}} \%$ | $k_{\text{пр}} \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$ |
|--|----------------|----------------|--------------------------|----------------------------|-------------------------------|-------------------------------|--|
| <i>Западный Казахстан</i> | | | | | | | |
| Каратюбе | Г-34 | P ₁ | 4367—4370 | Алевролит | 11,7 | 9,2 | 0,748 |
| Арансай | 2 | P ₁ | 4283—4290 | Песчано-алевритовая порода | — | 13,8 | 1,580 |
| " | 2 | P ₁ | 4465—4472 | Песчаник | — | 8,0 | 0,258 |
| Кожасай | 1 | C ₁ | 4475—4480 | " | 9,0 | 7,52 | 0,060 |
| Кенкияк | Г-107 | P ₁ | 4126—4130 | " | 4,8 | 3,6 | 0,001 |
| " | Г-107 | P ₁ | 4170—4178 | " | 7,1 | 5,7 | 0,041 |
| " | Г-104 | P ₁ | 4165—4171 | " | 17,1 | 16,5 | 1415,70 |
| Бозоба | Г-4 | P ₁ | 4252—4257 | " | — | 4,6 | 0,351 |
| " | Г-5 | P ₁ | 4171—4174 | Конгломерат | — | 5,6 | 0,950 |
| Юго-Западный Улькентюбе | 4 | C ₁ | 5240—5245 | Песчаник | — | 19,0 | — |
| Бийкжал | СГ-2 | C ₁ | 5499—5504 | " | — | 9,06 | 0,777 |
| " | СГ-2 | C ₁ | 5901—5906 | " | — | 3,4 | 0,330 |
| <i>Саратовская и Волгоградская области</i> | | | | | | | |
| Западно-Ровенская | 7 | D ₃ | 4570—4578 | Песчаник | 13,7 | 7,9 | — |
| " | 13 | D ₂ | 4816—4819 | Алевролит | 9,1 | 1,4 | — |
| Красноярская | 9 | D ₂ | 4794—4794 | Песчаник | 12,6 | 11,7 | 92,0 |
| " | 9 | D ₂ | 4794—4795 | " | 10,8 | 9,4 | 14,0 |
| Лебедевская | 1 | D ₃ | 4174—4180 | " | 19,6 | 16,8 | 3,4 |
| " | 2 | D ₃ | 4297—4305 | Алевролит | 9,4 | 7,6 | 11,5 |
| Мокроусовская | 1 | D ₃ | 4325—4328 | " | 8,0 | 1,3 | 0,01 |
| Николаевская | 4 | D ₃ | 5136—5144 | Песчаник | — | 20,0 | 74,0 |
| <i>Азербайджан</i> | | | | | | | |
| Бахар | 32 | N ₂ | 4097—4100 | Песчаник | — | 20,9 | 142,0 |
| " | 48 | N ₂ | 4415—4417 | Алевролит | — | 22,4 | 358,0 |

| | | | | | | | |
|----------------|-----|----------------|-----------|---------------------------------|---|------|-------|
| Булла-море | 21 | N ₂ | 5211—5219 | " | — | 18,1 | 25,0 |
| Дуванный-море | 533 | N ₂ | 5228—5231 | " | — | 18,4 | 94,0 |
| Санчагалы-море | 34 | N ₂ | 4654—4656 | Песчаник | — | 22,5 | 155,0 |
| Банка Андреева | 1 | N ₂ | 6036—6037 | Алевролит | — | 4,5 | 5,0 |
| То же | 4 | N ₂ | 6218—6220 | " | — | 9,5 | 10,0 |
| Сарханбейпи | 4 | N ₂ | 5060—5065 | Песчано-алеврито- вая порода | — | 19,1 | 32,1 |
| " | 4 | N ₂ | 5094—5100 | То же | — | 22,1 | 54,0 |

Западная Туркмения

| | | | | | | | |
|------------------|----|-----------------|-----------|-----------|---|------|-------|
| Банка Жданова | 34 | N ₂ | 4371—4376 | Алевролит | — | 22,9 | 239,0 |
| Банка Лам | 5 | N ₂ | 4075—4080 | " | — | 13,5 | 14,2 |
| Западный Эрдекли | 1 | IV ₂ | 4189—4194 | " | — | 21,4 | 26,4 |
| То же | 3 | N ₂ | 5565—5570 | " | — | 18,1 | 107,1 |

Северный Кавказ

| | | | | | | | |
|------------------|----|----------------|-----------|----------------------------|---|------|-------|
| Советская | 6 | K ₁ | 4265—4272 | Песчаник | — | 11,7 | 1,2 |
| Степновская | 4 | K ₁ | 4194—4200 | " | — | 13,3 | 8,0 |
| Березинская | 1 | K ₁ | 4201—4210 | " | — | 13,2 | 4,0 |
| Бурунная | 1 | K ₁ | 5106—5108 | " | — | 6,0 | 0,1 |
| Южно-Соколовская | 1 | J ₃ | 4063—4067 | Песчаник граве- литовый | — | 15,1 | 365,0 |
| Северо-Казанская | 2 | J ₃ | 4043—4046 | То же | — | 14,0 | 112,0 |
| Юбилейная | 2 | J ₃ | 4445—4455 | Песчаник | — | 10,0 | 47,0 |
| Медведовская | 2 | J ₃ | 5604—5607 | " | — | 11,7 | 277,0 |
| Лабинская | 5 | J ₃ | 4904—4914 | " | — | 19,0 | 92,0 |
| Величавская | 35 | T ₃ | 3570—3575 | Туфопесчаник | — | 20,5 | 355,0 |
| Урожайненская | 11 | T ₃ | 3672—3677 | " | — | 15,0 | 21,0 |
| Левкинская | 80 | P ₂ | 4297—4300 | Алевролит | — | 10,5 | 2,5 |

Украина (Днепровско-Донецкая впадина)

| | | | | | | | |
|--------------|----|----------------|-----------|----------|---|-----------|--------------|
| Тимофеевская | 45 | C ₁ | 4073—4131 | Песчаник | — | 12,9—25,7 | 173,0—1957,0 |
|--------------|----|----------------|-----------|----------|---|-----------|--------------|

Продолжение табл. 14

| Площадь | Номер скважины | Возраст | Интервал отбора керна, м | Порода | $k_{\text{пп}}^{\text{п}}, \%$ | $k_{\text{пп}}^{\text{o}}, \%$ | $k_{\text{пр}} \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$ |
|--------------------------|----------------|-----------|--------------------------|----------|--------------------------------|--------------------------------|--|
| Гадячская | 2 | C_1 | 4992–5094 | " | — | 10,6–14,5 | 41,3–280,7 |
| Артюховская | 8 | C_1 | 4274–4282 | " | — | 10,7–16,1 | 22,8–377,3 |
| Харьковцевская | 3 | C_1 | 4499–4515 | " | — | 9,1–14,7 | 14,3–121,2 |
| " | 5 | C_1 | 4807–5031 | " | — | 8,8–11,3 | 7,3–25,5 |
| Николаевская | 23 | C_1 | 4404–4493 | " | — | 8,9–10,5 | 2,6–24,5 |
| <i>Украина (Карпаты)</i> | | | | | | | |
| Луги | 1 | K_1 | 6226–6230 | Песчаник | — | 5,86 | 6,86 |
| Шевченково | 1 | K_1 | 7380–7390 | " | — | 1,0 | 0,1 |
| " | 1 | K_1 | 6194–6198 | " | — | 0,58 | 0,01 |
| " | 1 | K_2 | 5141–5144 | " | — | 1,35 | 0,01 |
| <i>Западная Сибирь</i> | | | | | | | |
| Надымская | 7 | J_{1+2} | 3390–4380 | Песчаник | — | 4,0–13,0 | 0,001–1,0 |
| Черемшанская | 1 | K_1 | 3014–3026 | " | — | 10,3 | 0,6 |
| Медвежья | 30 | K_1 | 3220–3235 | " | — | 15,4 | 0,85 |
| Уренгойская | 83 | K_1 | 3254–3161 | " | — | 10,1 | 0,1 |

вейского яруса верхней юры. Эти образования широко распространены в Восточно-Кубанской впадине, где они представлены мелко- средне- и крупнозернистыми кварцевыми песчаниками, преимущественно с каолинитовым и реже карбонатным цементом [35].

Коллекторские свойства песчаных пород изменяются в довольно широких пределах: пористость составляет 10–19 %, а проницаемость $(47–365) \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$. Эти породы относятся к коллекторам III и IV классов. Мелко- и среднезернистые песчаники с содержанием карбонатного цемента до 15–30 % характеризуются весьма низкими значениями открытой пористости (2–4 %) и проницаемости (менее $0,5 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$). Они относятся в основном к VI классу коллекторов.

В отложениях нижнего мела Чернолесской впадины и Терско-Каспийского прогиба широко развиты мелкозернистые кварцевые песчаники с глинистым (гидрослюдистым) цементом. Наилучшими емкостными и фильтрационными свойствами обладают породы апт-альбского возраста, залегающие на глубинах до 4000 м. Открытая пористость их колеблется от 10 до 25 %, а проницаемость – от $1 \cdot 10^{-15}$ до $70 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$. Породы-коллекторы относятся к IV–V классам.

На глубинах более 4000 м коллекторские свойства песчаников сильно ухудшаются. Пористость их обычно не превышает 12–14 %, а проницаемость $(1–8,0) \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$. По классификации А.А. Ханина они относятся к коллекторам V класса.

В Днепровско-Донецкой впадине основной прирост запасов нефти и газа связан с нижнекаменноугольными песчано-алевролитовыми образованиями, но, кроме того, месторождения УВ открыты также в средне-верхнекаменноугольных и нижнепермских отложениях. В нижнекаменноугольных отложениях продуктивные горизонты выделены в турнейском, визейском и серпуховском ярусах, глубина залегания которых изменяется от 4000 до 6000 м [16].

Обломочные породы-коллекторы турнейского яруса имеют широкое распространение. Развиты они в основном в прибортовых зонах Днепровско-Донецкой впадины. Представлены обломочные породы алевролитами, песчаниками и гравелитами. Коллекторы северной прибортовой зоны сложены мелко- и среднезернистыми песчаниками, в основном кварцевого состава, с широким диапазоном изменения значений пористости и проницаемости. На Тимофеевской площади, например, на глубинах свыше 4000 м пористость песчаников составляет 26,2 %, а проницаемость – около $2000 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$. В направлении к центру впадины коллекторские свойства песчаников ухудшаются, но, несмотря на это, в центральной зоне грабена имеются локальные участки, где коллекторские свойства турнейских песчаников, залегающих на глубинах свыше 4600 м, сохраняются высокими [2]. Пористость здесь достигает 24,5 %, проницаемость $570 \times 10^{-15} \text{ м}^2$ (Бельская площадь). По своим фильтрационно-емкостным свойствам песчаники северной прибортовой зоны Днепровско-Донецкой впадины относятся к коллекторам III–IV классов, а в пределах центральной части грабена – к IV–VI классам.

В южной прибортовой зоне впадины песчаные коллекторы имеют

преимущественно полимиктовый состав. Пористость их составляет 8–29 %, проницаемость $(1–1000) \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$ и более. В целом породы-коллекторы южной прибрежной зоны относятся к III–V классам.

Среди верхневизейских отложений наиболее широко распространены коллекторы III и IV классов. Они занимают обширные области северо-западных и центральных районов впадины, а также прослеживаются в юго-восточной прибрежной зоне. Представлены они мелко- и среднезернистыми песчаниками кварцевого состава с карбонатно-кварцево-глинистым цементом. Пористость и проницаемость их закономерно изменяется от бортов к центру впадины. Песчаники на глубинах 5000 м и более нередко обладают высокой (15–18 %) вторичной пористостью. Коллекторы IV класса занимают в основном узкие полосы прибрежных зон, особенно в юго-восточной части.

К коллекторам III и IV классов относятся песчаники кварцевые и полевошпатово-кварцевые, мелко- и среднезернистые, с глинистым (каолинитовым) и карбонатно-глинистым цементом порового типа серпуховского яруса нижнекаменноугольного возраста. Они развиты в северной и южной половинах Днепровско-Донецкой впадины. Пористость их составляет 12–20 %, а проницаемость $(50–1000) \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$. Коллекторы IV класса развиты в центральной и юго-восточной частях впадины на глубинах выше 4000 м. Сложены они также мелко- и среднезернистыми песчаниками полевошпатово-кварцевого состава. Пористость песчаников 10–12 %, проницаемость $(10–100) \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$. Коллекторы V и VI классов также широко развиты в юго-восточной части.

Промышленные скопления УВ в среднекаменноугольных отложениях приурочены к песчаникам от мелко- до крупнозернистых, нередко с примесью гравия. Преобладают средне-крупнозернистые разности. Открытая пористость и проницаемость их изменяются в очень широких пределах: пористость – от нуля до 25–30 %, а проницаемость – от единиц до $800 \times 10^{-15} \text{ м}^2$. Наиболее высокие коллекторские свойства песчаных пород установлены в южной прибрежной зоне и в северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины. Здесь развиты коллекторы II–IV классов. Ухудшение фильтрационно-емкостных свойств песчаников наблюдается в сторону погруженной части впадины, где вследствие вторичных преобразований поровые коллекторы сменяются порово-трещинными.

Скопления УВ в верхнекаменноугольных отложениях приурочены к песчаникам от мелко- до крупнозернистой структуры. Минеральный состав пород в основном кварцевый и полевошпатово-кварцевый, цемент карбонатно-глинистый контактово-порового, сгусткового и базально-порового типов. Пористость их изменяется от 1,1 до 28,5 %, проницаемость достигает $2433 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$. Тип коллектора поровый и смешанный I–VII классов.

В картамышской свите нижней перми коллекторами служат песчаники и алевролиты пористостью 10–16 % и проницаемостью до $300 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$. Тип коллектора поровый. Основные запасы УВ в отложениях нижней перми приурочены к трещинным и смешанным (порово-трещинным) типам коллекторов, представленных карбонатными разностями пород (известняки, доломиты).

Приведенный фактический материал свидетельствует о том, что в подсолевых палеозойских отложениях Западного Казахстана, в палеозойских отложениях Украины (Днепровско-Донецкая впадина), в мезозое севера Западной Сибири, в мезозое—кайнозое Северного Кавказа, кайнозое Азербайджана, Западной Туркмении, а также и в других районах Советского Союза на больших глубинах существуют обломочные породы-коллекторы нефти и газа высокого качества.

Нефтегазоносные породы часто обладают первичной пористостью межзернового типа. Породы, не содержащие УВ, также являются нередко коллекторами, но уже в основном они вторичные — порового, смешанного и трещинного типов. Первичное поровое пространство в породах, не содержащих УВ, на глубинах выше 4000 м сохраняется в немногих районах, например таких, как продуктивная толща Азербайджана.

Глава 6

КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ-КОЛЛЕКТОРЫ

Среди осадочных образований земной коры на долю карбонатных пород, по данным Л.Б. Рухина, А.Б. Ронова и А.А. Ярошевского, приходится 14—16 % в геосинклиналях и 22—28 % на платформах. В отдельных районах нефтегазоносных провинций они нередко составляют 50—80 % осадочного чехла.

Среди разнообразных полезных ископаемых, приуроченных к карбонатным породам, основное место занимают нефть и газ. В карбонатных коллекторах крупнейших месторождений мира сосредоточено 28 % запасов газа и 44 % нефти. Удельный вес карбонатных пород-коллекторов в общем мировом балансе добычи УВ с каждым годом возрастает. К настоящему времени доля карбонатных пород-коллекторов в балансе разведанных запасов нефти зарубежных стран уже достигла 45—47 %. Из 45 сверхгигантских и гигантских месторождений нефти 10 приурочено к карбонатным породам, суммарные первичные извлекаемые запасы нефти, по данным А.А. Бакирова, в них составляют 8,6—9,8 млрд. т. Промышленно-нефтегазоносными являются карбонатные образования, начиная с кембрийского возраста (Марковское месторождение, Восточная Сибирь), но наиболее значительные месторождения УВ отмечаются в отложениях девона (СССР, Канада), перми (СССР, США), мела—палеогена (Мексика, США, Ливия и др.). Карбонатные породы могут быть коллекторами нефти и газа как на малых, средних, так и на больших (более 4000 м) глубинах. Самый глубокий продуктивный горизонт, сложенный трещинно-поровыми доломитами серии Арбокл, средней пористостью 4 %, вскрыт на месторождении Миле-Ранч (бассейн Анадарко, США) скв. 1 Рас-Ледбеттер. Из него с глубины 7145—8088 м получен приток газа дебитом 71 тыс. м³/сут.

Таким образом, познание литолого-петрографических признаков и коллекторских свойств карбонатных пород является необходимым условием при решении проблемы нефтегазоносности глубокозалегающих горизонтов.

ОСНОВНЫЕ ГРУППЫ И ПОДГРУППЫ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД

Среди карбонатных пород лишь с осадочными связаны все известные скопления нефти и газа. К осадочным карбонатным образованиям относятся породы, сложенные на 50 % и более минералами группы карбонатов — кальцитом и доломитом¹. Последние могут быть представлены кристаллическими зернами, разнообразными форменными элементами — сгустками, комочками, оолитами, минеральными остатками фауны, обломками карбонатных пород и др.

К настоящему времени многими исследователями (С.Г. Вишняков, Г.И. Теодорович, А.И. Осипова, Н.М. Страхов, И.В. Хворова, В.Б. Татарский и др.) предложены классификационные схемы карбонатных пород, в основу которых ими закладывались различные признаки. В настоящей работе принята классификация С.Г. Вишнякова, в которой по минеральному составу выделяются следующие группы пород: известняки (более 95 % кальцита), доломиты (более 95 % доломита) и смешанные. В группе смешанных карбонатных пород в зависимости от количественного соотношения между кальцитом и доломитом различают четыре разновидности: известняки доломитистые (5–25 % доломита), известняки доломитовые (25–50 % доломита), доломиты известковые (50–75 % доломита) и доломиты известковистые (75–95 % доломита).

По генезису среди карбонатных пород различают первичные, седиментогенные группы — хемогенные, биогенные, обломочные и криптогенные — постседиментационные, диагенетически и катагенетически измененные. Анализ изменения генетических разностей карбонатных пород с увеличением глубины залегания, проведенный по керновому материалу Прикаспийской впадины, позволяет отметить, что они примерно в равной степени характерны как для малых, так и для больших глубин. Эта особенность карбонатных образований объясняется, с одной стороны, достаточно быстрой литификацией карбонатных осадков и приобретением ими высоких прочностных свойств, т. е. способности выдерживать большие геостатические нагрузки, а, с другой — их повышенная растворимость приводит к почти полной потере первичных текстурно-структурных признаков даже в приповерхностных глубинах, в особенности на стадии гипергенеза.

Однако к настоящему времени пока нет обоснованных критериев для определения границ между отдельными стадиями литогенеза в карбонатных образованиях. Границы между стадиями проводятся либо по аналогии с терригенными породами, залегающими на одинаковых глубинах в исследуемых районах, для которых общепризнанным критерием является отражательная способность витринита, либо по комплексу условных признаков: размеру слагающих зерен, т.е. по структуре, минеральным парагенезам, характеру новообразованных минералов, емкостным и фильтрационным свойствам и др.

¹ Арагонит на средних, и тем более больших глубинах исследователями не отмечается.

Структурные разновидности карбонатных пород различного возраста и тектонических элементов земной коры подробно рассматриваются в многочисленных обобщающих работах. Ниже остановимся на их общей характеристике.

К группе хемогенных карбонатных пород относятся те разновидности, в которых основная их часть (50 % и более) образовывалась путем непосредственной садки кальцита (доломита) из природных вод при определенных физико-химических условиях (соленость воды, температура, pH, содержание углекислоты). К таким образованиям принадлежат микрозернистые¹ и оолитовые известняки и доломиты.

Микрозернистые известняки представляют собой распространенную разновидность пород. Они состоят из мельчайших зерен размером не более 0,01 мм. Формирование таких известняков возможно в результате жизнедеятельности в тепловодных морских бассейнах с подвижными водами денитрифицирующих и десульфирующих бактерий (биолитная гипотеза Я.В. Самойлова и П.А. Православцева), а также в результате накопления механически переносимого тонкоизмельченного карбонатного материала, слагавшегося прежде кальцитовые остатки скелетов мельчайших организмов, кокколитофорид и др. Микрозернистые седиментационные доломиты образовывались путем химической садки доломита из вод бассейнов при повышенной температуре и высоком щелочном резерве. На больших глубинах эти породы, как правило, крепкие, плотные, массивные, обычно низкопористые и с невысокой плотностью различно ориентированных микротрещин.

К оолитовым известнякам (доломитам) принадлежат породы, основная часть которых представлена оолитами размером от 0,2 до 1 мм, состоящими из ядер и окружающих их оболочек, концентров. Форма оолитов определяется формой ядер, частиц, вокруг которых происходило выделение радиально-лучистых кристаллов кальцита (доломита), разделенных пелитоморфным карбонатом. В известняках (доломитах) оолиты обычно хорошо отсортированы по величине. Соотношение цемента и оолитов может меняться в широких пределах, что в значительной степени определяет прочность и пористость слагаемых ими пород. В том случае если размер оолитов превышает 1 мм, они называются пизолитами, а известняки (доломиты), сложенные ими, — пизолитовыми. По мнению большинства исследователей, оолиты возникают в очень мелководных участках теплых морей и озер в результате взмучивания осадка и последующего "обрастания" взвешенных частиц химически осаждающимися карбонатами.

Группа биогенных карбонатных пород как на малых, так и на больших глубинах представлена наиболее разнообразно и по своему происхождению связана с жизнедеятельностью организмов. В рассматриваемой группе пород выделяются следующие подгруппы: биохемогенная, биоморфная и биодетритовая.

¹ При характеристике зернистости карбонатных пород используется классификация, предложенная И.В. Хворовой.

В подгруппе биохемогенных пород, являющейся переходной от собственно хемогенных к биогенным известнякам (доломитам), относятся карбонатные образования, происхождение которых пока не совсем ясно и возможно несколькими путями — за счет жизнедеятельности выделяющих известь синезеленых водорослей или сверлящих водорослей (грануляторов), превращающих обломки раковин в комочки микрозернистого известняка (доломита); за счет распада мелких раковин (фораминифер и др.) на составляющие микрокристаллы, теряя при этом свою первоначальную структуру и превращаясь в сгустки; за счет жизнедеятельности илоедов, преобразующих известковый ил в комковатый осадок; за счет окатывания комочеков, слагающих полу затвердевший ил хемогенного генезиса. Все вышеперечисленные способы образования сгустков и комочеков карбонатного материала, возможны в одной и той же фациальной обстановке. В связи с этим рассмотрим типы известняков (доломитов) биохемогенного происхождения вместе, объединив их в одну подгруппу не по происхождению, а по морфологическим особенностям.

Наиболее типичными и широко распространенными представителями этой подгруппы пород являются сгустковые и комковатые известняки (доломиты), которые различаются главным образом размером и формой слагающих их фрагментов. В тех случаях, когда в породах преобладают фрагменты неправильной формы с неясными очертаниями и размером до 0,1 мм, то они относятся к сгустковым разностям. Породы, в которых очертания фрагментов четкие и ясные, форма их более правильная, а размер превышает 0,1 мм, определяются как комковатые. Некоторые исследователи предлагают подразделять комковатые разности и по размеру. Сгустки и комки на больших глубинах обычно сцементированы более крупнозернистым карбонатным материалом.

Подгруппу биоморфных пород составляют разности, слагаемые на 30 % и более хорошо сохранившимися скелетными остатками организмов. Название таких карбонатов определяется видом организмов, скелетные остатки которых преобладают в породе: фузулиновые, фораминиферовые, криноидные, остракодовые и др. Следует отметить, что среди них часто встречаются разности, в которых одновременно присутствуют остатки разных организмов, тогда и название породы будет соответствующим: фораминиферово-водорослевые, криноидно-фораминиферовые и др.

К этой подгруппе относятся и биогермные известняки, слагающие основу таких карбонатных построек, как биостромы, биогермы и рифы. Образованы они колониальными каркасными (мшанки, кораллы, водоросли) или нарастающими (рудисты, фораминиферы — нубекулярии, серпулы, палеоплизины, строматолиты, багряные водоросли) организмами, находящимися в положении роста. Необходимой составной частью для формирования рифов являются биогермные известняки, но при этом они не всегда преобладают в строении этих сооружений. Так, по данным И.К. Королюк, в маломощных (42–60 м) верхнетортонских фирах Юго-Западной Украины биогермные разности составляют около 90 % всех карбонатных пород, в нижнепермском массиве Шахтау (Башкирское Приуралье) они слагают около 50 % всей массы пород, в нижнедевонских

рифах Урала содержание биогермных пород колеблется от 20 до 40 %. В крупных рифах современных морских бассейнов количество биогермных "собственно рифовых" пород не превышает 10–20 % их объема.

Кроме того, в самих биогермных породах колониальные каркасные и нарастающие организмы также составляют незначительную часть, так как пространство, образуемое ими, преобладает в объеме пород и бывает заполнено шламом, кристаллическим кальцитом, "спаритом", или остается полым. Так, по данным И.К. Королюк и И.А. Кириловой, в шамовелловых биогермных известняках массива Шахтау суммарный объем трубочек шамовелл не превышает 25–30 %, в мшанковых биогермных известняках остатки мшанок составляют лишь 5–20 % объема пород. В связи с этим установление биогермной природы таких известняков в образцах керна хотя и затруднительно, но в то же время и очень важно, так как эта разновидность карбонатных образований и на больших глубинах обладает повышенными емкостными и фильтрационными свойствами.

Среди осадочных карбонатных образований широким распространением пользуются породы, относящиеся к биодетритовой подгруппе и состоящие из цельных, слабоповрежденных раковин и их обломков. В зависимости от систематического состава преобладающих палеонтологических остатков в этой подгруппе выделяется большое количество разновидностей, своим наименованием часто схожих с биоморфными известняками (фораминиферовые, водорослевые, криноидно-брахиоподовые и др.). По величине фрагментов фауны и степени их отсортированности они подразделяются на неотсортированные, крупно- и мелкодетритовые и шламовые породы. Первые из них состоят из обломков различной величины, среди вторых преобладают обломки либо крупнее 1 мм, либо размером от 0,1 до 1 мм, а у третьих – обломки менее 0,1 мм. Известняки, состоящие из обломков раковин разного видового состава, относятся к полидетритовым.

Известно, что обломки палеонтологических остатков могут быть окатанными и неокатанными. Породы, сложенные окатанными фрагментами размером 0,01–1 мм, относятся к раковинным известняковым алевролитам и песчаникам. В структурном отношении они являются переходными к обломочным известнякам и представляют собой литифицированные раковинные алевролиты и пески, образующиеся в зоне мелководного моря с подвижной водной средой. Благодаря последней происходили окатывание раковинного материала, сортировка по размеру и удаление известкового ила. Следует отметить, если на стадиях диагенеза и катагенеза раковинные известняковые песчаники не подвергались существенным преобразованиям, в частности, вторичной цементации, то именно они обладают наилучшими коллекторскими свойствами как на малых, так и на больших глубинах, а своей структурой порового пространства схожи с терригенными породами.

Основную массу биогенных карбонатных образований составляют известняки, реже среди них встречаются доломито-известковые породы, а биогенные доломиты представлены исключительно биоморфными водорослевыми (онколитовыми и строматолитовыми) разностями.

Обломочные карбонатные породы слагаются обломками карбонатов и цементируются карбонатным материалом. Среди них в зависимости от формы и размера обломков различаются брекчии, конгломераты, гравелиты и песчаники. Формирование этих карбонатных пород происходит в результате растрескивания и взрыхления донных осадков в мелководных, временами осушающихся участках морских бассейнов (брекчии растрескивания и взрыхления), или в результате разрушения карбонатных пород и перемещения обломков в зонах большой волновой активности, а также жизнедеятельности различных сверлильщиков и пожирателей организмов — рифостроителей. Первые разности обломочных пород имеют небольшое распространение и встречаются лишь среди мелководных известняков других групп в виде линзовидных прослоев небольшой мощности (до 1 м) и протяженности. Вторые развиты на склонах рифовых массивов, образуя рифовые шлейфы значительных размеров. Величина обломков в рифовых шлейфах изменяется в широких пределах — от песчаной до конгломератовой размерности и более. По данным Ф.П. Шепарда, на современных рифах сильные волны способны выламывать глыбы массой до 1 т и более. Вниз по бассейновым склонам рифов размер обломков, как правило, уменьшается, а степень их окатанности возрастает. Следует отметить, что в результате постседиментационных процессов перекристаллизации, кальцитизации и доломитизации четкие границы между обломками и цементирующим их материалом могут пропадать, стираться, и тогда обломочные породы приобретают псевдобрекчиевидную или псевдоконгломератовую текстуру.

Широким распространением среди карбонатных образований пользуется и группа криптогенных пород (группа вторично измененных пород, по И.В. Хворовой; группы метасоматических и перекристаллизованных пород, по Ю.И. Марьенко [24]). К ним относятся карбонатные образования, генезис которых с точки зрения происхождения седиментационного материала неясен, а первичный облик карбонатного осадка существенно изменен постседиментационными процессами (перекристаллизацией, доломитизацией, кальцитизацией и выщелачиванием), протекавшими на стадиях диагенеза, катагенеза и гипергенеза. В этой группе пород выделяются следующие типы: зернистые разности известняков и доломитов, различающиеся по преобладающему размеру слагающих их зерен, — разнозернистые, тонкозернистые (0,01–0,1 мм), мелкозернистые (0,1–0,25 мм), среднезернистые (0,25–0,5 мм) и крупнозернистые (0,5–1 мм); отрицательно оолитовые; псевдоолитовые и псевдообломочные.

Разнозернистые, а также тонко- и крупнозернистые известняки и доломиты, в ряде случаев содержащие редкие реликты и "тени" палеонтологических остатков, возникают из первоначально биогенных пород вследствие вторичных процессов перекристаллизации известняков и доломитов, кальцитизации доломитов и доломитизации известняков. Отрицательно оолитовые разности известняков и доломитов характеризуются наличием пустот, форма и размер которых соответствуют оолитам, и представляют собой результат их выщелачивания. Псевдоолитовые карбонатные породы слагаются микрозернистыми образованиями, по форме и величине сход-

ными с фолитами, но, в отличие от последних, не имеющими концентрического и радиально-лучистого строения. Псевдообломочные породы (псевдобекчи, псевдоконгломераты и др.) формируются из первичнооднородных биогенных карбонатных образований в результате вторичной неравномерной перекристаллизации, доломитизации, кальцитизации, сульфатизации и трещинообразования.

При изучении карбонатных пород следует обращать внимание и на содержание в них инородных примесей, их количество и соотношение с минеральной частью. По происхождению их можно подразделить на сингенетичные, к которым относятся примеси терригенных частиц (глинистых, алевритовых и др.), растительный детрит и постседиментационные—аутогенные минеральные новообразования (гипс, ангидрит, кварц, пирит, целестин и др.), различные разновидности ОВ (битумоиды, нефть и др.). Важность выявления в карбонатах инородных примесей заключается в том, что они, с одной стороны, отражают фациальные условия накопления карбонатов, условия их постседиментационной преобразованности, т. е. являются их индикаторами, а с другой — существенным образом влияют на их физические свойства, в частности коллекторские.

СТРУКТУРНО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПУСТОТНОГО ПРОСТРАНСТВА КАРБОНАТНЫХ ПОРОД

Обилие разновидностей карбонатных пород, определяемое вещественным составом, строением, фаунистическими остатками и степенью сохранности, обуславливает многообразие типов пустот. В стадию катагенеза под действием механических и физико-химических процессов карбонатные образования претерпевают существенные преобразования, что отражается и на структуре пустотного пространства. В связи с этим практически в любой разновидности карбонатных пород наблюдается комплекс пустот, различающихся генезисом, структурой или тем и другим одновременно.

Классификация пустот карбонатных пород с различной детальностью проводилась многими исследователями — И.М. Губкиным, Г.И. Теодоровичем, А.И. Леворсоном, М.К. Калинко, Д.С. Соколовым, Г.А. Максимовичем, В.Н. Быковым и др. Авторы при этом использовали различные признаки: генетические, морфологические, структурные, время их образования и др. При этом часто не соблюдалась таксонометрическая иерархия категорий, что при практической работе приводило к неясности ряда понятий. Например, под категорией "тип" пустот очень часто понимаются не только поры, каналы и трещины, но и каверны, пещеры, полости (Г.И. Теодорович, Г.А. Максимович, В.Н. Быков и др.). В то же время известно, что понятие "каверна" характеризует не размер и форму пустот, а их генезис. Каверны и карстовые полости, различаясь между собой лишь размером, образуются при гидрохимическом растворении водами карбонатных или же других пород с последующим выносом растворенного материала из породы.

При описании пустот карбонатных пород нами используется следую-

щая иерархия таксонометрических категорий: класс — подкласс — группа — подгруппа — надтип — тип — вид — разновидность. При такой иерархии категории пустот от класса до подгруппы находятся в тесной связи с генетическими типами карбонатных образований и теми постседиментационными процессами, которые приводят к формированию в них пустот. Категории, вид и разновидность отражают структурную сущность пустот, т. е. их размер и форму. При подобном таксонометрическом подразделении пустот термин "каверна" является генетической категорией и соответствует подгруппе пустот, образующихся лишь в результате выщелачивания или цементируемых фрагментов, или цемента пород (унаследованные пустоты), или того и другого совместно (новообразованные пустоты) и характеризующихся рядом структурных особенностей аналогичных порам.

Все пустоты исходя из времени их образования подразделяются на два больших класса: первичные и вторичные. К первичным пустотам относятся те, которые формируются на стадии седиметогенеза или диагенеза. Вторичные пустоты образуются и развиваются на стадиях катагенеза и гипергенеза.

При литологическом изучении карбонатных пород нередко возникают трудности по определению времени (стадии) их формирования. За условный признак отличия диагенетических образований от катагенетических в зернистых карбонатах принимается размер зерен. Основанием для выделения седиментогенных пустот служит генезис осадка, а для гипергенетических — морфология и расположение пустот относительно друг друга, особенности геологической истории (размытия, перерывы в осадконакоплении и т. д.), а в некоторых случаях и их размер (карстовые полости и др.).

В зависимости от того, как происходило формирование пустот, среди них различают унаследованные и новообразованные. Унаследованные пустоты развивались по уже имеющимся в породах порам, новообразованные — в результате избирательного растворения пород (зерен, раковин, их обломков и т. д.). Группы пустот определяются по соотношению с теми форменными элементами, которые слагают породу. Так, среди седиментогенных пор выделяются две крупные группы пустот: межформенные, располагающиеся между зернами (межзерновые), между скелетами органических остатков (межскелетные), между оолитами и пизолитами (межоолитовые, межпизолитовые) и т. д.; внутриформенные — пустоты, которые находятся внутри органических остатков — внутрираковинные и внутрискелетные.

Межзерновые седиментогенные поры в карбонатных породах наблюдаются редко и лишь в хемогенных известняках и доломитах. Размеры этих пор небольшие (до 0,01 мм), сообщаются они между собой посредством тонких межзерновых каналов (до 0,001 мм), длина которых соизмерима с размером пор или меньше их. Малая распространенность и емкость седиментогенных межзерновых пор в карбонатных породах определяются механическим уплотнением осадка и породы, а также увеличением размера карбонатных зерен за счет веществ, растворенных в иловых водах.

На постседиментационных стадиях литогенеза межзерновые поры об-

разуются уже в различных карбонатных образованиях (биогенных, биохемогенных и др.) в результате процессов доломитизации и перекристаллизации. Диагенетические и катагенетические межзерновые поры имеют широкое распространение в карбонатных породах. Встречаются они в различных генетических типах пород как в ассоциации с другими типами пустот, так и отдельно в криптогенных, зернистых разностях. Пласти пород-коллекторов с межзерновым поровым пространством залегают на различных глубинах – от малых до 7000–8000 м (зернистые доломиты серии Арбокл, месторождение Миле-Ранч, бассейн Анадарко; зернистые нижнекаменноугольные известняки и доломиты Астраханского месторождения и др.). Размер этих межзерновых пор крупнее, чем седиментогенных (0,01–0,05 мм и более), сообщаются они между собой посредством микроканалов и микротрещин.

В карбонатных образованиях, сложенных целыми органическими остатками, их обломками, микрофитолитами, оолитами и т. д., формирование седиментогенного пустотного пространства происходит примерно по той же схеме, что и в терригенных. Структура межформенных пустот, образующихся на стадии седиментогенеза, в значительной мере определяется гидродинамическими условиями и глубиной бассейна осадконакопления. Последние обуславливают облик осадка – размер, степень окатанности и отсортированности форменных элементов, количество и тип цемента, что можно видеть при сравнении пустот диститовых, микрофитолитовых и оолитовых известняков. Если у первых встречаются самые разнообразные по форме и размеру поры (от ультрамикропор до крупных микропор), то у двух последних они, как правило, более однородны по своей структуре, равномерно распределены по породе, а в оолитовых разностях они к тому же и наиболее крупные (до 0,15 мм).

Внутриформенные пустоты характерны для биоморфных карбонатных пород. Это внутренние полости и камеры раковин, скелетов организмов, которые при их жизни были заполнены живой тканью. Структура пустот этой группы в значительной степени определяется размером и формой самих раковин и может достигать больших размеров: 5–10 мм и более (рис. 58). Следует отметить, что первичные внутриформенные пустоты размером более 20 мм на больших глубинах отмечаются редко, что связано не с их отсутствием, а с ограниченностью размеров керна и технологией его отбора.

На стадиях диагенеза, катагенеза и гипергенеза межформенные и внутриформенные пустоты обычно в той или иной степени выполняются минеральными новообразованиями, что и послужило основанием их объединения в подгруппу остаточных. Понятие об "остаточных" пустотах, представляющих собой часть пустотного пространства, не заполненного цементом, было предложено Р.Ж. Ульт и Л.Н. Савваитовой. Подобные пустоты распространены достаточно широко, встречаются на различных глубинах и могут быть первичными и вторичными. Представлены они как микропорами, так и макропорами. Их размеры определяются структурой исходных пустот и интенсивностью процессов минерального новообразования. Среди них наиболее крупные макро- и мегапоры размером до десятков

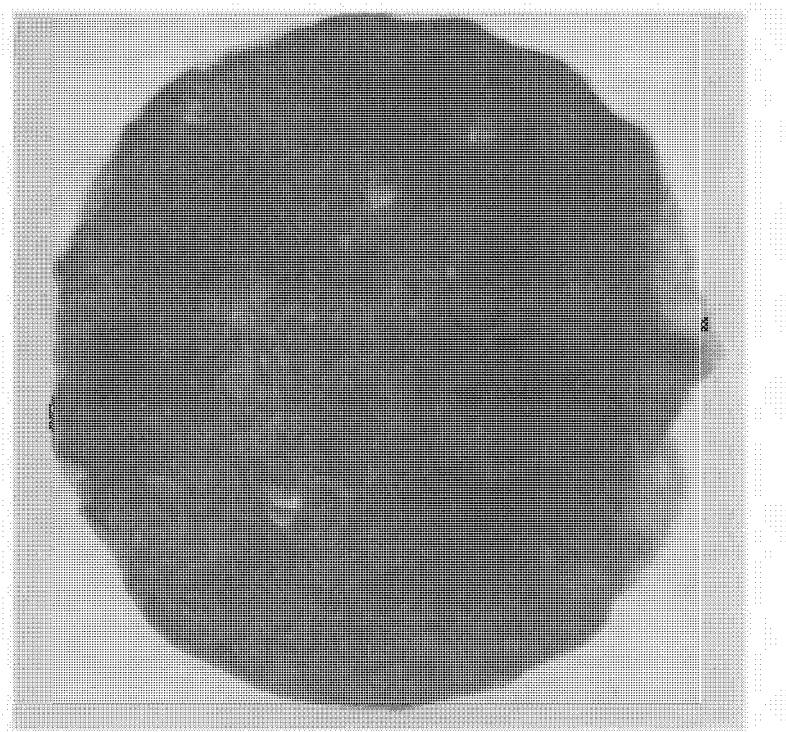


Рис. 58. Известняк биоморфный, порово-кавернозный. Гремячинская скв. 55, интервал глубин 2854–2861 м; отпечаток с рентгенограммы; светлое—полые вторичные каверны выщелачивания и первичные внутриформенные пустоты, приуроченные к раковинам гастропод

сантиметров наиболее часто наблюдаются в биогермных известняках рифовых массивов, где они могут образовывать межкаркасные пещеры. В особую группу отнесены пустоты выщелачивания — каверны, образование которых происходит на постседиментационных стадиях литогенеза в результате растворения карбонатного материала и его выноса из породы. Размеры их варьируют в широких пределах — от долей миллиметра до десятков метров (карстовые пещеры и полости). Наиболее интенсивно процессы выщелачивания проявляются при гипергенезе карбонатных образований. Образующиеся при этом пустоты можно подразделить на три подгруппы: развивающиеся по цементу (унаследованные), по цементирующему материалу и по всей породе (новообразованные).

При формировании пустот выщелачивания цемента обязательным условием является наличие в нем путей фильтрации флюидов, т. е. остаточных микропор и каналов, по которым поступает растворитель и удаляются продукты растворения. В результате избирательного выщелачивания пород могут образовываться такие разновидности карбонатных образований, как "известковый песок", "известковая" и "доломитовая мука", сложенные дезинтегрированными фрагментами пород (оолитами, члениками криноидей и др.), которые в свою очередь обычно не полностью выполняют каверны и полости выщелачивания. Следует отметить, что пер-

ды-коллекторы с подобным пустотным пространством обладают высокими емкостными и фильтрационными свойствами. По данным Ю.И. Марьенко [24], на Усинском месторождении их пористость достигает 35 % при проницаемости $1,5 \cdot 10^{-12} \text{ м}^2$.

Пустоты выщелачивания, развивающиеся по цементируемым фрагментам карбонатных пород, представляют собой, как правило, комплекс пустот от микрокаверн до макрокаверн. Форма последних определяется морфологией тех фрагментов, которые подвергаются растворению. Пустоты этой подгруппы являются отрицательными реликтами различных организмов, микрофитолитов, дегрита, комков, оолитов, пизолитов и т. п. Вероятно, процесс избирательного выщелачивания при этом начинает проявляться еще на раннем этапе диагенеза. Именно с этим этапом Л.В. Пустовалов связывал зарождение отрицательно органогенных структур пород, имея в виду, что растворимость арагонита, слагающего раковины фауны, значительно выше растворимости цементирующего их кальцита.

Пустоты выщелачивания, развивающиеся по всей породе (см. рис. 14), образуются при интенсивной циркуляции недонасыщенных карбонатным веществом растворов. Формирование пустот этой подгруппы происходит на различных интервалах глубин от нескольких метров — в местах постоянной загрузки поверхностных или разгрузки подземных вод по зонам интенсивной трещиноватости, разломам или по падению проницаемых пластов до сотен и тысяч метров — в гидрохимической зоне развития гидрокарбонатных вод. Наиболее интенсивно процессы выщелачивания протекают в карбонатных породах, у которых уже имелась система хорошо сообщающихся пустот, сохранившихся от предшествующих стадий литогенеза, или появилась возможность сообщения по новообразованным тектоническим трещинам и трещинам разгрузки. В своем большинстве, особенно при образовании полостей, пустоты этой подгруппы являются результатом проявления карста (палеокарста).

Пустоты выщелачивания встречаются в различных геотектонических регионах — платформах, геобинклиналях, передовых прогибах, в породах различного возраста — от кембрия до антропогена, и на разных глубинах. Так, в подсолевых палеозойских отложениях Прикаспийской впадины микро- и макрокаверны установлены в интервале глубин от поверхности (Жилянский рифовый массив) до 5000 м и более (месторождения Карабаганак, Тенгиз и др.). В них же отмечаются и полости выщелачивания размером 3—6 м, фиксирующиеся по провалам бурового инструмента (Западно-Тепловское месторождение и др.). В известняках визейского яруса Кизеловского каменноугольного бассейна макрокаверны и пещеры размером до 6 м установлены на глубинах около 1500 м. Огромные карстовые пещеры, сообщающиеся друг с другом и с дневной поверхностью, расположенные на глубинах 700—900 м, известны во многих странах Европы, Азии и Америки.

Своеобразным типом пустотного пространства, которое часто наблюдается в различных породах, и в карбонатных, в частности, являются трещины. Они отличаются от пор и каналов генезисом, структурой и законами движения флюидов. Образование трещин в осадочных образованиях

происходит, как уже упоминалось, на различных стадиях литогенеза в результате проявления постседиментационных процессов и под действием тектонических напряжений. В связи с этим среди трещинного пустотного пространства выделяются четыре генетические группы трещин: литогенетические, тектонические, разгрузки и выветривания, каждая из которых, как отмечал В.В. Белоусов, характеризуется неодинаковой ролью в процессе движения флюидов. В своем большинстве они являются новообразованным пустотным пространством, за исключением тех тектонических трещин и трещин разгрузки, которые развиваются по первичным литогенетическим.

К группе литогенетических трещин Д.С. Соколов предложил относить трещины усыхания и собственно литогенетические, среди которых он выделял пластовые и внутрислойные. Ю.И. Марьенко к ним же причисляет трещины уплотнения и кристаллизации.

Трещины усыхания образуются на стадии диагенеза при быстрой потере воды карбонатными осадками, что часто можно наблюдать в приливно-отливной (литоральной) зоне морских бассейнов. Ориентированы трещины этой подгруппы обычно поперек слоистости. Максимальную раскрытие, достигающую нередко десятков миллиметров, они имеют в верхней части слоев (пластов) и быстро затухают к их нижней части. Длина трещин усыхания ограничивается мощностью слоя (пласта) карбонатного осадка. Литифицированные и растрескавшиеся отложения обычно перекрываются новыми осадками, форменные элементы которых в зависимости от размера фрагментов выполняют трещины усыхания либо частично, либо полностью.

Трещины уплотнения возникают в карбонатном осадке, характеризующемся неодинаковой литифицированностью слагающих его фрагментов в пределах слоя (пласта), за счет их проскальзывания относительно друг друга. Трещины этой подгруппы наиболее часто образуются в карбонатных осадках, имеющих резкую разницу размеров цементируемых фрагментов и цемента — это обломочные, биоморфные, сгустковые и другие карбонатные образования. Трещины уплотнения тяготеют к границам раздела уже литифицированных фрагментов осадка с менее литифицированными, представляющими собой карбонатный ил. Раскрытие их небольшая (как, правило, это микротрещины), а длина соизмерима с размерами цементируемых фрагментов.

Трещины кристаллизации были впервые отмечены и описаны С. Таберром. Образуются они под действием сил растущих кристаллов. Механизм этого процесса заключается в том, что кристаллы новообразованных минералов, растущие поперек уже имеющихся трещин, расклинивают и удлиняют их.

Наиболее распространены среди литогенетического трещинного пустотного пространства трещины напластования и внутрислойные. Образуются они в карбонатных осадках в процессе их литификации при уплотнении и потере воды. Ориентированы трещины в основном параллельно слоистости. Трещины этой подгруппы чаще всего встречаются в мергелях, микро- и тонкозернистых известняках и доломитах, очень редко — в обломочных и биоморфных известняках.

Основными факторами, определяющими распространенность собственно литогенетических трещин в породах, являются структура и число первичных пор. Д.С. Соколов отмечал, что вода отжимается без особых затруднений из карбонатных осадков, которые имеют крупное, хорошо сообщающееся первичное поровое пространство. И, наоборот, из осадков, у которых поры и соединяющие их каналы имеют ультрамикро- и микроразмеры, отжатие воды затруднено и сопровождается возникновением больших растягивающих напряжений. Они и являются непосредственной причиной образования в осадках литогенетических трещин. В карбонатных слоях, сложенных осадками с подобным первичным пустотным пространством, трещины напластования и внутрислойные играют определяющую роль в качестве путей движения отжимаемой из слоев воды в процессе их литификации. В.Н. Калачева отмечает, что отдельные литологические типы осадочных образований обладают различной склонностью к развитию литогенетических трещин. По мере снижения плотности трещин их можно расположить в такой последовательности: глина — мергель — доломит — известняк — песчаник. По данным К.И. Багринцевой и Г.Е. Белозеровой [3], среди карбонатных пород наибольшей плотностью литогенетических трещин обладают хемогенные известняки и доломиты.

Густота литогенетических трещин и степень их раскрытии зависят от мощности слоев (пластов). Г.И. Гуревич отмечает, что слои карбонатных образований малой мощности, как правило, содержат большое количество внутрислойных трещин, но с очень малой раскрытием (до 0,001 мм). Наоборот, раскрытие мощных пластов, где такие трещины редки, намного большая. Из этого можно сделать вывод о том, что в карбонатных слоях малой мощности с высокой плотностью литогенетических трещин движение пластовых вод затруднено из-за их малой раскрытии, и наоборот.

Тектонические трещины формируются под действием тектонических напряжений в литифицированных осадочных образованиях. В отличие от литогенетических трещин они играют более значительную роль в процессе фильтрации флюидов, что связано с их намного большей протяженностью и часто сквозным характером. Тектонические трещины обычно сеют мощные толщи пород и обеспечивают интенсивную циркуляцию подземных вод в мощных толщах пород, залегающих на различных глубинах.

В зависимости от вида деформаций пород среди тектонических трещин выделяются две подгруппы: отрыва и скола. Первая образуется за счет воздействия на породы растягивающих, радиальных, а вторая — касательных, тангенциальных напряжений. Величина раскрытия трещин варьирует в очень широких пределах от 0,0001 до 10 мм и более. Протяженность их также самая разнообразная: от нескольких сантиметров до сотен метров. При изучении тектонических трещин в керне обычно удается наблюдать обе подгруппы, а по величине раскрытии устанавливаются лишь микротрещины, так как по всем остальным керн при выбуривании разрушается.

Вопросы генезиса и морфологии трещин наиболее полно рассмотрены В.В. Белоусовым, М.В. Гзовским, М.В. Рацем, С.Н. Чернышевым, Р.С. Ко-

пыстянским, К.И. Багринцевой и др. В.В. Белоусов среди большого разнообразия тектонических трещин выделяет скрытые, закрытые и открытые. К первым из них относятся трещины, которые в породах макроскопически не видны, так как они имеют очень незначительную ширину (менее 0,1 мм). Обнаруживаются они в породах с помощью специальных методов ультразвукового прозвучивания, насыщения смолами и люминофорами, а также при механическом воздействии на образцы. О наличии скрытых трещин можно судить по конфигурации изломов. Обычно внешне монолитные породы с тончайшими, волосяными микротрещинами при ударе рассыпаются на мелкие обломки определенной формы (отдельности). Присутствие скрытых трещин, как правило, улучшает емкостные и фильтрационные свойства пород.

К закрытым относятся трещины, которые заполнены различными минеральными образованиями, обычно видимыми невооруженным глазом. В связи с тем что закрытые трещины полностью выполнены новообразованным минеральным веществом, существенной роли в процессе переноса флюидов они не играют.

Направление движения флюидов, интенсивность их фильтрации определяются открытymi трещинами, обладающими обычно различной раскрытием, формирующейся под действием тектонических сил и вторичных процессов. Величина раскрытия по простирианию трещин обычно непостоянна.

Среди трещин, исходя из их масштабов, различают малые, или внутрислойные, и большие, секущие. В.В. Белоусов малыми называл те трещины, которые рассекают отдельные пласти преимущественно в перпендикулярном к напластованию направлении и замыкаются в их пределах. По простирианию размеры этих трещин ограничены. Очень часто в каждом пласте трещины располагаются с некоторым смещением, кулисообразно по отношению к трещинам соседнего пласта.

Большие, или секущие, трещины рассекают пачки слоев и в некоторых случаях достигают размеров в несколько сотен метров. В пределах секущих трещин часто можно наблюдать значительное количество сопутствующих, оперяющих, микро- и макротрещин самой разнообразной морфологии и ориентировки. По отношению к простирианию структур среди трещин выделяются продольные, поперечные и косые разновидности, а в случае куполовидных структур – радиальные и концентрические.

В природе практически не встречаются одиночные трещины. Они обычно образуют системы или же ряд систем трещин, пересекающихся между собой под разными углами. При наличии трех ортогональных систем трещин образуются отдельности, среди которых по форме и размерам выделяются следующие разновидности: кубическая, глыбовая, плоская, пластинчатая и сланцеватая. В тех случаях, когда системы трещин пересекаются не под прямыми углами, отдельности могут иметь призматическую, ромбоздрическую и другие формы.

Размеры отдельностей (блоков), возникающих под действием тектонических напряжений в литифицированных осадочных образованиях, зависят от мощности пластов и физико-механических свойств слагающих по-

род. Известно, что при прочих равных условиях мощные пласти в процессе растяжения раскалываются на крупные блоки и с большими расстояниями между трещинами, а пласти малой мощности рассекаются более частыми трещинами на отдельности небольших размеров. В тех случаях, когда слои одинаковой мощности слагаются породами различной твердости и пластичности, они при тектонических нагрузках образуют блоки различных размеров. Наиболее прочные разности пород при этом образуют отдельности наибольших размеров, и пласти, сложенные ими, имеют наименьшую плотность трещин. По мере снижения прочности пород размер образующихся в них блоков снижается, а плотность трещин повышается.

Исходя из ориентировки трещин относительно текстурных особенностей пород (слоистости, сланцеватости) или же относительно расположения пластинчатых минералов, А.Е. Михайлов предложил геометрическую классификацию трещин (рис. 59), в которой выделено четыре разновидности трещин: поперечные, продольные, косые и согласные. Однако при изучении трещинного пустотного пространства глубокозалегающих пород-коллекторов, проводимом по керновому материалу, для которого отсутствует ориентировка по странам света, наиболее удобно подразделение трещин относительно текстурных особенностей керна на три разновидности: вертикальные (соответствующие поперечным и продольным), наклонные (отвечающие косым) и горизонтальные (согласные).

Характер взаимного пересечения тектонических трещин, а также состав заполняющего их вещества дают возможность выделять среди них отдельные генерации и судить об относительном времени их образования. Число генераций тектонических трещин в пластах не является постоянным. В каждом конкретном случае оно определяется геологической историей развития районов. Например, если в продуктивных биогермных водорослевых среднекаменноугольных известняках месторождения Тен-

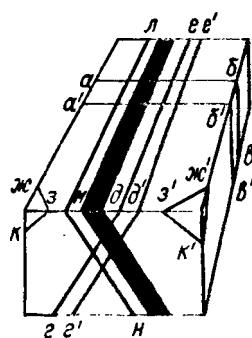


Рис. 59. Геометрическая классификация трещин. По А.Е. Михайлову.

Черный слой — слоистость; трещины: $a-b-c$ и $a'-b'-c'$ — поперечные, где $g-d'-g'$ и $g'-d'-g''$ — продольные, $j-c$ и $j'-c'$ — косые, $l-m-n$ — согласные

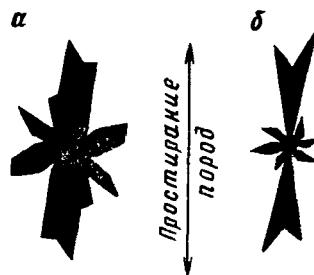


Рис. 60. Сопоставление сводных раздиаграмм трещиноватости пород участков антиклинальных перегибов слоев. a — по наблюдениям на дневной поверхности; b — по глубоким горизонтам (по керну Биштамакской скв. 23)

гиз, приуроченного к Приморскому поднятию юго-восточной части Прикаспийской впадины, испытавшего в послебашкирское время интенсивный подъем, а с верхнеартинского — погружение, выделяются четыре генерации тектонических трещин, то в генетически сходных и залегающих в тех же интервалах глубин (более 4000 м) известняках нижней перми месторождения Караганак (Троицкий выступ северо-восточной части впадины), не испытавших подобных интенсивных знакопеременных движений, их насчитывается три.

При изучении трещинного пустотного пространства глубокозалегающих пород единственным источником информации является керновый материал, поднимаемый из скважин¹. При этом часто возникает вопрос о степени информативности керна, поскольку при выбуривании он обычно разрушается по полым макро- и микротрещинам. Естественно, керновый материал из-за ограниченности размера несет меньшую, чем обнажения, информацию о трещинах и особенно о их протяженности. Но все же при достаточно полном выносе керна из глубоких горизонтов (не менее 70—80 %) и соответствующей обработке материалов можно получить достоверное представление о характере трещиноватости на глубине. Это подтверждается сравнением сводных роз-диаграмм трещиноватости пород артинского яруса нижней перми участков антиклинальных перегибов слоев, построенных сотрудниками Актюбинского отделения ЗапКазНИГРИ по данным наблюдений на дневной поверхности и керну скв. 23 Биштамакской брахиантклинали. Обе диаграммы имеют хорошую сходимость (рис. 60).

Таким образом, наличие в породах, залегающих как на малых, так и на больших глубинах, полых тектонических трещин отрыва и скола повышает коллекторские свойства, особенно проницаемость. Например, если массивные микрзернистые известняки низкой пористости (до 2—3 %) практически непроницаемы, а трещиноватые их разности уже обычно относятся к трещинным породам-коллекторам VII класса (по классификации К.И. Багринцевой) и часто содержат в трещинах УВ (месторождения Жанажол, Караганак и др.).

Глубокозалегающие породы под действием нагрузки вышележащих толщ находятся в состоянии объемного сжатия, что определяет раскрытие трещин. При воздымании глубокозалегающих пород и размыве перекрывающих их осадочных образований происходит снижение величины объемных напряжений. В этих условиях породы получают возможность расширяться, что способствует раскрытию уже имеющихся в них литогенетических и тектонических трещин, а также возникновению новых — трещин разгрузки. Раскрытие трещин под влиянием процесса разгрузки влечет за собой активизацию циркуляции подземных вод и тем самым способствует расширению трещин за счет их выщелачивания.

¹Фотографирование стенок необсаженных скважин, заполненных прозрачной водой, с помощью специальных фотокамер и телевизионных устройств у нас в стране пока не получило широкого распространения.

В гипергенезе, при выходе карбонатных пород на дневную поверхность или близко к ней, они подвергаются воздействиям суточных и сезонных колебаний температуры, замерзающей воды, расклиниванию корнями растений и т. п., вследствие этого в них образуются трещины выветривания, выделяющиеся в особый генетический подвид. Нередко совместно с трещинами выветривания в карбонатных породах наблюдаются и карстовые пустоты (каверны и полости), возникающие под действием атмосферных осадков. По открытым протяженным трещинам кислые поверхностные воды проникают далеко в глубь пород, расширяя за счет их растворения трещины и каналы, создавая неравномерно-пористые участки, каверны и полости выщелачивания разнообразной формы. Закарстованные карбонатные породы при последующем погружении на большие глубины в состоянии противостоять высоким горным давлениям и сохранять свои емкостные и фильтрационные свойства. Подобные карбонатные породы-коллекторы образуют большие емкости для скоплений УВ, такие, как месторождения нефти Рагуста и Гела в Италии, нефтегазовое месторождение Лак и газовое Сен-Марсе во Франции и др.

Генетические особенности пустотного пространства карбонатных пород, их большое разнообразие определяющим образом сказываются и на структуре пустот. Пустотное пространство является нерегулярной системой, в связи с чем и число свойств, которые используются для описания его внутреннего строения, неопределенно велико. Поэтому любой наперед выбранный для этого набор характеристик будет всегда неполным, на что обращали внимание еще Л.С. Лейбензон, А.Э. Шайдеггер, В. Энгельгардт и др. Указанное обстоятельство определило многообразие представлений, вкладываемых исследователями в понятие структуры пустотного пространства пород и часто находящихся в полной зависимости от целей и задач исследований.

Наибольшее развитие изучение строения пустот, особенно пористых сред, получило в почвоведении, грунтоведении, механике рыхлых пород, химической технологии, литологии и физике нефтегазового пласта. Наиболее полная информация о выполненных в этом направлении исследованиях приводится в работах Л.С. Лейбензона, В.Энгельгардта, А.К. Ларионова, А.А. Ханина и др. Не останавливаясь на детальном рассмотрении концепций, закладываемых различными исследователями в основу понятия структуры порового (пустотного) пространства, отметим, что общим в представлениях о строении пустот пород являются те признаки, которые обусловливаются размерами, формой и взаимным соотношением их составных частей, т. е. долевым участием пустот того или иного размера в процессе движения флюидов. Однако анализ результатов изучения структуры пустотного пространства, ее влияния на фильтрационную способность пород показал неопределенность основного параметра этой характеристики — размера пустот. Сложность структуры пустотного пространства пород, карбонатных, в частности, обычно создает непреодолимые трудности при установлении истинных значений величин пустот. В связи с этим при решении конкретных задач для пустот, а также частиц (зерен, форменных элементов), слагающих породы, обладающих сложной или

неправильной формой, выбирают некоторые условные размеры и ограничиваются минимальными сведениями о кривой плотности их распределения. Эта операция осуществляется путем схематизации пустотной среды в той или иной степени регулярными модельными системами. При этом независимо от принимаемой модели получаемая информация о размерах пустот в основном будет определяться методами исследования пустотного пространства, что и является причиной неопределенности понятия размера пустот.

Фактические данные, полученные авторами при исследовании структуры пустотного пространства глубокозалегающих карбонатных пород, а также работы А.Ф. Богомоловой и Н.А. Орловой показывают, во-первых, что различные методы изучения пустот не дают идентичных характеристик их строения и описывают различные стороны структуры дисперсных систем (рис. 13, 61) и, во-вторых, что наиболее важно, методы исследования должны в первом приближении соответствовать изучаемым процессам содержания флюидов в породе и его фильтрации. В связи с этим существенное значение приобретает классификация пустот по их размеру, позволяющая судить о влиянии различных типов пустотного пространства на процессы фильтрации флюидов.

Следует отметить, что в большинстве существующих классификаций обычно рассматривается лишь один аспект характеристики пустот, а именно — их радиус или диаметр, который как бы отражает все многообразие структур пустотной среды пород. Одной из основных причин этого было то, что до 60-х годов основная добыча УВ у нас в стране производилась главным образом из терригенных пород-коллекторов, залегавших на малых и средних глубинах, мало затронутых постседиментационными процессами, и обладающих относительно простым строением пустотного

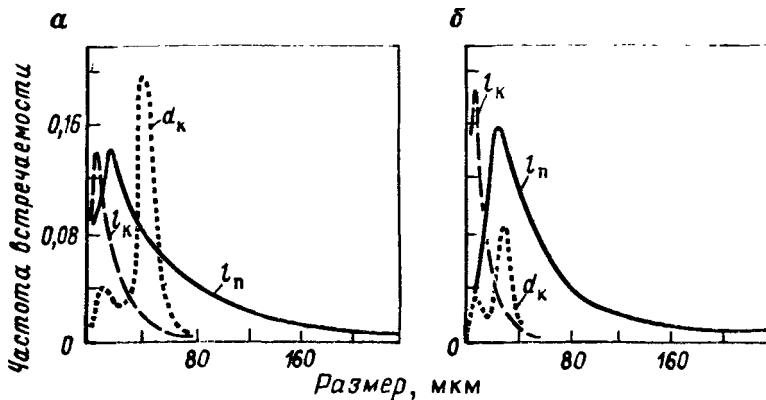


Рис. 61. Распределение размеров пор (l_n) поровых каналов (l_k) по шлифам и по капиляриметрии (d_k) в карбонатных породах. По Б.И. Тульбовичу.

а — $k_n^0 = 17,5 \%$, $k_{\text{пр}} = 1,1 \cdot 10^{-12} \text{ м}^2$, $l_{n,cr} = 70,2 \text{ мкм}$, $l_{k,cr} = 17 \text{ мкм}$, $d_{k,cr} = 36,6 \text{ мкм}$; б — $k_n^0 = 14,5 \%$, $k_{\text{пр}} = 196 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$, $l_{n,cr} = 61,1 \text{ мкм}$, $l_{k,cr} = 13,3 \text{ мкм}$, $d_{k,cr} = 22,4 \text{ мкм}$

пространства. Массовое вовлечение в разработку месторождений нефти и газа, в которых породы имеют более сложное строение пустотного пространства, вызывают необходимость использования при описании структуры пустотного пространства не только одного их параметра — радиуса (или диаметра) пустот, но и двух других пространственных величин — протяженности (длины) и раскрытия (толщины). Совместное рассмотрение этих трех параметров геометрии пустотного пространства пород позволяет более объективно подойти к структурной характеристике пустот.

В основу предлагаемой структурно-морфологической классификации пустот пород (табл. 15) положен десятичный принцип их разделения по размерам, наиболее часто применяемый исследователями. Отличительным признаком при разделении типов пустот на виды является механизм переноса флюидов. Так, в мега- и макропустотах движение жидкости осуществляется, подчиняясь действию силы тяжести и законам гидравлики. В микропустотах движение флюидов может происходить без приложения внешнего давления под воздействием капиллярных сил. Для вытеснения флюидов из пустот этой группы требуется затрата внешних сил. В ультрамикропустотах движение флюидов не происходит при существующих градиентах давления в реальных процессах, так как в них смачивающая фаза прочно удерживается молекулярно-поверхностными силами, и они по всему объему заполнены пленкой жидкости, толщина которой составляет около 0,0001 мм.

Надтипы среди пустот выделялись по их морфологии, т. е. соотношению трех основных размеров, обычно определяющих объем простых геометрических тел (шар, цилиндр, куб и др.), с которыми можно аппроксимировать реальные пустоты пород. К надтипу симметричных пустот относятся поры, каверны и полости, обладающие морфологическим сходством, выражаящимся в том, что их размеры по трем осям измерения (X , Y и Z) равны или отличаются, но не существенно (в пределах одного порядка). Последнее обуславливает их небольшое морфологическое разнообразие: окружные — шарообразные, линзовидные — эллипсообразные, угловатые — близкие к окружным. Лишь сопряжение двух или нескольких симметричных пустот, происходящее в результате постседиментационных процессов растворения или их неполного заполнения минеральными новообразованиями, приводит к возникновению неправильных форм. Форма симметричных пустот определяется объектом растворения, т. е. тем, что подвергалось растворению — фрагмент осадка, породы (зерно, агрегат зерен, раковина фауны или ее остаток и т. п.) или часть породы (фаунистические остатки совместно с цементирующими материалом). В связи с этим их основным отличительным признаком является размер.

В ультрамикро- и мелких макропустотах (порах и кавернах) размером до 1 мм флюиды удерживаются капиллярными силами, т. е. в них капиллярные силы преобладают над гравитационными. В макропустотах размером 1—100 мм, с которыми обычно отождествляют каверны, наоборот, гравитационные силы преобладают над капиллярными и жидкость

Таблица 15

Структурно-морфологическая классификация пустот

| Надтип пустот | Тип пустот | Вид пустот | Разновидность пустот | Размер пустот по оси Z , мм | Соотношение размеров пустот по осям |
|---------------|-------------------|-------------------------------------|--|---|--|
| Симметричные | Поры | Каверны | Субкапиллярные (ультрамикропустоты) | — | $<0,0001$ |
| | | | Капиллярные (микропустоты) | Мелкие Средние Крупные | 0,0001–0,001 0,001–0,01 0,01–0,1 |
| | | | Сверхкапиллярные (микропустоты) | Мелкие Средние Крупные | 0,1–1 1–10 10–100 |
| | Карстовые полости | Мегапустоты | Мелкие Средние Крупные Огромные | 0,01–0,1 0,1–1 1–10 >10 | $Y \approx X \approx Z$ |
| Асимметричные | Каналы | Субкапиллярные (ультрамикропустоты) | — | $<0,0001$ | $Y_K > X \geq Z$ |
| | | | Капиллярные (микропустоты) | Мелкие Средние Крупные | 0,0001–0,001 0,001–0,01 0,01–0,1 |
| | | | Сверхкапиллярные (макропустоты) | Мелкие Средние Крупные | 0,1–1 1–10 >10 |
| | Трещины | Субкапиллярные (ультрамикропустоты) | — | $<0,0001$ | $Y_T \approx X \geq Z$ |
| | | | Капиллярные (микропустоты) | Мелкие (волосные) Средние (узкие) Крупные (широкие) | 0,0001–0,001 0,001–0,01 0,01–0,1 |
| | | Сверхкапиллярные (макропустоты) | Мелкие Средние Крупные (широкие) | 0,1–1 1–10 10–100 | $Y_T \gg Y_K$ |
| | | Мегапустоты | Очень широкие | >100 | |

Примечание: 1. Для карстовых полостей единица измерения — метр. 2. Y_T — длина трещин, Y_K — длина каналов

в них не удерживается. Пустоты, размер которых может быть выявлен лишь в процессе бурения скважин по провалам бурового инструмента, потерям циркуляции промывочного раствора, а не по керновому материалу, относятся нами к карстовым полостям. Их размер более 100 мм.

Надтип асимметричных пустот объединяет каналы и трещины, среди которых, исходя из размеров, выделяется ряд видов и разновидностей. Пустоты этого надтипа характеризуются резко увеличенным размером по одной ($Y > X \geq Z$ – каналы) или же двум ($Y \approx X \ll Z$ – трещины) осям измерения. Разница размеров в них достигает одного, двух и более порядков. Впервые каналы как разновидность пустот карбонатных пород были описаны Г.И. Теодоровичем на основании изучения нижнепермских карбонатных коллекторов нефти Ишимбаевско-Стерлитамакского района. К ним он относил пустоты, весьма сильно отличающиеся по своим размерам и имеющие форму каналов. Возникновение их обусловлено процессами выщелачивания и деятельностью корневой системы растений.

Морфологические особенности пустотного пространства карбонатных пород позволяют отнести к каналам и те пустоты, которые являются связующим звеном между отдельными порами, кавернами и полостями. Размер каналов в поперечном сечении (оси абсцисс и аппликат) меньше, чем по длине (ось ординат), и всегда меньше размеров тех симметричных пустот, которые они соединяют, а по оси Y – наоборот, больше. Каналы в системе пустотного пространства пористых и кавернозных пород-коллекторов являются путями движения флюидов, тогда как их долевое участие в емкости пород весьма незначительно.

Следующим типом асимметричных пустот являются трещины. Их отличительная черта – резкая несоизмеримость размеров по оси аппликат (ширина, раскрытость) и осям абсцисс и ординат (длина, протяженность). Два последних размера трещин обычно больше первого на два и более порядков. По своей раскрытости (ширине) полые трещины подразделяются на ряд видов (см. табл. 15). Этот тип пустот может образовывать как самостоятельную систему пустотного пространства, обычно характерную для хрупких плотных карбонатных разностей (хемогенные микро- и тонкозернистые известняки и доломиты, глинисто-кремнистые известняки), а также развиваться совместно с какой-либо другой системой пустот. Долевое участие трещин в емкости пород со смешанным пустотным пространством (трещинно-поровым, трещинно-каверново-поровым и т. д.) не превышает 2–3 %.

Кроме того, среди отдельных типов асимметричных пустот могут быть выделены разновидности, которые будут учитывать пространственную ориентировку – вертикальные, горизонтальные и наклонные; характер протяженности – прямолинейные, извилистые, разветвляющиеся и куликообразные (лишь для трещин); характер взаимного пространственного расположения – параллельные, перпендикулярные, хаотические, и лишь для трещин – пересекающиеся, оперяющие, ветвящиеся; отношение к структурно-текстурным характеристикам пород – огибающие форменные элементы, а для трещин, кроме того, – секущие форменные элементы и слоистость.

Завершая рассмотрение структурных особенностей пустотного пространства карбонатных образований, следует отметить, что в основном выделенные типы пустот отдельно друг от друга в породах практически не встречаются. Исключение составляют лишь микротрещины, формирующие "чисто" трещинный тип коллекторов в хрупких карбонатных породах, примером которых являются нефтеносные глинисто-кремнистые известняки доманикового горизонта, развитого в системе Камско-Кинельских прогибов [19].

В большинстве случаев отдельные типы пустот в породах-коллекторах присутствуют совместно. Наиболее часто встречающимся сочетанием в керне является совместное нахождение микро- и макропустот типа: поры и каналы; поры, каверны и каналы; поры, каверны, каналы и трещины. В связи с этим в последнее время распространены такие термины, как "смешанный тип пустотного пространства" или "сложный тип коллектора". Причиной этого является применение для изучения структуры пустот новых методов, позволяющих не только выявлять тот или иной "размерный" тип, но и давать их морфологическую характеристику. Среди них следует назвать: метод изучения структуры микропустот в шлифах, насыщенных окрашенными смолами, предложенный сотрудниками ВНИГРИ, методы ультразвукового прозвучивания и пропитки пород люминесцирующими жидкостями [3], наиболее эффективный для обнаружения трещин метод рентгенографии образцов пород, применяемый для изучения микро-, макро- и мегапустот без нарушения сплошности керна.

Очевидно, наиболее широкое и комплексное применение перечисленных методов позволит во многом дополнить и уточнить предложенную для обсуждения классификацию пустотного пространства карбонатных пород.

ВТОРИЧНЫЕ ПРОЦЕССЫ И ИХ РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД-КОЛЛЕКТОРОВ НА БОЛЬШИХ ГЛУБИНАХ

Среди всех осадочных образований пустотное пространство карбонатных пород наиболее разнообразно, различно оно и по времени возникновения. К первичным пустотам относятся те, которые образуются во время седиментации карбонатных осадков, видоизменяются и возникают вновь на стадии диагенеза. Условия осадконакопления карбонатов определяют характер и свойства первичного пустотного пространства осадков, а в дальнейшем влияют на последующее их преобразование и развитие. Первичные пустоты (первичная пористость) в общей емкости карбонатных пород, залегающих как на больших, так и на малых глубинах, играют небольшую роль, так как они в процессе геологической истории либо видоизменяются (унаследованные поры и каверны), либо полностью исчезают вследствие уплотнения и заполнения минеральными новообразованиями. Главная роль в карбонатных коллекторах, залегающих на самых различных глубинах (от поверхности до 7000–8000 м), принадлежит вторичным пустотам (вторичная пористость), образование и развитие которых происходит на стадиях катагенеза и гипергенеза.

Интенсивность проявления постседиментационных процессов и их нап-

равленность непостоянны во времени и пространстве. На протяжении геологической истории эти процессы оказывают существенное влияние на формирование пустотного пространства, коллекторские свойства карбонатных пород. Определяющую роль в преобразовании карбонатных пород на стадии диагенеза играют физико-химические и биологические факторы, а на стадии катагенеза – физико-механические и гидрохимические. С увеличением глубин залегания пород физико-механические факторы (повышение температур, геостатических нагрузок, поровых давлений, а для отдельных этапов геологической истории регионов и тектонических напряжений) приводят к существенным преобразованиям карбонатов: их уплотнению, перекристаллизации, трещинообразованию и стилолитизации. Изменения термобарической и тектонической обстановки недр сопровождается изменением гидрохимических условий, что, в свою очередь, вызывает либо растворение, либо выделение минеральных новообразований (кремния, кальцита, сульфатов и т. д.).

Все осадки и породы претерпевают уплотнение на различных стадиях литогенеза. Процесс уплотнения пород влечет за собой уменьшение их объема за счет сокращения величины и количества пустот. Наиболее интенсивно процесс уплотнения проявляется в нелитифицированных карбонатных осадках при их погружении уже на незначительную глубину – не более 1 м. Исследуя карбонатные осадки Южной Флориды (США), Р. Гинзбург пришел к выводу, что небольшая масса перекрывающих осадков, т. е. литостатическое давление, не в состоянии вызвать значительное уплотнение осадков. При этом он полагает, что быстрое уплотнение аллохтонных карбонатных илов обусловлено в основном деятельностью организмов, перемешивающих осадок, гелеподобным характером образования и выделением газов – продуктов жизнедеятельности бактерий. И лишь на более поздних стадиях эволюции осадков по мере перекрытия их отложениями большей мощности эффективным фактором уплотнения становится литостатическое давление, которое приводит к увеличению связности составных частиц илового осадка.

Исключением из этого правила является ряд автохтонных известняков, например рифовых, которые изначально обладают жестким, литифицированным каркасом, выдерживающим большое литостатическое давление и не испытывающим при этом значительного уплотнения.

Процесс уплотнения карбонатных пород на стадиях диагенеза и катагенеза ускоряется в результате деформации и увеличения растворимости минералов под действием возрастающих давлений и температур при погружении. Однако этот процесс может и приостанавливаться, если образовавшиеся механические связи в состоянии обеспечить определенную жесткость каркаса, достаточную для уравновешивания нагрузки. Подобное устойчивое состояние непостоянно и обычно нарушается при погружении пород. Помимо литостатического давления на породы существенное влияние оказывают и тектонические нагрузки, также способствующие уплотнению карбонатных пород, уменьшению их первичной межзерновой пористости, развитию трещин, стилолитов и вторичных пустот выщелачивания.

В отличие от терригенных образований выявить зависимость степени

механического уплотнения карбонатных пород от глубины их залегания достаточно сложно. Они быстро изменяют свою структуру, текстуру и пустотное пространство не только при увеличении литостатических нагрузок, но и при изменении термобарических и гидрохимических условий недр, приводящих к процессам растворения или минеральным новообразованиям.

Вместе с тем изучение подсолевых карбонатных пород северной бортовой зоны Прикаспийской впадины, залегающих в интервале глубин 2500–4500, показало, что в общем случае в известняках и доломитах с глубиной происходит уменьшение как полной (от 8,6 до 1,6 %), так и открытой (от 4,2 до 0,4 %) пористости и увеличение плотности от 2,59 до 2,71 г/см³. В ряде случаев наблюдаются и отклонения от этой закономерности, что объясняется их различными структурно-текстурными особенностями и литолого-фациальными условиями осадкообразования.

Так, микро- и тонкозернистые известняки и доломиты нижней перми внешней бортовой зоны (глубина залегания 2400–2600 м) характеризуются наибольшей степенью уплотнения. Зерна карбонатов, слагающие породу, имеют ксеноморфную форму, контакты между ними удлиненные и конформные. Пористость подобных пород обычно не превышает 1 %. В то же время однотипные карбонатные образования зоны бортового уступа с глубиной залегания (2900–3200 м) имеют, как правило, гип- и идиоморфные формы зерен, контакты между ними точечные, редко удлиненные, а средняя величина их пористости составляет 4,4 %. Усложненные формы зерен и контактов между ними в зоне бортового уступа отмечаются лишь на глубинах 3400–3500 м и ниже.

Детальный анализ изменения первичной пористости лишь одной литологической разности карбонатов, в частности, мелкозернистых доломитов, проведенный Л.П. Гмид и С.Ш. Леви, по разновозрастным образцам различных продуктивных горизонтов месторождений Башкирии, Белоруссии, Болгарии и Куйбышевского Поволжья, показал, что по мере увеличения глубины залегания пород от 800 до 3400 м, с одной стороны, происходит снижение их первичной пористости от 18 до 1,5 %, а с другой — увеличение в их емкости роли трещин, густота которых возрастает от 20 1/м до 150 1/м.

Подобная же тенденция отмечается Е.А. Акулиной и Р.А. Бочко [16] для известняков Западного Предкавказья. Проведенный ими комплексный анализ первичной пористости матрицы микрозернистых известняков верхнего мела (1100 образцов по 70 площадям), залегающих в интервале глубин от нуля до 4500 м, показал, что рост геостатических нагрузок с глубиной залегания пород сопровождается разрушением кокколитов, слагающих микрозернистую часть известняков, увеличением плотности упаковки их кристаллитов, что закономерно отражается на уменьшении количества и объема первичных межзерновых пор. Градиент снижения первичной пористости, рассчитанный на 1000 м глубины для известняков Западно-Кубанского прогиба, составил 2,3 %, а для другой тектонической зоны — Скифской плиты, он вдвое выше — 4,5 % (рис. 62).

Таким образом, процессы уплотнения в целом приводят к снижению

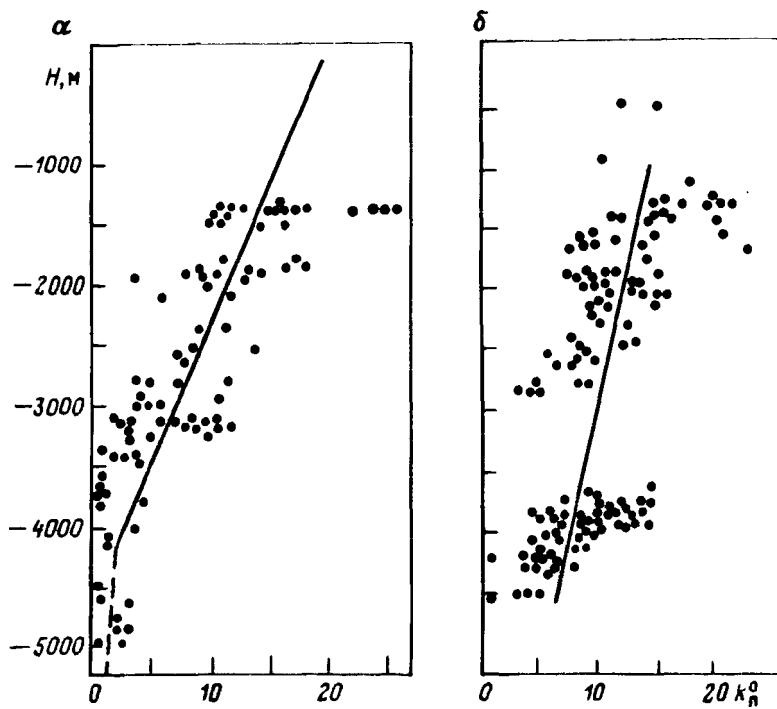


Рис. 62. Зависимость коэффициента открытой пористости k_p^0 от глубины в карбонатных породах верхнего мела [16].

а — Скифская плита, б — Западно-Кубанский прогиб

первичной пористости известняков и доломитов, тогда как вторичная пористость в карбонатных породах имеет довольно высокие значения на больших глубинах. Это объясняется тем, что на формировании пустотного пространства карбонатных образований, кроме уплотнения, сказываются и другие процессы — выщелачивание, перекристаллизация, доломитизация и др.

Наиболее существенно на формирование пустотного пространства карбонатных пород влияет процесс растворения, выщелачивания. Вынос из пород части карбонатного материала является причиной образования каверн, а также расширения трещин.

Растворимость карбонатных минералов, как известно, зависит от многих факторов: энергии кристаллической решетки минералов, размера зерен, их природы и упаковки, наличия примесей, солевого состава подземных вод, количества содержащихся в них различных форм углекислоты, скорости движения растворителя и термобарических условий. Комплексное воздействие этих факторов обычно приводит к избирательному растворению карбонатных минералов, а в конечном счете — неравномерному распределению каверн в известняках и доломитах.

На ранних этапах диагенеза формированию первичных каверн выщелачивания способствует углекислота, образование которой происходит в результате разложения органических остатков, содержащихся в осадке.

При этом следует отметить, что эти пустоты существенного влияния на окончательные коллекторские свойства пород не оказывают, так как они в большинстве случаев на последующих стадиях литогенеза заполняются аутигенными минералами (кальцитом, ангидритом и др.).

Следующий этап выщелачивания и наиболее интенсивного образования пустот в карбонатных породах наступает при подъеме территорий, их выведении на меньшие глубины, в зону, где снижается минерализация подземных вод и возрастает способность к растворению (ретрессивный эпигенез, по Л.Б. Рухину). Благоприятной для проявления процессов выщелачивания является зона гидрокарбонатных вод, характеризующаяся, как правило, недонасыщенностью по отношению к карбонатному материалу пород. В этом случае на интенсивность выщелачивания карбонатов большое влияние оказывает не только степень минерализации и химический состав вод, но и их подвижность, которая зависит от фильтрационных свойств известняков и доломитов. Наиболее эффективно процессы выщелачивания протекают в породах, в которых уже имелась система сообщающихся пустот — либо сохранившихся от более ранних стадий литогенеза, либо возникших под действием тектонических напряжений (трещиноватость). На этом этапе пустоты выщелачивания могут развиваться по всей массе пород, или избирательно: по цементу или по цементируемому материалу.

При дальнейшем подъеме территории карбонатные породы могут быть выведены в зону действия процессов гипергенеза и быть вскрыты денудационными процессами. В этом случае в них может происходить и карстообразование, основным условием которого является наличие растворимых пород. Карбонатные породы-коллекторы, образующиеся при этом, обычно обладают наибольшей емкостью (30–40 %). Вместе с тем в случае их нефтегазонасыщения из-за прихотливого и неравномерного распределения в них пустоты дебиты даже близко расположенных скважин могут резко отличаться друг от друга, а в ряде случаев гидродинамическая связь между отдельными участками может отсутствовать. По оценке Г.А. Максимовича и В.Н. Быкова, на долю коллекторов, образовавшихся за счет карста, приходилось не менее 20–30 % мировой добычи нефти.

Примерами скоплений УВ, залегающих на различных глубинах (1000–5000 м) и приуроченных к карбонатным породам-коллекторам, подвергшимся интенсивным процессам выщелачивания и карстообразования, могут служить Ярино-Каменоложское, Речицкое и Тенгизское месторождения.

Ярино-Каменоложское месторождение нефти приурочено к брахиантеклиниали меридионального простирания, расположенной в пределах Каменоложского вала Пермско-Башкирского свода. Брахиантеклиналь по кровле нижнекаменноугольных отложений имеет размер 40 · 6 км, углы наклона западного крыла составляют 2–9°, восточного — 1°40' – 2°. Структура бескорневая, выложивающаяся с глубиной, прослеживается до франского яруса. Возникновение структуры относится к концу девонского периода, когда на фоне общего опускания окружающей территории она испытала относительный подъем.

Рис. 63. Палеокарстовые котловины в турнейских отложениях Ярино-Каменномоложского месторождения.

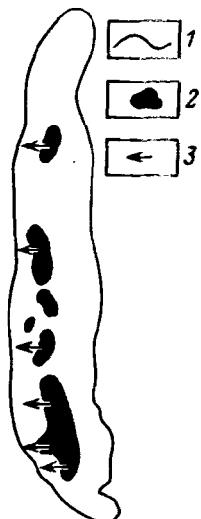
1 – контуры брахиантклинали; 2 – палеокарстовые котловины; 3 – направление стока карстовых вод

В пределах брахиантклинали нефтеносными являются карбонатные породы турнейского, серпуховского и башкирского ярусов, относящиеся к третьему структурному ярусу. Суммарная мощность карбонатных отложений на поднятии превышает 1700 м, что составляет 55 % от общей мощности осадочного чехла, из которых около 400 м было подвергнуто интенсивному выщелачиванию во время предтульского, предбашкирского и предверейского континентальных перерывов в осадконакоплении. Покрышкой для залежей нефти, залегающих на глубине 1380–1750 м, служат иреньские и отчасти соликамские сульфатные образования мощностью 150–200 м.

На месторождении развиты три палеокарстовые зоны, к которым приурочены залежи нефти: турнейская мощностью 51–98 м, серпуховская 30–35 м и нижнебашкирская 47–52 м. Турнейская массивная залежь, залегающая под предтульским перерывом в осадконакоплении, имеет этаж нефтегазоносности 50 м. Пористость нефтенасыщенных известняков варьирует от 3 до 15,4 % при газопроницаемости не более $125 \cdot 10^{-15}$ м². В известняках широко развиты каверны и закарстованные трещины. В сводовой части залежи установлены палеокарстовые котловины глубиной до 8 м, площадные размеры которых соизмеримы с современными полями (рис. 63). В турнейском продуктивном горизонте выделяется от 1 до 19 проницаемых зон мощностью 0,4–4 м, приуроченных к повышенным участкам древнего карстового рельефа. Неоднородность развития пород-коллекторов в массивной залежи отразилась и на дебитах нефти, которые в пределах структуры изменяются от 0,01 до 10,7 т/сут.

Выше по разрезу под предверейским перерывом на глубине 1380–1420 м залегают нефтеносные серпуховско-башкирские отложения с этажом нефтегазоносности 65 м. Нефтенасыщенные известняки имеют в пределах площади и по разрезу достаточно изменчивые величины пористости и проницаемости. Пустоты в основном вторичные и представлены кавернами выщелачивания размером до 2 мм. В этой залежи В.Н. Быковым и Л.Ю. Даниловой выделяются четыре высокоемких палеокарстовых горизонта, к которым приурочены интенсивные поглощения бурового раствора. В начальный период скважины обычно фонтанировали дебитами от 15 до 80 т/сут.

На больших глубинах находится месторождение Речица, расположенное в Припятской впадине. По кровле подсолевого девона структура представляет собой моноклиналь северо-западного простирания, а по кровле верхней соленосной толщи – брахиантклиналь размером $16 \cdot 5,7$ –7,5 км,



амплитудой 1 км. Угол наклона южного крыла $45-70^\circ$, северного 20– 30° . В пределах структуры мощность осадочного чехла составляет около 3500 м.

Карбонатные породы саргаевского, семилукско-бургского, воронежского и евлановского горизонтов мощностью 250–310 м, залегающие на терригенных отложениях среднего–верхнего девона, перекрыты каменной солью ливенского горизонта франского яруса (нижняя соленосная толща). Выше располагаются карбонатные межсолевые отложения задонского и елецкого горизонтов мощностью 60–350 м. Они перекрываются верхней соленосной толщей лебедянского горизонта мощностью 186–940 м. Залежи нефти, приуроченные к карбонатным отложениям семилукско-бургского горизонта, верхневоронежского надгоризонта франского яруса и задонского, елецкого горизонтов фаменского яруса, залегают в интервале глубин 1900–3200 м.

Карбонатные продуктивные подсолевые и межсолевые отложения в пределах поднятия подверглись неоднократным и интенсивным процессам выщелачивания и закарстовывания. Так, известняки и доломиты семилукско-бургского горизонта в предворонежское время были выведены на поверхность и кровля горизонта подверглась размыву, но континентальный перерыв был кратковременным. В воронежское и евлановское время здесь уже стали накапливаться мелководные карбонаты, которые сменили в ливенское время галогеновые образования. Лагунно-морские условия осадконакопления ливенско-елецкого времени сменились более глубоководными в задонское время. Но и в этот отрезок времени тектонический режим был изменчив, что привело к размыву кровли задонских отложений (IV пачка), наиболее интенсивно проявившемуся в присводовой и северо-западной частях структуры. По данным Л.И. Мельника и Г.Л. Комлака, мощность размытой части разреза составила 40 м. В елецкое время морские условия дважды сменились на континентальные, которые сопровождали размывы кровли пачки II и кровли горизонта. Лагунно-морские условия лебедянского времени, приведшие к накоплению верхней соленосной толщи, в дальнейшем сменились длительными континентальными, при которых происходило накопление терригенных осадков.

Наиболее интенсивному выщелачиванию и закарстовыванию в пределах структуры подверглись семилукско-бургские карбонаты. Их полная пористость колеблется от 0,8 до 22 %, а открытая достигает 14 %. Для известняков и доломитов характерно наличие многочисленных трещин с приуроченными к ним кавернами размером 2 × 3 мм. Доля каверн в емкости отдельных образцов изменяется от 34 до 92 %, в среднем составляет 74 %. Величина трещинной пористости карбонатов 0,2–0,3 %. Емкость коллекторов трещинного типа, складывающаяся из емкости трещин и расширений по ним, равна 1–2,5 %. Густота трещин, определенная по фотокаротажу, составляет 1,35 1/м. Кроме того, в карбонатных породах под поверхностью размыва развиты большие карстовые полости, о чем свидетельствуют провалы бурового инструмента (до 1 м) и интенсивные поглощения промывочного раствора. Например, в интервале глубин 2730–

2737 м скв. 7 было поглощено 140 м³ раствора, для предотвращения чего потребовалось закачать в призабойную зону 8 м³ бентонитовой пасты и установить цементный мост. О большой емкости трещинно-каверновых коллекторов горизонта свидетельствуют и высокие дебиты нефти, максимальные из которых приурочены к присводовой части структуры (скв. 7–830 м³/сут). Из коллекторов этого горизонта было добыто более 65 % нефти месторождения.

Месторождение Тенгиз расположено в Прикаспийской впадине. Оно приурочено к брахиантиклинальной складке коробчатого типа, залегающей в интервале глубин 3800–4800 м и погребенной под терригенными отложениями мезозоя–кайнозоя. Амплитуда поднятия по поверхности подсолевых отложений около 1000 м. Поднятие с глубиной постепенно выполняется.

В истории развития структуры отмечается несколько этапов формирования. Первый относится к концу каменноугольного периода, когда образованное поднятие было выведено на дневную поверхность и подвергнуто интенсивному разрушению в течение нижнепермского времени. В результате этого были размыты карбонатные отложения до башкирского яруса среднего карбона, на поверхность которых отложились карбонатно-глинистые породы верхнеаргинского подъяруса. Второй этап развития охватывает отрезок времени от кунгурского до начала триасового. Выведенные на дневную поверхность отложения верхней перми подверглись разрушению и на их выровненную поверхность отложились терригенные породы триаса, юры и мела. К этим этапам развития структуры приурочены два этапа формирования залежей месторождения. Первая залежь связана с каменноугольным этапом структурообразования. Она предверхнеаргинским размывом была подвергнута разрушению, что отражено в наличии твердых битумов в пустотном пространстве визейско-башкирских известняков. Следующий этап формирования месторождения приурочен к послепермскому времени, образовавшаяся в это время залежь нефти сохранилась до настоящего времени.

Промышленная нефтеносность поднятия связана с визейско-башкирскими карбонатными породами-коллекторами, обладающими сложным строением пустотного пространства, представленного вторичными порами, кавернами и трещинами. Первичные пустоты полностью заполнены твердым битумом. Литолого-петрофизические исследования позволяют выделить среди карбонатных отложений три типа пород-коллекторов, характеризующихся различными емкостными и фильтрационными свойствами. Пористость коллекторов трещинного типа не превышает 3 %, их трещинная проницаемость составляет $(2-33) \cdot 10^{-15}$ м² при густоте трещин до 350 1/м; порово-каверново-трещинных 3–7 %, а трещинно-каверново-поровых – до 23 % при газопроницаемости $(1,8-40,3) \cdot 10^{-15}$ м². В двух последних типах коллекторов вторичные пустоты выщелачивания размером до 10 · 40 мм играют доминирующую роль (см. рис. 15). Их долевое участие в емкости пород достигает 75–80 %. Соединяются между собой каверны выщелачивания посредством каналов диаметром до 1 мм и трещин, раскрытистью до 0,2 мм. Широкое развитие высококачественных

карбонатных пород-коллекторов с вторичным пустотным пространством предопределяет высокие дебиты скважин.

Таким образом, вторичное пустотное пространство, сформированное процессами выщелачивания в верхах литосферы, в благоприятных геологических условиях может сохранить свою морфологию и структуру на самых различных интервалах глубин. Это является хорошей предпосылкой для поисков скоплений нефти и газа в карбонатных породах, залегающих на больших глубинах под поверхностями перерывов в осадконакоплении.

В тех случаях, когда в известняках и доломитах процесс растворения не сопровождается интенсивным выносом перешедшего в раствор материала, а происходит его перераспределение (растворение и кристаллизация) в пределах небольших по протяженности участков (длины миллиметра), приводящее лишь к изменению структуры и текстуры пород, то подобное явление соответствует процессу перекристаллизации. Основной причиной перекристаллизации является стремление вещества к уменьшению поверхностной энергии, приспособление его к новым термодинамическим, а на начальных этапах диагенеза и к новым гидрохимическим условиям.

Исходя из представления о том, что хемогенный микрозернистый кальцит морских осадков является седиментогенным, о степени или интенсивности процессов перекристаллизации можно судить по размеру вновь образованных кристаллов. Процесс перекристаллизации протекает во всех карбонатных образованиях, но с различной интенсивностью.

Преобразование структуры зерен карбонатных пород, являющееся следствием перекристаллизации, изменяет и их физико-механические свойства. В табл. 16 приводятся результаты изучения физико-механических свойств зернистых, низкопористых известняков и доломитов подсолового комплекса Прикаспийской впадины, дополненные данными по од-

Таблица 16

Физико-механические свойства зернистых известняков и доломитов

| Тип пород (размер зерен) | Число определений | Предел текучести, $P_0 \cdot 10^7$, Н/м ² | $P_{ш} \cdot 10^7$, Н/м ² | $k_{пл}$ |
|--|-------------------|--|--|----------|
| Известняки микрозернистые (<0,01 мм) | 41 | 50–120 | 140–230 | 2,0–6,1 |
| Известняки мелкозернистые (0,1–0,25 мм) | 38 | 30–100 | 120–210 | 2,5–5,0 |
| Мрамор белый, равномернозернистый (до 2,15 мм) | 10 | 55–70 | 90–130 | 2,1–4,2 |
| Доломиты микрозернистые (<0,01 мм) | 29 | 150–230 | 240–330 | 2,5–4,5 |
| Доломиты мелкозернистые (0,1–0,25 мм) | 15 | 130–240 | 250–320 | 1,6–3,7 |
| Доломиты среднезернистые (до 0,45 мм) | 17 | 120–220 | 190–270 | 1,7–2,9 |

нотипным породам, полученным Л.А. Шрейнером, Б.В. Байдюком и Н.Н. Павловой. Анализ результатов исследований зависимости физико-механических свойств от интенсивности перекристаллизации показывает, что в целом увеличение размера зерен кальцита и доломита сопровождается снижением твердости ($P_{ш}$) и увеличением склонности пород к трещинообразованию ($k_{пл}$). В то же время разница крайних величин параметров ($P_{ш}$ и $k_{пл}$) указывает на то, что эта зависимость по своему характеру более сложная и, видимо, определяется не только структурой слагающих их зерен, но и такими показателями, как тип перекристаллизации, размер и число межзерновых пустот, содержащихся в каркасе (матрице) пород.

Однако влияние перекристаллизации карбонатных пород на их коллекторские свойства не всегда однозначно. В случаях, когда интенсивность перекристаллизации незначительна, отмечается лишь спорадическое увеличение отдельных зерен или их агрегатов (пятнистый тип перекристаллизации), что приводит к некоторому снижению первичной емкости пород за счет заполнения первичных межзерновых пор. В тех случаях, когда процесс протекает интенсивно, существенно изменяя структуру карбонатов (полосчатый и сплошной типы перекристаллизации), происходит увеличение размеров межзерновых, новообразованных пустот, повышается жесткость каркаса и склонность пород к трещинообразованию. Реализация этой возможности способствует развитию кавернозности и улучшению качества коллекторов.

Своеобразной текстурой осадочных пород, возникающей в результате процесса избирательного растворения, являются стилолиты. Интерес к ним со стороны геологов-нефтяников объясняется, во-первых, широким развитием стилолитов в карбонатных породах многих важных нефтегазоносных районов (Северное Предкавказье, Прикаспийская впадина, Персидский залив, Северное море и др.), и, во-вторых, особым генезисом и морфологией, определенной емкостью и проницаемостью.

В настоящее время общепризнано, что стилолиты являются результатом процесса дифференцированного растворения породы под давлением. Добавим, что подобный процесс требует не только направленного давления, но и достаточно свободного выноса из системы "стилолит — порода" растворенного вещества, поэтому в условиях одинакового направленного давления стилолиты развиваются прежде всего там, где структура пустотного пространства породы способствует более легкому удалению растворенного карбонатного материала.

Исследования стилолитов в породах верхнего мела Баргустанского хребта в центральном Предкавказье и верхнего палеозоя Прикаспийской впадины (глубина залегания пород от поверхности до 4500 м) были выполнены литологами МИНГ им. И.М. Губкина (авторами совместно с В.Г. Кузнецовым, Н.Ю. Грошковой и В. Сухе). Эти исследования показали, что процессы стилолитизации вызывают существенные изменения в прилегающих к ним зонах известняков. Они выражаются в кальцитации, окремнении, трещинообразовании, изменении упруго-деформационных и коллекторских свойств.

Образование стилолитов ведет к появлению растворенного карбонатного материала, который выносится из системы "стилолит – порода" по наиболее проницаемым пластам. Вместе с тем этот материал уже в пристилолитовой зоне попадает в иные условия и, в частности, обстановку меньшего давления, где растворимость карбонатов снижается и происходит повторное выпадение кальцита (процесс кальцитизации). Вторичная кальцитизация в пристилолитовой зоне наиболее ясно выражена в известняках, состоящих из форменных элементов – дентита, оолитов, сгустков и др. С этой кальцитизацией связано изменение упруго-деформационных свойств пород в пристилолитовой зоне, что отражается на скорости, твердости и пластичности. Замеры перечисленных параметров проводились непосредственно в стилолитовой поверхности и на определенных расстояниях от нее в различно измененных кальцитизацией частях породы.

В плоских срезах известняков верхнего мела Предкавказья внешне однородная текстура имеет светлые, почти белые мелоподобные участки и несколько более темные с фарфоровидным изломом. Форма этих разноокрашенных участков неправильная, размеры составляют несколько сантиметров в поперечнике. Темные участки локализуются вблизи стилолитовой поверхности, вдоль стенок вертикальных стилолитовых зубцов, светлые же участки располагаются между зубцами на некотором удалении от них.

Участки пород белой окраски менее плотные, в них имеются многочисленные межзерновые поры размером 0,0005–0,001 мм, приуроченные к микрозернистому цементу, и редкие внутриформенные поры размером 0,006–0,12 мм, связанные с остатками фауны. Скорость УЗВ в них составляет в среднем 4010 м/с. Темные участки более плотные. Они в основном перекристаллизованы и слагаются в отличие от светлых участков зернами кальцита большего размера – 0,005–0,01 мм. Поры, встречающиеся в них, редки и изолированы друг от друга, величина их от 0,006 до 0,015 мм. Скорость УЗВ в этих участках возрастает до 4490 м/с (табл. 17). Они характеризуются также большей твердостью и хрупкостью, в них практически отсутствуют пластические деформации. Коэффициент пластичности для наиболее типичных случаев равен 5,2 – в светлых участках и 1,47 в более темных.

Аналогичное явление установлено по образцам палеозойских отложений Западно-Тепловского месторождения: вблизи стилолитовых швов наблюдается повышенная твердость (до $150 \cdot 10^7$ Н/м²) и пониженная пластичность пород (не более 1,5), по мере удаления от шва уменьшается скорость УЗВ, твердость понижается (до $60 \cdot 10^7$ Н/м²), а пластичность увеличивается ($k_{pl} \geq 2$). При наличии нескольких стилолитовых швов кальцит в наибольшем количестве выпадает в промежутке между стилолитами, что приводит к более сложному распределению скорости прохождения УЗВ, твердости и пластичности. Наиболее плотными и хрупкими становятся участки между стилолитовыми поверхностями.

Своеобразно происходит окремнение пристилолитовой зоны. Кремнезем был обнаружен в единичных случаях в среднекаменноугольных известняках месторождения Жанажол в виде халцедона в зубцах стилолитов,

Таблица 17

Скорости УЗВ, м/с, в различных участках стилолитизированных известняков верхнего мела Баргустанского хребта

| Номер образца, эталон | Номер точки | Темные (плотные) участки | Номер точки | Светлые (пористые) участки |
|-----------------------|-------------|--------------------------|-------------|----------------------------|
| 1 | 1 | 4570 | 4 | 4500 |
| | 7 | 4950 | 8 | 3860 |
| | 10 | 4560 | 12 | 4340 |
| Эталон | — | 4560—4950 | — | 3860—4500 |
| | | 4690 | | 4230 |
| 2 | 22 | 4120 | 20 | 3600 |
| | 25 | 4270 | 21 | 3770 |
| Эталон | — | 4120—4270 | — | 3600—3770 |
| | | 4190 | | 3680 |
| По всем замерам | — | 4120—4950 | — | 3600—4500 |
| | | 4490 | | 4010 |

Примечание. В числителе — минимальная и максимальная величины; в знаменателе — средняя величина.

а также в виде вытянутых кристаллов кварца вдоль боковой поверхности зубцов. Механизм окремнения можно представить в следующем виде: растворение кальцита в процессе стилолитизации привело к повышению pH растворов, что повлекло за собой растворение рассеянного в породе кремнистого материала. В дальнейшем при кристаллизации кальцита из поровых вод произошло снижение pH и обратное выделение из раствора, который естественно локализовался в зубцах стилолитов, и кристаллов кварца вдоль их стенок.

Свообразием пристилолитовой зоны является развитие здесь специфических литогенетических трещин двух основных направлений — субвертикальных и горизонтальных, описанных Р. Нельсоном [41] как трещины разрыва (более или менее параллельные зубцам стилолитов) и трещины разгрузки (перпендикулярные зубцам и нередко ограниченные боковыми частями шипов). Они бывают полыми или выполненные вторичным кальцитом. Можно думать, что появление трещин обусловлено прежде всего повышенной хрупкостью этих участков вследствие катагенетической кальцитизации, а также пестротой и неравномерностью ее проявления. Одним из возможных механизмов возникновения подобных трещин может служить естественный гидроразрыв. Освобожденная в процессе растворения карбонатного материала поровая вода повышала объем пластовых вод и увеличивала внутрипластовое давление, что вело к гидроразрыву пород в участках наибольших напряжений — в вершинах зубцов. В случае если первоначальные породы были низкопроницаемыми, растворенный

кальцит выпадал в трещинах и заполнял их, если же породы обладали хорошими первоначальными фильтрационными свойствами, растворенный карбонат кальция выносился из системы "стилолит–порода" и трещины оставались полыми.

Таким образом, катагенетические процессы наиболее интенсивно проявлялись вблизи стилолитовых швов и затухают по мере удаления от них.

При рассмотрении влияния стилолитообразования на коллекторские свойства пород, видимо, следует различать два аспекта – коллекторские свойства и, в частности, проницаемость самого стилолита или точнее стилолитовой поверхности и коллекторские свойства прилегающей к ней зоны карбонатной породы.

В исследовавшихся разрезах верхнего мела Баргустанского хребта проницаемость стилолитов высока. Подтверждением этого является то, что, во-первых, во многих случаях по стилолитовой поверхности можно разнять сопрягающиеся части породы, что свидетельствует о зиянии в местах сочленения пород; во-вторых, на стилолитовых поверхностях, на стенах шипов в виде корок нередко наблюдаются выделения вторичного кристаллического кальцита, кристаллизация которого возможна только при наличии свободных полостей, достаточно свободно фильтрующих воды.

В пользу высокой проницаемости стилолитовых поверхностей, по данным М.Х. Булач, свидетельствует присутствие в них битумов. Породы имеют проницаемость $0,001 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$, а трещинная проницаемость их при наличии стилолитов повышается до $6,2 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$, т. е. более чем в 6000 раз. Однако все эти примеры касаются отложений либо выведенных на дневную поверхность, либо залегающих на небольших глубинах.

На больших глубинах породы по стилолитовым поверхностям, как правило, очень плотно сомкнуты, и при насыщении образцов люминесцирующими растворами, последние в них не проникают, хотя они способны проникать в полости раскрытием в 1 мкм. Такие же результаты были получены и К.И. Багринцевой [3] при изучении керна Оренбургского, Вуктыльского и других месторождений углеводородов.

В пристилолитовой зоне происходит снижение емкости известняков за счет заполнения первичных пор вторичным кальцитом. Однако последствия этого процесса в породах разной структуры выражены неодинаково. В микрозернистых, шламовых и других подобных по структуре известняках с изначально невысокой проницаемостью и мелкими порами, которые заполняются кальцитом практически полностью. Зона кальцитизации в них охватывает достаточно большую по толщине пристилолитовую зону. В первично же высокопроницаемых породах толщина подобной зоны кальцитизации не превышает 10–20 мм. Вместе с тем повышение хрупкости пород в этих участках способствует развитию в них трещин и за счет этого улучшаются коллекторские свойства и прежде всего проницаемость. Например, в образцах из продуктивной части залежи месторождения Жанажол (глубина более 3500 м) такие трещины заполнены нефтью, в то время как вторично кальцитизированная матрица не содержит нефти. Исследование емкостных и фильтрационных свойств этих известняков

с использованием метода люминесцентной дефектоскопии показало, что они, как правило, обладают низкой пористостью (2–3 %), из которой на долю трещин, развитых в пределах стилолитового шва, приходится до 50 %. Они же являются и основными путями фильтрации. Так, трещинная проницаемость известняков в направлении поперек стилолитовой поверхности не превышает $0,5 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$, а вдоль нее она обычно на порядок выше [$(2-5) \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$]. Аналогичные заполненные нефтью трещины установлены на ряде месторождений СССР Е.М. Смеховым, К.И. Багринцевой и др.

По данным Р. Нельсона [41], матрица известняка месторождения Да-риус в Иране на глубине 3500 м имеет пористость 3,4 %, а проницаемость менее $0,05 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$. В тех же известняках при наличии стилолитов и генетически связанных с ними трещин разрыва пористость понижается до 0,9 %, а проницаемость возрастает до $3,5 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$. В породах, где со стилолитами связаны трещины как разрыва, так и разгрузки, пористость равна примерно первоначальной (3,4 %), а проницаемость возрастает до $124,9 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$, т. е. в 2500 раз. Таким образом, в биогенных, дегритовых, оолитовых и других известняках, состоящих из форменных элементов, где первичная внутри – межформенная пористость высока и является определяющей в создании емкости и проницаемости, уменьшение объема пор и, главное, размера фильтрующих каналов за счет выпадения кальциита, образующегося при стилолитообразовании, резко снижает емкостные и особенно фильтрационные свойства пород. Возникновение связанных со стилолитами трещин разрыва и разгрузки хотя и приводит к появлению дополнительных путей фильтрации, но не обеспечивает восстановления первично высоких значений пористости. Наличие в более литефицированной пристилолитовой зоне различных трещин может существенно повышать проницаемость.

Иное дело в микрозернистых и пелитоморфных карбонатных породах. Первичная пористость мела может быть значительной, но размер пор мал и он по мере погружения еще более сокращается. Вследствие этого проницаемость пород низка и они практически не отдают флюида. Уплотнение пород, появление стилолитов и образование генетически связанных с ними трещин создает разветвленную дренирующую сеть проводящих каналов и способствует резкому (на три порядка и более) повышению проницаемости пород, а в ряде случаев, возможно, приводит к созданию промышленных коллекторов.

На месторождении Жанажол после проведения анализа размещения стилолитов в породах разреза было отмечено: 1) неравномерное распределение их в разрезах карбонатных толщ I и II (соответственно подольский горизонт – асельский ярус и визейский ярус – каширский горизонт) и 2) различные связи нефтенасыщенности с густотой стилолитов.

В верхней части второй карбонатной толщи густота стилолитовых поверхностей составляет 50–200 1/м, а ниже по разрезу она снижается до 1–5 1/м. Продуктивной является нижняя часть с малым числом стилолитов, причем в стилолитизированных известняках, непосредственно перекрывающих залежь, наблюдается проникновение нефти по зонам

трещин, развитым в пределах стилолитов (скв. 34, интервал глубин 3833–3841 м). Толщина таких нефтенасыщенных участков достигает 1–1,5 см и в пределах образца они друг с другом не взаимосвязаны. В продуктивных отложениях первой карбонатной толщи (Синельниковская скв. 1) распределение стилолитов иное – наибольшее их число (50–120 1/м) приходится на зону нефтенасыщения. Ниже их количество постепенно снижается до 10 1/м.

Приведенные данные свидетельствуют о возможности заполнения нефтью ловушки как до стилолитизации (карбонатная толща II), так и после нее (карбонатная толща I). При этом появление нефти до стилолитизации тормозит вторичные процессы, генетически связанные со стилолитообразованием. Более позднее образование стилолитов во флюидоупоре практически не нарушает экранирующих свойств карбонатной пачки. Проникновение нефти в пристилолитовые зоны возможно в весьма ограниченных масштабах. При заполнении ловушки нефтью после образования стилолитов (карбонатная толща I) снижается роль пор и повышается значение трещин.

Таким образом, исследования стилолитов и пристилолитовых зон показали, что при стилолитообразовании происходят активные катагенетические преобразования в пристилолитовой зоне; из них наиболее существенной является вторичная пятнистая кальцитизация. Последняя ведет к изменениям физико-механических свойств, повышает хрупкость пород и их склонность к трещинообразованию.

Первоначальные коллекторские свойства пород в пристилолитовой зоне ухудшаются, но наличие трещин, особенно параллельных швам и сектущих отдельные швы, резко увеличивает проницаемость. Наиболее важно это явление для пород с невысокими первичными коллекторскими свойствами. Закономерной связи интенсивности стилолитообразования с глубиной залегания карбонатных толщ не отмечается.

Толщи стилолитизированных карбонатных образований латерально проницаемы для флюидов и являются флюидоупорами различного качества при вертикальной миграции. В связи с этим при разработке месторождений, карбонатные породы которых стилолитизированы, возможно проникновение подошвенных и пластовых вод внутрь залежей.

Следующей группой постседиментационных процессов, связанных с изменениями гидрохимических условий недр, являются процессы окремнения, кальцитизации и сульфатизации. Все они приводят к выделению в порах, кавернах и трещинах минеральных новообразований, т. е. в той или иной степени ухудшают емкостные и фильтрационные свойства карбонатных пород. В то же время наблюдаются и отклонения от этой общей закономерности. Они обусловлены тем, что избирательное растворение, происходящее при изменении физико-химических и термобарических условий недр, способствует повышению коллекторских свойств. Например, наличие гипса в доломитах Западного Дагестана оказывает положительное влияние на формирование в них вторичной каверновой емкости вследствие его высокой растворимости. Присутствие же ангидрита в известняках и доломитах подсолевого комплекса Прикаспийской впадины снижает

не только их емкость и проницаемость, но и склонность к трещинообразованию. За счет сульфатизации водорослево-фораминиферовых известняков нижней перми месторождения Караганак $k_{\text{пл}}$ увеличивается от 5 до 7 против 3 в чистых разностях. Процессы кальцитизации, окремнения, с одной стороны, приводят к уменьшению первичной пористости пород, а с другой — увеличивают литологическую неоднородность известняков и доломитов, повышают их твердость и склонность к трещинообразованию.

Подводя итог рассмотрению влияния вторичных процессов на пустотное пространство и коллекторские свойства карбонатных пород, можно отметить следующее. Решающее влияние на морфологию и структуру пустот, емкостные и фильтрационные свойства карбонатов оказывают геологическая история развития регионов и литологический облик пород, меньшее — их погружение на большие глубины.

Формирование разнообразных первичных пустот в различных генетических группах карбонатных пород предопределяет и последующий неодинаковый характер их преобразования на других стадиях литогенеза. На больших глубинах в одних и тех же геологических условиях коллекторские свойства различных карбонатных образований изменяются неоднозначно, так как скорость движения флюидов из-за разной морфологии и структуры их пустотного пространства неодинакова.

Первичная литологическая неоднородность карбонатных осадков за счет перераспределения вещества на стадии диагенеза еще более усиливается в катагенезе и влечет за собой неодинаковую направленность и интенсивность проявления процессов катагенеза.

Неоднозначное влияние большинства вторичных процессов приводит к тому, что с увеличением глубины залегания пород в них более отчетливо наблюдается смена пустотного пространства, типов коллекторов, чем тенденция их общего уплотнения и уменьшения пористости. На больших глубинах преобладающее развитие получают каверны и трещины, определяющие в дальнейшем условия движения флюидов. Последнее можно наблюдать на примере изменения с глубиной открытой пористости подсолевых карбонатных пород северной бортовой зоны Прикаспийской впадины, глубина залегания которых варьирует в пределах от 2850 до 4850 м. Для этого были выбраны три наиболее представительные группы известняков и доломитов: биоморфные, хемогенные и криптогенные (рис. 64). Перечисленные группы пород характеризуются достаточно изменчивыми величинами пористости (биоморфные разности — от 0,5 до 24 %, криптогенные — от 0,2 до 26 %), а в связи с этим различной морфологией, структурой и типом пустот. Например, крупные вторичные межзерновые поры и каверны выщелачивания чаще наблюдаются в криптогенных известняках и доломитах; первичные, остаточные, межформенные поры наиболее присущи биоморфным (биогермным) и хемогенным (оолитовым) известнякам, внутриформенные поры — биоморфным разностям; первичные и вторичные межзерновые поры, а также трещины — криптогенным и хемогенным карбонатам. Все перечисленные типы пустот с присущей им морфологией и структурой в целом прослеживаются по всему рассматри-

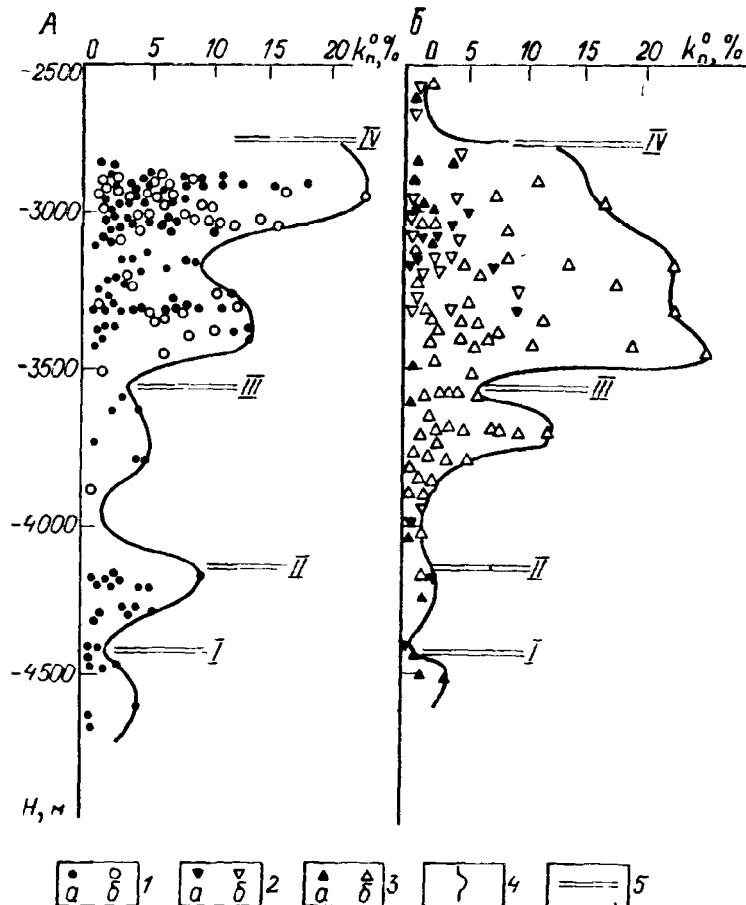


Рис. 64. Изменение открытой пористости k_n^0 подсолевых карбонатных пород северной бортовой зоны Прикаспийской впадины с глубиной.

Породы: (а — известняки, б — доломиты): 1 — биоморфные (А), 2 — хемогенные (Б), 3 — криптогенные (Б); 4 — линии максимальных величин пористости; 5 — перерывы в осадконакоплении: I — предбашкирский, II — предмосковский, III — предпермский, IV — предкунгурский

ваемому интервалу глубин. Ощутимого влияния глубины залегания подсолевых карбонатных пород на их емкостные свойства не отмечается.

Наблюдаемая тенденция снижения пористости пород с глубиной связана лишь с количеством поднимаемого из скважин керна и его представительностью. Подъем керна с малых глубин (его полнота) в техническом плане производится всегда легче, чем с больших. И это при условии, что керн лишен трещин. Если же они в породах присутствуют, то процент выноса представительного керна из скважин резко снижается, что можно видеть на литолого-петрофизическом разрезе скв. Г-2 Караганак (см. рис. 12).

Возрастное расчленение подсолевого разреза также свидетельствует о том, что породы-коллекторы высокого качества наблюдаются во всех

стратиграфических единицах — от верхнего визе до артинского яруса включительно. Наилучшие из них (классы I—III), обладающие большой ёмкостью, связанной с крупными порами и многочисленными кавернами выщелачивания, и высокой проницаемостью по каналам и трещинам, обычно приурочены к перерывам в осадконакоплении — от предбашкирского до предкунгурского (см. рис. 64). Последнее связано с интенсивно протекавшими процессами растворения карбонатов при их выведении на малые глубины, а на определенных этапах геологической истории и в зону аэрации и свободного водообмена. Интенсивность процессов растворения определялась структурно-генетическими особенностями пород, их минеральным составом, склонностью к трещинообразованию, тектоническим и гидрохимическим режимами территории. В пределах северной бортовой зоны наиболее интенсивно процессы растворения проявились в нижнепермских биогермных известняках рифовой фации, которые изначально характеризовались наибольшей химической чистотой, жестким, высокопористым и хорошо проницаемым каркасом.

Другим широко развитым в карбонатных образованиях северной бортовой зоны Прикаспийской впадины и оказавшим существенное положительное влияние на их коллекторские свойства является процесс доломитизации. Исследования, проведенные Ю.Г. Пименовым, показали, что большая часть подсолевых доломитов карбона и перми образовалась на стадиях диагенеза и катагенеза. Источником магния для этого в первом случае служили сами органогенные остатки рифов, а во втором — вышележащие сульфатно-галогенные отложения Кунгурского яруса нижней перми.

Таким образом, сочетание особенностей карбонатных пород, а именно: быстрая литификация, повышенная растворимость, склонность к трещинообразованию — предопределяет большое разнообразие наблюдающихся в них пустот и наличие на средних и больших глубинах коллекторов преимущественно смешанного типа. В формировании пустотного пространства карбонатных пород, их ёмкостных и фильтрационных свойств главную роль с увеличением глубины залегания играют неоднородность структуры первичных пустот, заложенная на стадии седиментогенеза, и степень преобразованности пород под действием постседиментационных процессов.

Глава 7

ГЛИНИСТЫЕ ПОРОДЫ-КОЛЛЕКТОРЫ

Промышленная нефтегазоносность глинистых пород — явление достаточно распространенное. Впервые скопления УВ, приуроченные к глинистым породам, были открыты еще в начале XX в. в США — это месторождения нефти Оркэтт и Ломпок в бассейне Санта-Мария (Калифорния). Коллекторами в них являются трещиноватые кремнистые битуминозные глины верхнего миоцена свиты Монтерей. По данным М. Хюберта, Д. Виллиса, в этом бассейне и долине Сан-Хоакин (район Грейт-Валли) на глубине 500–1500 м был открыт еще ряд залежей нефти с начальными дебита-

ми скважин от 64 м³/сут – месторождение Касмалия до 400 м³/сут – месторождение Санта-Мария-Валли. Скопления УВ в глинистых толщах известны и в СССР. Среди них особое место занимают битуминозные глины верхнеюрской баженовской свиты (пласт Ю₀). Промышленные притоки нефти дебитами до 700 т/сут были получены на 20 площадях, а непромышленные притоки и нефтепроявления установлены еще на 22 площадях Западной Сибири.

Глинистые породы-коллекторы в осадочном чехле земной коры встречаются на разных глубинах, например: США, на малых (месторождения Оркэтт, Уэст-Кэт-Каньон, бассейн Санта-Мария, Калифорния); в СССР на средних (месторождения Западной Сибири) и больших (месторождения Карагюбэ, Кенкияк в Прикаспийской впадине). К ним приурочены залежи нефти (Салымское, Западная Сибирь, СССР) и газа (Биг-Санди, Предаппалацкая впадина, США). В возрастном плане они охватывают широкий стратиграфический диапазон – от верхнего девона (свита Огайо, месторождение Биг-Санди, Предаппалацкая впадина) до нижнего плиоцена (свита Репетто, месторождение Лонг-Бич, бассейн Лос-Анджелес).

Глинистые породы-коллекторы месторождений Западной Сибири и Прикаспийской впадины в целом довольно сходны. Это темно-серые, буровато-черные и черные глины (Б.А. Лебедев с соавторами именуют их карбонатно-сапропелево-глинисто-кремнистыми отложениями, И.И. Нестеров [27] – баженитами, а Г.И. Гуарри – доманикитами) для Западной Сибири и аргиллиты для Прикаспийской впадины, образующие сланцеватые, пластинчатые и плитчатые формы отдельностей. Две последние формы отдельностей характерны для разностей, обогащенных карбонатным материалом (более 5–10 %). В глинистых коллекторах обоих районов основным породообразующим минералом является гидрослюдя. Вместе с тем, они имеют и существенные различия.

Битуминозные глины баженовской свиты, залегающие на глубинах 2750–3000 м, при пластовой температуре 120–128 °С и АВПД, превышающем гидростатическое на 14 МПа, в разрезе осадочного чехла составляют около 1 %, занимая по площади территорию более 1 млн. км². Мощность баженовских глин колеблется от нескольких до 40 м и более, из которых на породы-коллекторы приходится от 0,2 до 10 м. По вещественному составу среди отложений баженовской свиты различают десять разновидностей пород. Средний минеральный состав баженовских глин следующий: глинистые минералы 29,5 %, органогенный халцедон и опал 29,5 %, органогенный кальцит и доломит 11 %, зерна кварца и полевых шпатов алевритовой размерности 5 %, пирит 2,5 % и ОВ сапропелевого типа 22,5 %. В отдельных случаях ОВ может образовывать линзы мощностью около 1 м [27], хотя, как правило, оно переслаивается с минеральными линзами различного состава, образуя тонкие прослои и гидрофобизуя их поверхность [13].

Глинистые минералы представлены смешаннослойными образованиями (15–20 %) гидрослюдисто-монтмориллонитового состава с количеством набухающих компонентов от 20 до 90 %, диоктаэдрической гидрослюдой (10–15 %), хлоритом (6–8 %) и каолинитом (4–7 %), образующими

тонкие линзы толщиной 0,05–0,1 мм, протяженностью 0,2–5 мм. Органогенный халцедон, опал и карбонаты встречаются в виде хорошо сохранившихся раковин микрофауны и микрофлоры с ОВ внутри раковин или в виде участков перекристаллизации также с включениями ОВ.

Глины баженовской свиты отличаются от подстилающих и покрывающих пород повышенным содержанием ОВ, хлороформенного битумоида, кремнистости, а также высокими значениями естественной радиоактивности, удельного электрического сопротивления, полной пористости и пониженной плотности. По данным И.И. Нестерова и Б.А. Лебедева, плотность баженитов на глубинах 1800–3000 м составляет 2,14–2,15 г/см³, тогда как для выше- и нижележащих пород она больше на 0,2–0,3 г/см³. Максимальная пористость баженитов, определявшаяся по неэкстрагированным образцам, составляет 10–12 %, при средних значениях 5–10 %, а газопроницаемость достигает $(2,5-5) \cdot 10^{-15}$ м² при средних значениях $(0,2-0,9) \cdot 10^{-15}$ м². Основу емкости глинистых пород, наряду с микропорами, составляют литогенетические трещины (зоны сочленения различных по текстуре участков, по Т.Т. Клубовой), которые ориентированы параллельно наслоению. Плотность их колеблется от 50 до 200 1/м. Вертикальные и косые трещины в керне встречаются значительно реже, их плотность не превышает 45 1/м. Минерализованных трещин почти нет.

Результаты пробной эксплуатации скважин на площади Салым показали, что дебиты нефти из глинистых коллекторов изменяются в широких пределах – от 0,06 до 700 м³/сут, причем наибольшие из них приурочены к сводовой части северного блока структуры, а на южном – к границам активной зоны миграции флюидов, разлому. По мере отбора нефти из баженитов уменьшаются пластовое давление и емкость коллектора, увеличивается объем дренируемых пород, что возможно при движении флюидов в пласте под действием упругого состояния УВ и уменьшения объема пород-коллекторов под влиянием горного давления с учетом эффекта "свода".

Вопросы о причинах возникновения коллекторов в битуминозных глинах баженовской свиты и моделях самого коллектора во многом еще спорны. Но все же большинство исследователей (Г.И. Гуарри, Б.А. Лебедев, Т.Т. Клубова и др.) считают, что формирование коллектора произошло на стадии катагенеза и связано с АВПД и природным гидроразрывом флюидами глинистых пород по ослабленным зонам, возникновение которых происходит при погружении территории и постепенном разогреве баженовских глин, обогащенных ОВ. Текстурная неоднородность баженовских глин, определившая наличие в них ослабленных зон, была окончательно сформирована на стадии диагенеза.

В восточной части Прикаспийской впадины глинистые породы присутствуют во всех стратиграфических подразделениях подсолевого комплекса – от верхнего девона до нижней перми включительно. Залегают они в виде толщ, пластов, прослоев и линз различной мощности (от долей миллиметра до 100 м и более) в широком интервале глубин – от поверхности (Актюбинское Приуралье) до 6028 м (площадь Биикжал). В отличие от баженитов глинистые коллекторы Прикаспийской впадины содер-

жат прослои и линзы обломочного материала алевритовой, реже псаммитовой размерности, толщиной от долей миллиметра до нескольких сантиметров. Количество карбонатного материала в "чистых" глинистых разностях, лишенных прослоев и линз обломочных пород, не превышает 10–15 %, кремнезем практически отсутствует. Глинистые минералы представлены преимущественно гидрослюдой (35–40 %), хлоритом (до 40 %) и смешаннослойными образованиями (до 25 %) монтмориллонит-гидрослюдистой ассоциации с количеством набухающих пакетов в аргиллитах (породы-коллекторы) – до 5 %, а в глинах 50–75 %. Каолинит встречается очень редко.

Количество органического углерода (C_{org}) в верхнедевонско-нижнекаменноугольных глинах составляет 1,2–4,7 %, ОВ сапропелевого типа до 4,5 %. Верхнекаменноугольно-нижнепермские глинистые разности характеризуются большим количеством C_{org} (4,5–5,8 %) и ОВ – до 6,3 %. По результатам измерения отражательной способности витринита установлено, что катагенетическое преобразование верхнедевонско-нижнекаменноугольных отложений, залегающих в интервале глубин 1680–4500 м, соответствует стадиям МК₁ – МК₃ с палеотемпературами 100–170 °С при современных пластовых температурах 60–104 °С, а верхнекаменноугольно-нижнепермских с глубиной залегания 3700–4982 м – стадии МК₁ с более низкими температурами: соответственно 110–125 и 69–85 °С [12].

По степени уплотнения подсолевые глинистые породы впадины относятся к уплотненным, сильно и очень сильно уплотненным группам. Величина k_d варьирует от 0,80 до 0,97, составляя в среднем 0,92. Плотность глинистых пород на глубинах выше 3900 м, в зависимости от количества содержащегося в них карбонатного материала, изменяется от 2,24 до 2,79 г/см³. В целом степень уплотнения подсолевых глинистых толщ значительно ниже расчетной, что особенно наглядно выявляется при сравнении плотности подсолевых и надсолевых пород. Емкостные свойства глинистых пород-коллекторов довольно высокие, величина открытой пористости колеблется от 2 до 16 %. Газопроницаемость, замерявшаяся по наиболее трещиноватым разностям, не превысила $3,15 \cdot 10^{-15}$ м² по наслоению и $0,34 \cdot 10^{-15}$ м² поперек наслоения аргиллитов.

Изучение ОВ и вмещающих терригенных пород Прикаспийской впадины показало, что на больших глубинах они относительно слабо преобразованы. Основной причиной этого является наличие выше по разрезу мощной толщи каменной соли Кунгурского возраста (местами достигающей 8–10 км), обладающей низкой плотностью и высокой теплопроводностью. Увеличение мощности толщи соли сопровождается снижением плотности, содержания карбонатной части и увеличением пористости залегающих ниже глинистых пород.

Ультразвуковое прозвучивание аргиллитов с их последующим насыщением люминесцирующей жидкостью позволило выделить среди них два типа пород-коллекторов с трещинным и порово-трещинным типами пустотного пространства (рис. 65). Трещины в них в основном параллельны наслоению, прямолинейные и слабоизвилистые, часто располагающиеся

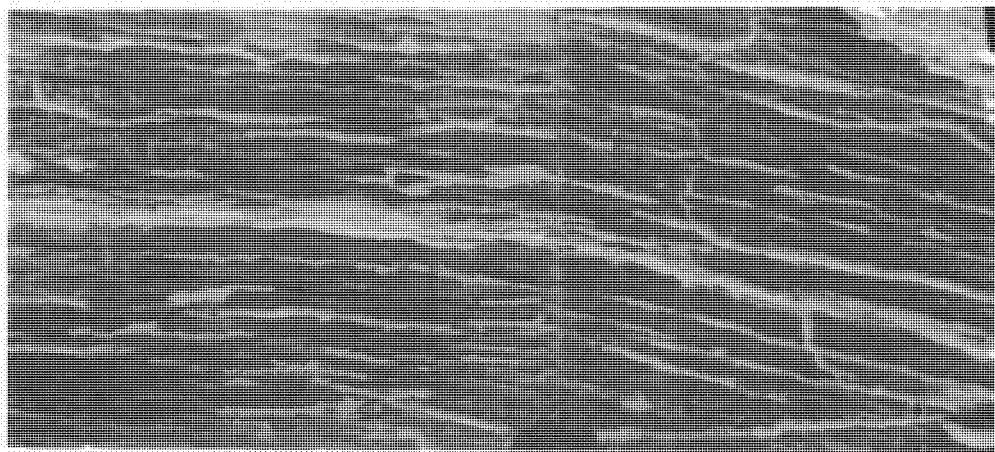


Рис. 65. Аргиллит черный, известковистый, трещиноватый. Кенкияк, скв. 100, интервал глубин 4595–4599 м; образец насыщен люминофором (трещины — белое). Развертка двух граней.

кулисообразно и группирующиеся в зоны шириной до 5–6 мм. Длина трещин колеблется от 20 до 70 мм, а раскрытость варьирует в широких пределах — от долей микрона до 250 мкм. В связи с большой плотностью трещин ($0,91$ – $4,50$ см/ $см^2$) глинистые породы-коллекторы имеют плитчатую, пластинчатую и сланцеватую формы отдельностей, что затрудняет определение их газопроницаемости и особенно по наслоению пород. Трещинная проницаемость, определяемая по фотографиям образцов, насыщенных люминофором, составляет $(6$ – $250)$ · 10^{-15} м 2 .

Как отмечалось ранее, в подсолевом комплексе восточной части впадины глинистые образования встречаются во всех стратиграфических подразделениях. Глинистые породы-коллекторы трещинного типа также отмечены во всех стратиграфических подразделениях, что связано с постседиментационной преобразованностью глин. Относительно высокая разбуренность площадей Бозоба, Кенкияк, Каратюбе, изучение керна и геофизические исследования скважин позволили установить, что в нижнепермской части подсолевого комплекса глинистые породы слагают самостоятельные толщи мощностью от 15 до 200 м, а также встречаются в виде отдельных пластов и линз мощностью до 2–5 м в песчано-алевритовых породах. Исследование литолого-петрографических особенностей и упругодеформационных свойств глинистых пород различных частей глинистых и песчано-алевритовых пачек показало, что глинистые породы-коллекторы трещинного типа встречаются в верхних и нижних частях глинистых толщ мощностью более 50 м; слагают целиком глинистые пласты мощностью менее 50 м, а также пласты и линзы в песчано-алевритовых пачках независимо от мощности последних (табл. 18).

Глинистые породы, слагающие толщи неодинаковой мощности, обладают различной пластичностью. Собственно глины, т. е. набухающие в воде глинистые образования, встречаются лишь в средних частях мощных (более 50 м) глинистых толщ. Во всех остальных случаях глины в результате

Таблица 18

**Соотношение карбонатной части и $k_{пл}$ в песчаных и глинистых толщах
(площади Бозоба, Карагюбэ, Кенкияк)**

| Толща | Мощность, м | Часть | Содержание карбонатной части, % | $k_{пл}$ |
|-----------|-------------|---------|---------------------------------|----------|
| Глинистая | <50 | Верхняя | 19,3–25,3 | 2,0–2,2 |
| | | | 22,2 | 2,1 |
| | | Нижняя | 13,7–25,3 | 2,0–2,3 |
| | | | 19,5 | 2,1 |
| | >50 | Верхняя | 11,0–19,1 | 1,3–3,2 |
| | | | 15,1 | 2,5 |
| | | Средняя | 1,0–16,4 | 3,0–∞ |
| | | | 9,6 | 5,1 |
| Песчаная | – | Нижняя | 9,3–32,8 | 1,3–3,7 |
| | | | 18,6 | 1,8 |
| | | – | 15,8–33,9 | 1,2–2,0 |
| | | | 21,1 | 1,6 |

Примечание. В числителе — минимальная и максимальная величины, в знаменателе — средняя величина.

постседиментационных процессов преобразованы в хрупкие аргиллиты. Из них наибольшее влияние на пластичность глинистых образований оказали такие процессы, как литостатическое уплотнение, стресс, кальцитизация и природный гидроразрыв. Первые из них существенным образом изменили структуру и физические свойства глин, следствием чего явилось снижение их пластичности, гидроразрыв же, произошедший под действием АВПД, сформировал в этих породах новый тип пустотного пространства — трещины, которые и предопределили превращение глинистых пород в коллекторы.

Промышленная значимость подсолевых глинистых пород-коллекторов пока не подтверждена, так как в процессе разведки (площади Бозоба, Кенкияк, Карагюбэ и др.) производилось опробование больших интервалов разреза нижней перми (до 74 м — скв. 91 Кенкияк), включавших как песчано-алевритовые, так и глинистые толщи. При такой системе опробования невозможно дать точный ответ на вопрос о том, какие породы отдают нефть. Косвенными признаками промышленной значимости глинистых трещинных коллекторов являются наличие примазок и пленок нефти по трещинам в аргиллитах, существенное изменение дебитов нефти в процессе пробной эксплуатации пластов, что характерно для пород-коллекторов

трещинного типа. Например, в процессе испытания пластов скв. 93 Кенкияк (интервалы глубин: 3935–3938, 4004–4008 м и 4149 м) дебит нефти составил 82,8 т/сут на штуцере диаметром 10 мм, при последующем испытании скважины дебиты нефти не превысили 40 т/сут. Подобные снижения дебитов наблюдались и по другим скважинам.

Для подтверждения промышленной значимости подсолевых глинистых пород-коллекторов Прикаспийской впадины было проведено сравнение их пластических свойств и степени нарушенности с аналогичными свойствами битуминозных глин баженовской свиты месторождения Салым. Обе разновидности глинистых образований, как уже упоминалось, имеют сходный минеральный состав — гидрослюдистый и хлорит-гидрослюдистый.

Они темноцветны, слоисты, имеют одинаковую форму отдельностей (плитчатую и сланцеватую). Скорости распространения УЗВ, м/с, для баженитов по направлениям прозвучивания составили: I — 770–1750, II — 1730–4110, III — 1800–4210; величина k_a варьирует от 0,23 до 0,86, а k_d не превысил 0,35. Соотношение скоростей УЗВ, величин k_a и k_d показывает, что сплошность баженитов нарушена многочисленными микротрещинами, ориентированными параллельно напластованию. Об этом же свидетельствуют и их физико-механические свойства: $P_w = (42,5 \div 76,5) \times 10^7 \text{ Н/м}^2$ при $k_{pl} = 2,2 \div 2,9$.

Сравнение приведенных параметров упруго-деформационных свойств баженитов с подобными же параметрами подсолевых глинистых пород-коллекторов (рис. 66) показывает, что они имеют одинаковую степень нарушенности трещинами (равные величины k_d), их сходную ориентировку (близкие величины k_a), плотность и раскрытость трещин, при несколько различной склонности к трещинообразованию. k_{pl} подсолевых глинистых коллекторов составляет 1,2–2,5, а баженитов 2,2–2,9. Последнее возможно связано с несколько большим содержанием в глинистых породах баженовской свиты ОВ, которое при экстракции в спирто-бензole полностью не растворилось и осталось в породе. Насытить образцы баженитов люминесцирующим раствором не удалось, так как они разрушились во время их подготовки к исследованию. В целом же обе разновидности глинистых пород-коллекторов по своим упруго-деформационным свойствам имеют большое сходство.

Признаки нефти (пленки, при-
мазки и выпоты) в глинистых поро-
дах-коллекторах, отмеченные на мно-

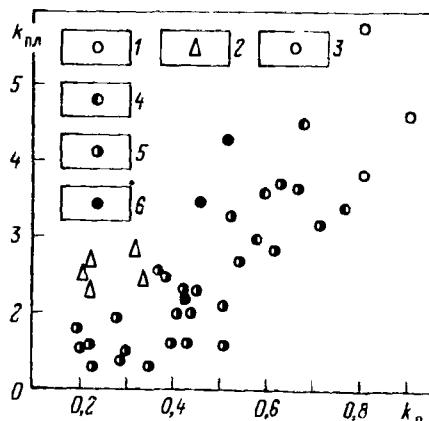


Рис. 66. Зависимость коэффициента дефектности k_d от коэффициента пластичности k_{pl} глинистых пород. Нефтегазоносные районы: 1 — Прикаспийская впадина (подсолевой комплекс), 2 — Западная Сибирь (баженовская свита). Глубина отбора керна: 3 — менее 3000 м, 4 — 3000–4000 м, 5 — 4000–5000 м, 6 — более 5000 м

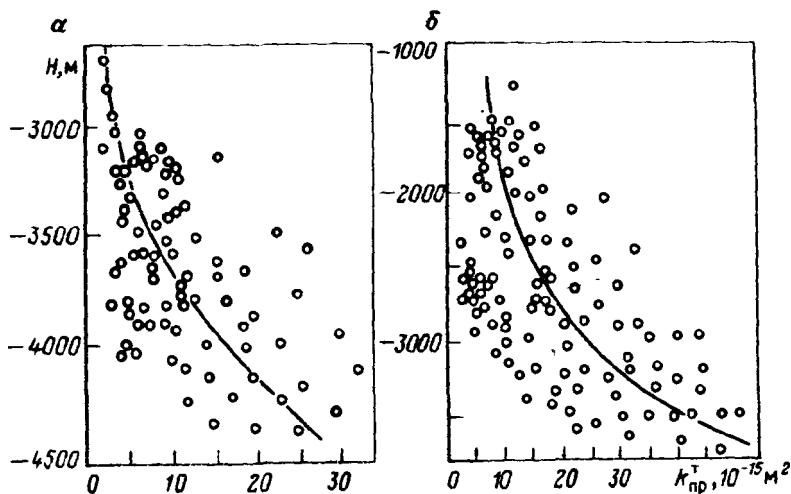


Рис. 67. Зависимости трещинной проницаемости k_t глинистой покрышки от глубины по месторождениям ЧИ АССР [10].

Отложения: *а* – нижнего майкопа, *б* – верхнего майкопа

гих глубокозалегающих структурах восточной и юго-восточной бортовых зон Прикаспийской впадины, наличие сильнотрещиноватых аргиллитов того же возраста в обнажениях и на малых глубинах Актюбинского Приуралья, позволяют говорить о региональном развитии трещинных пород-коллекторов в пределах территории впадины. Распределение их в пределах локальных структур нуждается в дальнейшем исследовании.

Катагенетическая трещиноватость в глинистых толщах известна и над многими залежами УВ (рис. 67), обладающими АВПД (Предкарпатский прогиб, Ферганская впадина и др.). С ними связаны многочисленные осложнения при бурении скважин – большие выбросы УВ, прихваты бурового инструмента, обрушение стенок скважин и т. д. Такие зоны преобразований глинистых пород-флюидоупоров И.Д. Зхус и В.В. Бахтин [10] называли "ореолами внедрения углеводородов". Мощность непрерывных ореолов внедрения обычно составляет 200–900 м. В сводовых частях некоторых месторождений Азербайджана и ЧИ АССР она достигает 1500–2000 м. Площадь распространения ореолов обычно не превышает размеров залежей по внешнему контуру нефтегазоносности.

Суммируя приведенные данные по развитию глинистых пород-коллекторов, можно отметить, что они встречаются во многих нефтегазоносных районах, характеризующихся различными палеогеографическими условиями осадконакопления, тектонической активностью, интервалами стратиграфической и глубинной приуроченности, т. е. представляют собой распространенное явление. Основными условиями возникновения трещин в глинистых породах являются: 1) полиминеральный состав (в породах помимо глинистых минералов должны присутствовать кремнезем или кальцит, или тот и другой совместно); 2) текстурная неоднородность, являющаяся предпосылкой к возникновению ослабленных зон; 3) нали-

чие ОВ; 4) АВПД; 5) тектоническая активность районов. Основная часть перечисленных условий закладывается в глинистых породах еще на стадии седиментогенеза. Формирование трещин в них происходит на стадии катагенеза под действием АВПД, приводящих к природному гидроразрыву, или в результате разрядки тектонических напряжений в определенных районах. В обоих случаях происходит нарушение сплошности глинистых пород, т. е. возникновение пород-коллекторов с трещинным типом пустотного пространства. В тех случаях, когда такие изменения с глинистыми породами происходят в пределах залежей УВ, возможно их переформирование или даже разрушение.

Глава 8

ПРИНЦИПЫ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ И ПРОГНОЗ КОЛЛЕКТОРОВ НА БОЛЬШИХ ГЛУБИНАХ

Эффективное прогнозирование коллекtorских свойств пород на больших глубинах – задача значительно более сложная, чем для малых и средних глубин. Чем дальше от поверхности залегает коллектор, тем труднее сделать его качественный прогноз. Требования к качеству прогноза коллекторов на больших глубинах более высокие, что диктуется не только геологическими, но и экономическими соображениями, поскольку стоимость бурения глубоких скважин значительно выше, чем средних и мелких.

Опыт работы по этому направлению, особенно в последние десять лет, показал, что в основу прогноза должны быть положены геологические и литологические признаки. В настоящее время ни у кого нет сомнения в том, что качество породы-коллектора в значительной мере закладывается в стадию седиментогенеза и регламентируется процессами тектонического развития давнего региона. Именно в стадию седиментогенеза формируется геологическое тело коллектора, структурные и текстурные признаки слагающих его пород. Эти признаки в основном определяют коллекtorские свойства в ранние стадии существования пород, особенно на небольших и средних глубинах. В условиях больших глубин на седиментогенные и диагенетические признаки пород накладываются часто резко выраженные катагенные, интенсивность проявления которых в значительной мере определяется тектоническими процессами. Именно последствия, вызываемые катагенезом, существенно осложняют прогнозирование коллекторов на больших глубинах. Обилие сочетаний признаков пород, их физических свойств и обстановок в глубинных недрах (которые нельзя выразить численно) вызывают многообразие зависимостей коллекtorских свойств от глубины залегания. Так, Т.А. Югай [16] указывает на устойчивое снижение пористости девонских песчаников в Прикаспийской впадине по мере увеличения глубины залегания. В.М. Бортницкая и Р.М. Новосиленцкий [15] отмечают, что в Днепровско-Донецкой впадине нет повсеместного закономерного снижения коллекtorских параметров с глубиной. Подобное отмечалось М.Б. Хеировым и Э.А. Даидбековой [11] для водоносных песчаников продуктивной

толщи Азербайджана. Позднее эти же авторы пишут более осторожно об отсутствии большого отрицательного влияния глубины залегания на физические свойства коллекторов продуктивной толщи. Ссылкой на работы этих известных авторов мы хотим подчеркнуть, насколько нечетко может проявиться зависимость коллекторских свойств от глубины залегания в различных геологических условиях.

Обсуждение проблемы – коллекторы нефти и газа на больших глубинах на конференциях позволяет сделать заключение о том, что единой методики прогнозирования, применимой во всех случаях, быть не может. В каждом конкретном регионе, в силу специфики его развития, геологическим телам и горным породам присущи свои закономерности и аномалии в формировании и катагенетическом преобразовании (с увеличением глубины залегания).

Исходя из задач, возникающих при планировании и проведении поисковых и разведочных работ на нефть и газ, следует различать два вида прогнозирования коллекторов – региональное и локальное.

Региональное прогнозирование заключается в ориентировочной оценке пород какого-либо осадочного бассейна с точки зрения возможности их быть коллекторами нефти и газа. При этом выделяются наиболее перспективные отложения и дается их качественная характеристика.

Локальное прогнозирование осуществляется при выборе объектов для поискового бурения и проведения разведочных работ. Конечным результатом прогноза является обоснование возможности присутствия пластов-коллекторов, предсказание их литологического состава, глубинного положения, предположение о типе коллектора и величине основных коллекторских параметров. Поскольку локальное прогнозирование является более детальным, чем региональное, то естественно, что для его выполнения необходим более широкий комплекс исходных данных.

Существует ряд методов прогнозирования природных явлений и объектов: 1) экстраполяции; 2) использования аналогий; 3) экспертных оценок и 4) моделирования. Метод экстраполяции, как известно, базируется на четко выраженной тенденции в изменении явлений и объектов в пространстве или времени. Если такая тенденция прослеживается и есть основания считать, что она будет продолжаться и далее, то можно предсказать, каким будет, например, объект на заданном отрезке пути (в нашем случае – каким будет коллектор при погружении на большие глубины). Если тенденция развития объекта меняет направление или знак, то она естественно не может быть использована для экстраполяции. При этом методе прогнозирования пород-коллекторов есть и другие слабые стороны, которые снижают достоверность получаемых результатов. Имеются в виду, в частности, знакопеременность движений земной коры, неравномерность изменения коллекторских свойств пород при погружении на разные уровни, а также в пределах пласта по площади. Для внесения соответствующих корректив следует познать факторы или процессы, управляющие этими отклонениями, применительно к изучаемому объекту. В случае с породами-коллекторами ими являются седиментогенез и катагенез.

Метод использования аналогий основан на том, что природные объек-

ты одного ранга в сходных условиях проходят одинаковые пути развития. Если мы знаем качество одного из этих объектов, то по методу аналогий подобные качества надо ожидать и у другого объекта. Например, установив качество породы-коллектора в одном из районов, можно предсказать коллекторские свойства подобной породы в другом пункте этого же региона. Для повышения достоверности прогнозирования при этом необходимо использовать результаты литолого-фациальных исследований.

Метод экспертиных оценок, пожалуй, менее достоверен, чем предыдущие. Его результаты являются отражением опыта, эрудиции и интуиции специалистов, занимающихся прогнозированием тех или иных явлений и объектов. При прогнозировании пород-коллекторов этот метод часто применяется вследствие отсутствия достаточного набора данных для других методов.

Метод моделирования весьма перспективен, однако в настоящее время в большинстве случаев исследователи не располагают достаточными данными для выполнения прогнозирования. Особенно это касается материалов по вторичным изменениям пород, учету влияния структурного положения коллектора (при локальном прогнозировании), его мощности и др. Тем не менее попытки в этом направлении предпринимались Я.Р. Морозовичем, О.Н. Абрамовой и др. [11], Н.Н. Михайловым [16], А.А. Граусманом [15] и др.

В настоящее время прогнозирование на основе метода моделирования успешно развивается Л.А. Буряковским с соавторами [4]. Они удачно, на наш взгляд, выполнили прогнозирование коллекторов средствами моделирования на примере продуктивной толщи Апшеронской нефтеносной области. Однако и для этого, наиболее изученного в геологическом отношении региона, где пробурено много глубоких скважин и для которого не учитываются катагенетические изменения (поскольку они существенно не затронули породы даже на глубине 6000 м), приходится делать ряд допущений (по содержанию кристаллизационной воды, типу и составу цемента и др.). Применение метода моделирования в других регионах вызывает еще больше затруднений. Вместе с тем в условиях изучения недр и внедрения ЭВМ в практику научно-исследовательских работ этот метод может стать одним из наиболее эффективных для прогнозирования коллекторов и экранирующих толщ на больших глубинах.

Таким образом, на современном этапе для прогнозирования коллекторов на больших глубинах наибольшее применение могут найти методы экстраполяции и аналогии, которые не исключают, а наоборот, дополняют друг друга. Для обеспечения этих методов исходными данными необходимо выполнять комплекс общегеологических, литолого-палеогеографических, геохимических и геофизических исследований. По итогам этих исследований должны быть определены следующие показатели: 1) размер, форма и мощность геологического тела, 2) глубина залегания геологического тела, 3) тектонический режим в геологическом прошлом (во время и после формирования геологического тела), 4) структурное положение рассматриваемой территории, 5) наличие размывов и перерывов в осадконакоплении, 6) литологический состав, структура и текстура пород, 7) сте-

пень литологической однородности геологического тела, 8) наличие надежной экранирующей толщи, 9) наличие или отсутствие АВПД, 10) геотермическая характеристика, 11) коллекторские свойства пород по имеющемуся каменному материалу, 12) последствия катагенеза.

Естественно, что не все эти данные могут быть получены к моменту прогнозирования пород-коллекторов, необходимость которого возникает уже на стадии проектирования поисковых работ. В связи с этим при региональном прогнозировании пород-коллекторов на больших глубинах следует иметь в виду, что геологическое строение территории СССР в значительной мере изучено, выполнен большой объем геофизических (в том числе сейсморазведочных) работ. По этим материалам можно получить сведения о размере, форме, мощности осадочных комплексов и геологических тел, глубине их залегания, тектоническом строении, структурном положении территории, наличии крупных размывов и перерывов в осадконакоплении.

Литолого-палеогеографические карты (масштаб 1:7 500 000, а также более крупномасштабные) позволяют получить значительную информацию. В частности, могут быть установлены примерный литологический состав преобладающих пород по отдельным стратиграфическим подразделениям, области распространения пород, возможных коллекторов и экранов нефти и газа. Достоверность регионального прогнозирования существенно возрастает, если в регионе осуществлено глубокое и сверхглубокое бурение. К настоящему времени глубокие скважины имеются во всех регионах страны, перспективных на нефть и газ. В ряде регионов, как уже упоминалось, пробурены и сверхглубокие скважины. Данные о режиме бурения, особенностях проходки скважин (провалы инструмента, поглощение бурового раствора и т. д.), материалы интерпретации геофизических исследований скважин (ГИС), лабораторные исследования керна позволяют выделить в разрезе породы-коллекторы и породы-экраны, установить их глубинное положение, литологический состав пород, их качественную и количественную характеристику, физические свойства и катагенетическую преобразованность.

Конкретизируя возможности использования упомянутых выше материалов для прогнозирования коллекторов, следует отметить следующее. При подготовке данных для прогнозирования по методу использования аналогий следует различать области платформенного и геосинклинального развития. В платформенных условиях породы-коллекторы на больших глубинах могут быть в глубоколежащих впадинах, в геосинклинальных областях, а также регионах молодого (альпийского) тектогенеза — в предгорных прогибах, межгорных впадинах. При прогнозировании по методу использования аналогий следует учитывать, что в платформенных условиях на больших глубинах коллекторы приурочены преимущественно к палеозойским отложениям (Русская, Сибирская платформы и др.), а в геосинклинальных — к кайнозойским и мезозойским (Средняя Азия, Кавказ, Прикарпатье и др.). Необходимо учитывать литологический состав, структурные особенности пород и тип коллектора. Вследствие особенностей геологического развития и периодичности осадконакопления на

территории СССР в кайнозойских и мезозойских (исключая верхнемеловые и в ряде регионов Верхнеюрские) отложениях на больших глубинах распространены преимущественно терригенные породы. На Русской и Сибирской платформах в палеозойских отложениях в таких условиях преобладают карбонатные породы. Такое распределение пород, в свою очередь, обусловило существенное преобладание в кайнозойских и мезозойских отложениях пластов-коллекторов, сформированных песчаными и алевритовыми породами, а также образованиями промежуточного состава. При этом отмечается, что в областях, где молодые кайнозойские породы не испытывали сильного стресса (Азербайджан, Западная Туркмения) даже на больших глубинах развиты коллекторы порового типа с межзерновым пустотным пространством. В тектонически активных областях на больших глубинах распространены обломочные породы-коллекторы в основном трещинно-порового и трещинного типов (Прикарпатский регион, Ферганская впадина). В палеозойских отложениях преобладают карбонатные коллекторы смешанного (каверново-трещинного) и трещинного типов, а также встречаются и обломочные породы-коллекторы смешанного типа (порово-трещинного) и редко – порового (межзернового).

Необходимо учитывать температурные условия. При температуре недр свыше 200°C нет смысла прогнозировать коллекторы, поскольку в такой обстановке не только нефть, но и газ как соединения становятся неустойчивыми. Это заключение может относиться, например, к району Прасковая–Чкаловская (Ставропольский край), где на глубине 4–5 км температура должна достигнуть $200\text{--}250^{\circ}\text{C}$. Изменение температуры с глубиной учитывается при методе экстраполяции, допуская постоянство геотермического градиента, хотя это не всегда так. Полученные данные по возможности корректируют методом использования аналогий.

Посредством использования метода аналогий с разрезом, вскрытым глубокой или сверхглубокой скважиной в данном районе, прогнозируются литологический состав и коллекторские свойства пород, залегающих в пределах одного осадочного бассейна в сходных геологических условиях. Прогнозирование на более глубокие горизонты, чем вскрытые скважиной, осуществляется методом экстраполяции на основании обработки материалов бурения, при этом особо важное значение имеют результаты изучения последствий катагенеза и выявление тенденции эволюции последнего.

Локальное прогнозирование обычно осуществляется после регионального, когда исходных данных становится больше. При локальном прогнозировании учитываются результаты регионального. Круг необходимых данных при этом сужается, но требования и детализация признаков и параметров возрастают. Локальное прогнозирование применительно к большим глубинам не может быть осуществлено без знания геологического разреза и характера катагенетических преобразований пород. В настоящее время фактические данные для этих целей могут быть получены только на основании материалов бурения скважин. Желательно, чтобы скважина была пробурена в пределах территории, для которой осуществляется прогнозирование. В известной мере бурение могли бы заменить сейсмические

методы, но пока их точность в условиях больших глубин недостаточна для оценки глубинного положения, состава, структуры и физических свойств пород. При локальном прогнозировании весьма необходимы знания мощности объекта исследования, его структурного положения, установление размывов и перерывов в осадконакоплении, литолого-фациальная характеристика отложений.

В ряде случаев возможно локальное прогнозирование без учета отдельных параметров и признаков. Положительно отражаются на коллекторских свойствах терригенных пород повышенная мощность пластов, наличие над предполагаемыми пластами-коллекторами надежных покрышек, причем наиболее благоприятными из них являются мощные толщи каменной соли. С литологических позиций предпочтительнее хорошо отсортированные, средне- и крупнозернистые песчаники с небольшим (до 10–15 %) содержанием цементирующего материала. Неоценимое значение при определении упомянутых свойств и признаков имеют геофизические исследования в скважинах.

Сохранению первичной и возникновению вторичной пористости и проницаемости обломочных пород часто благоприятствует структурное положение пласта. На сводах положительных структур коллекторские свойства пород оказываются выше, чем на периклиналях и крыльях [16]. Т.А. Колотухин и К.А. Маврин указывают, что удовлетворительные коллекторские свойства девонских песчаников Предуральского краевого прогиба определяются конседиментационным ростом структур. Эти особенности также следует иметь в виду при прогнозировании коллекторов.

А.Н. Дмитриевский [7] рекомендует использовать для прогнозирования пород-коллекторов и пород-экранов моноцентрический квадрат. С помощью этого квадрата им совместно с Н.И. Коротковым и Ю.Г. Пименовым были составлены прогнозные схемы распространения природных резервуаров для среднекаменноугольных и нижнепермских отложений востока Прикаспийской впадины.

При прогнозировании важно понять направленность, формы проявления и степень катагенетических преобразований пород и определить зоны катагенеза. В этом аспекте значительный интерес представляют построенные по материалам Прикаспийской впадины диаграммы зависимостей открытой пористости и проницаемости от глубины залегания и литологического состава терригенных пород, с учетом их катагенетических изменений. Такие диаграммы имеют рисовку для каждого крупного стратиграфического комплекса (кайнозоя, мезозоя или палеозоя) и региона. Построенные применительно к нижнемеловым и юрским отложениям Мангышлака и Восточного Предкавказья упомянутые диаграммы также показали возможность их использования для прогнозирования пород-коллекторов в соответствующих регионах. Диаграммы зависимости строятся в двухкоординатной системе (рис. 68). Исходными данными являются результаты исследования керна по всем скважинам региона с определением гранулометрического состава, открытой пористости и проницаемости (для тех же образцов, по которым проведен гранулометрический анализ). По оси абсцисс отложена сумма обломочных фракций, %, в дан-

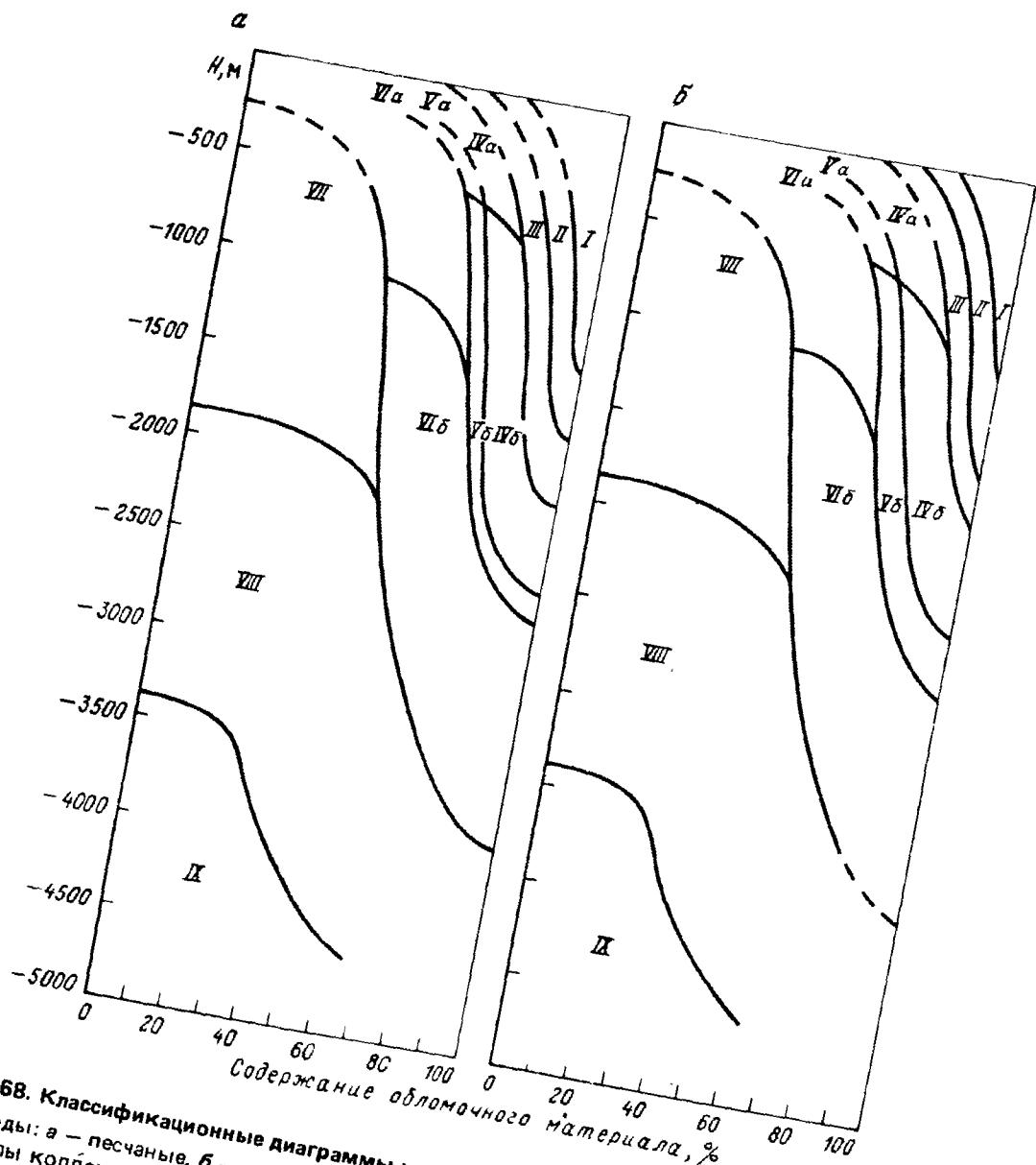


Рис. 68. Классификационные диаграммы коллекторов.

Породы: а — песчаные, б — алевритовые.
Группы коллекторов:

$$\begin{aligned}
 I & - \frac{>35}{>1000}; \quad II - \frac{>30}{>500}; \quad III - \frac{25-30}{>100}; \quad IV_a - \frac{25-30}{>10}; \quad IV_b - \frac{15-25}{>10}; \\
 V_a & - \frac{25-30}{>1}; \quad V_b - \frac{15-25}{>1}; \quad VI_a - \frac{15-30}{>1}; \quad VI_b - \frac{10-20}{>1}; \quad VII - \frac{10-25}{<1}; \\
 VII & - \frac{4-10}{<0,1}; \quad IX - \frac{<5}{<0,01}
 \end{aligned}$$

(в числителе — открытая пористость, %, в знаменателе — газопроницаемость,
 10^{-15} м^2)

ной породе, по оси ординат – глубина залегания пород. Величина, дополняющая сумму обломочных фракций до 100 %, характеризует содержание цементирующей части, представленной в большинстве случаев глинистым и карбонатным материалом. Величина открытой пористости (или проницаемости) в избранном интервале значений обозначается условными знаками. После нанесения данных на диаграмме выделяются зоны с определенными численными значениями пористости (или проницаемости). Как показал опыт, диаграммы, характеризующие зависимость открытой пористости от глубины и содержания обломочной части, идентичны для песчаных, алевритовых и промежуточных разностей пород. Диаграммы, показывающие зависимость проницаемости песчаных и алевритовых пород от глубины, имеют разную рисовку, поэтому рекомендуется строить их отдельно.

Для прогнозирования коллекторских свойств пород достаточно знать глубину залегания и гранулометрический состав. Значения пористости (или проницаемости) снимаются в точке их пересечения. Преимущество этой методики заключается в том, что коллекторские свойства могут быть определены при отсутствии керна по данным гранулометрического анализа образцов, поднятых боковыми грунтоносами, обычно непригодными для определения пористости и проницаемости, а также по огромному числу гранулометрических анализов образцов керна, по которым определения пористости и проницаемости вообще не производились. По диаграммам зависимости можно проследить, как меняются коллекторские параметры пород одного литологического состава по мере погружения их на все большие глубины и, следовательно, по ним можно экстраполировать величины пористости и проницаемости на заданную глубину. Более точно, с учетом катагенетического перераспределения вещества, такую экстраполяцию можно сделать по трансформированным классификационным диаграммам, методика построения которых изложена Б.К. Прошляковым.

Популяризируя методику прогнозирования коллекторов по диаграммам зависимости коллекторских параметров от гранулометрического состава и глубины залегания (по существу являющейся номограммой), мы считаем, что более всего она подходит к кайнозойским и мезозойским породам, не испытавшим стресса и многократных колебательных движений. Для палеозойских терригенных отложений, испытавших существенные катагенетические изменения, возможность прогнозирования коллекторов этим способом должна быть проверена.

Удачное локальное прогнозирование было выполнено А.А. Новиковым П.А. Карповым, А.М. Запуцким [16] по районам Нижнего Поволжья и сопредельных территорий. Для этой цели были использованы региональные литолого-фациальные данные, сведения о региональных перерывах в осадконакоплении, материалы по палеогеографии, палеогеоморфологии и сейсморазведке, результаты исследования катагенетических изменений пород с учетом зональности по структурным и минеральным преобразованиям, а также по витриниту. Прогнозирование коллекторов по ря-

ду площадей (Элистинский блок, Антоновско-Щербаковская приподнятая зона и др.) подтвердилось бурением. Иные приемы прогнозирования песчано-алевритовых коллекторов плиоценового возраста в Прикаспийской впадине были применены Т.А. Югаем [16]. В основу прогнозирования положены картирование и выявление зональности развития коллекторов и, в частности, качественная оценка трещиноватости. Были также использованы материалы бурения, прямые определения коллекторских параметров по керну, положение зон катагенеза. Нашу положительную оценку прогноза коллекторов на больших глубинах в Азербайджане методом моделирования мы уже дали выше.

Изложенные выше материалы показали, что признаки, привлекаемые к прогнозированию пород-коллекторов на больших глубинах, не равнозначны по своей значимости. Индивидуальность геологической истории предопределяет то, что значение одного и того же признака или фактора в разных регионах оказывается неодинаковым. В связи с этим вполне удовлетворительное локальное прогнозирование коллекторов нефти и газа может быть выполнено с использованием комплекса наиболее действенных признаков, при отсутствии сведений по ряду второстепенных для данного региона показателей.

На основании обобщения опубликованных материалов и результатов исследований авторов проведено прогнозирование коллекторов по ряду регионов, перспективных для поисков нефти и газа на больших глубинах.

Прикаспийская нефтегазоносная провинция. На больших глубинах здесь развиты отложения мезозойского и палеозойского возраста. Мезозойские отложения (преимущественно триасовые) на больших глубинах вскрыты во внутренних районах впадины Аразорской скв. СГ-1 до 5500 м. Как показывают литологический состав пород, особенности его изменения по площади, а также прямые определения коллекторских параметров, в триасовых отложениях маловероятно развитие пород-коллекторов на больших глубинах. Эти отложения представлены красноцветными и иногда пестроцветными глинисто-алевритовыми породами и аргиллитами. На небольших и средних глубинах такие породы не являются коллекторами. При погружении их коллекторские свойства еще более понижаются. Например, в Аразорской скв. СГ-1 на глубине 4500–6000 м открытая пористость варьирует от 1,5 до 6 %, понижаясь с глубиной. Проницаемость обычно ниже $0,01 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$. В условиях значительного погружения глинистые и глинисто-алевритовые породы теряют пластичность и приобретают способность к растрескиванию и могут, таким образом, превратиться в трещинные коллекторы. Однако выше их залегают породы подобного состава и таких же свойств. Ввиду этого они могут растрескиваться и экранирующие толщи потеряют свои качества, а поэтому существование залежей в таких условиях маловероятно.

Значительный интерес представляют глубокозалегающие палеозойские подсолевые отложения. Они лишь в бортовых зонах залегают на глубинах менее 4000 м. В остальной, большей части впадины глубина залегания их кровли свыше 6000 м. Геологические тела, представляющие интерес как

возможные коллекторы нефти и газа, слагаются обломочными (песчаники, алевролиты) и карбонатными (известняки, доломитизированные известняки, доломиты) породами. Максимальные глубины их погружения до кристаллического фундамента достигают 22 000 м (по данным сейсморазведки).

Исходя из закономерностей изменения коллекторских свойств пород с глубиной, учитывая влияние толщи каменной соли на физические свойства залегающих ниже осадочных пород, наличие АВПД, а также результаты прямых определений пористости и проницаемости пород, можно сделать следующее заключение о развитии пород-коллекторов.

1. Обломочные породы в пермских, каменноугольных и девонских отложениях приурочены в основном к восточной прибрежной части и, кроме того, развиты в девонских отложениях западной и северо-западной частей впадины. Коллекторские свойства их достаточно высоки. Например, в восточной части впадины (площади Кенкияк, Жанажол и др.), на глубине до 4500 м $k_{\text{п}}^0$ песчаников достигает 38,1 % [16], а $k_{\text{пр}}$ до $1,4 \times 10^{-12} \text{ м}^2$. В Биикжальской скв. СГ-2 на глубине 5300–5500 м $k_{\text{п}}^0$ песчаников колеблется в пределах 9–12 %. Не исключено, что на юго-западе впадины девонские отложения могут быть представлены обломочными породами. Во внутренних районах впадины палеозойские обломочные породы пока не вскрыты. Существует мнение о том, что в этих районах обломочные породы отсутствуют. Вместе с тем, материалы интерпретации геофизических данных и данных бурения скважин позволили установить во внутренних районах впадины наличие крупных поднятий (Енбекское, Северо-Каспийское и др.). Установлено также существование перерывов в осадконакоплении (предбашкирский, предпермский), что дает основание предположить возможность развития в зонах этих поднятий переотложенных обломочных образований типа калькаренитов и песчаников. Нами установлено, что толща обломочных пород мощностью до 800 м, располагающаяся под мощными отложениями каменной соли, сохраняет удовлетворительные коллекторские свойства. В целом с увеличением глубины залегания пород пористость и проницаемость больше зависят от удаленности от подошвы соляной толщи, чем от современного глубинного положения. Исходя из этого можно считать возможным развитие под толщей соли обломочных пород-коллекторов до глубины 7000 м и глубже. В случае погружения пород, содержащих залежи нефти и газа (при условии сохранения ловушки), удовлетворительные коллекторские свойства могут сохраняться на значительно больших глубинах (10 000–12 000 м).

2. Карбонатные породы среди палеозойских осадочных образований (пермь, карбон, девон) имеют преобладающее развитие. Биогенные породы распространены преимущественно в пластовом залегании и в виде рифов. По химическому составу доминирующее положение занимают известняки, реже встречаются доломитизированные известняки и доломиты. Во внутренних частях впадины карбонатные породы залегают на глубинах 5000–6000 м и более (возможно до кристаллического фундамента). В бортовых частях впадины они вскрыты на глубине 2500–3000 м (Западно-Тепловская, Жанажол, Синельниковская и др.).

Высокие коллекторские свойства карбонатных пород установлены в ряде районов Прикаспийской впадины. На больших глубинах (более 4000 м), в нижнепермских и каменноугольных отложениях удовлетворительные карбонатные коллекторы встречены на Астраханском и Тенгизском месторождениях (3900–4400 м), Карабаганакском (до 5300 м). При глубине 4500–5300 м на месторождении Карабаганак карбонатные породы имеют открытую пористость до 21 %, проницаемость – до $63 \times 10^{-15} \text{ м}^2$. Поровое пространство пород относится к смешанным каверново-трещинному, реже к трещинно-поровому типам. Учитывая низкую пластичность пород, тенденцию изменения геохимической обстановки (понижение рН вод с глубиной, относительно низкие температуры, повышенные концентрации химически активных газов – CO_2 , H_2S), наличие АВПД, а также тормозящее воздействие нефти на катагенетические процессы, можно ожидать развитие карбонатных коллекторов на глубинах 10 000–12 000 м, а в случае насыщения УВ – до 15 000 м.

3. Глинистые подсолевые породы, залегающие на значительной глубине (более 4 000 м), но ниже и поблизости от толщи каменной соли обладают низкой пористостью (K_p^0 до 5 %) и высокой трещинной проницаемостью – $(100–150) \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$. Эти породы-коллекторы могут вмещать и отдавать УВ. Максимальная глубина распространения таких коллекторов в восточной бортовой зоне к настоящему времени составляет 4500 м. Наличие коллекторов на больших глубинах требует дополнительного изучения.

Днепровско-Донецкая нефтегазоносная провинция. На больших глубинах в пределах впадины распространены палеозойские породы – девонские, каменноугольные, пермские. Максимальная глубина залегания осадочных пород (с учетом рифейских) приурочена к центральной части впадины и по данным сейсморазведки достигает 15 000 м. Ниже залегает кристаллический фундамент. К северо-западу от центральной части впадины мощность и глубина залегания пород сокращаются, особенно заметно в зоне Черниговско-Брагинского погребенного поднятия.

В северо-западной части впадины (Припятский прогиб) осадочный разрез имеет мощность до 5500 м [16], однако протерозойские образования, как коллекторы мало перспективны. В связи с этим максимальные глубины залегания палеозойских коллекторов вряд ли превышают 4500 м. На таких глубинах коллекторские свойства пород должны быть достаточно высокими.

В Припятском прогибе на больших глубинах наибольший интерес как коллекторы нефти и газа представляют подсолевые средне- и верхнедевонские и межсолевые верхнедевонские отложения. Прямые определения коллекторских параметров показывают, что на глубине более 4 км песчаники и алевролиты обладают удовлетворительными промышленными значениями пористости и проницаемости. Так, в пашиско-кыновском горизонте максимальные значения открытой пористости составляют 10–15 % (на разных участках), а газопроницаемости – до $10 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$.

Карбонатные породы-коллекторы на глубинах свыше 4000 м приурочены к саргаевскому, семилукскому, воронежскому и задонско-елецкому горизонтам. Литологический состав пород – известняки (в том числе ри-

фогенные}, доломиты и промежуточные между ними разности. Максимальная открытая пористость этих пород достигает 20 %, однако средние значения существенно ниже и, по данным Л.А. Демидовича с соавторами [11], они колеблются в пределах 5–10 %. Проницаемость также варьирует в широких пределах, достигая $0,1 \cdot 10^{-15}$ м². Коллекторы относятся к трещинному, порово-каверновому, каверново-трещинному типам.

Днепровско-Донецкая впадина в пределах Украины заполнена мощной толщей осадочных образований; в центральной, наиболее погруженной части, мощность фанерозоя превышает 10 000 м. Коллекторами здесь являются обломочные и карбонатные породы девонского и каменноугольного возрастов.

Обломочные породы-коллекторы представлены преимущественно мелко- и среднезернистыми, реже разнозернистыми песчаниками и алевролитами кварцевого, олигомиктового и полимиктового (кварц, полевые шпаты, обломки пород, слюды) состава. Цементом является глинистый, карбонатно-глинистый, реже глинисто-кремнистый материал и кальцит. Тип цемента контактно-поровый, сгустковый, поровый. В породах с низким содержанием первичного цемента наблюдается регенерация обломочных зерен.

По данным В.М. Бортницкой и Р.М. Новосибирского [16], на глубинах 4000–5800 м открытая пористость песчаных пород составляет 7–21 %, а в отдельных случаях и выше, в целом уменьшаясь с глубиной. Проницаемость пород на этих же глубинах варьирует в пределах $(1–200) \cdot 10^{-15}$ м², с редкими отклонениями в ту или иную сторону. По принятой нами классификации обломочные породы-коллекторы относятся к поровому типу.

Обстоятельные исследования пород-коллекторов на больших глубинах на материалах Днепровско-Донецкой нефтегазоносной провинции позволили наметить нижние границы распространения обломочных пород-коллекторов [21]. Г.И. Петкович, Е.В. Шеремета, Г.И. Притулко считают, что песчано-глинистые коллекторы возможны до глубины 7000 м. А.Е. Киселев, В.П. Гнидец на основании обобщения материалов для центральной и юго-восточной частей впадины к нижней границе распространения промышленных поровых коллекторов относят глубины 5400–6150 м. На основании экспериментальных данных В.Ф. Индутный считает, что "... на глубине 8000–10 000 м не все породы сохраняют удовлетворительные коллекторские свойства". Учитывая эти заключения, а также консервирующее влияние нефти на коллекторские свойства пород, низкий геотермический градиент и наличие соляной толщи, мы считаем, что обломочные породы-коллекторы удовлетворительного качества могут сохраняться до глубины 10 000 м. Здесь же должна повыситься роль трещиноватости в формировании коллекторских свойств пород.

Карбонатные породы-коллекторы менее распространены и значительно слабее изучены, чем обломочные. В девонских и каменноугольных отложениях на больших глубинах установлены известняки органогенные, микрозернистые, скрытокристаллические, а также доломиты и мергели. Кроме того, встречаются кремнистые мергели и известняки органогенные окремнелые. Карбонатные породы обычно имеют более низкие коллекторс-

кие свойства, чем обломочные на глубинах 5000–6000 м. Их пористость и проницаемость в значительной степени определяются трещиноватостью. Не исключено, что на больших глубинах могут встретиться вторичные доломиты с повышенной межзерновой пористостью и известняки-коллекторы каверново-трещинного типа. Исходя из геотермических условий маловероятно развитие коллекторов промышленного значения на глубинах свыше 10 000 м.

Закавказская нефтегазоносная провинция (в пределах Азербайджана). Геологический разрез в провинции представлен мощной осадочной толщей, в отдельных районах (например, Южно-Каспийская впадина) достигающей 20 000 м. Верхняя часть разреза, доступная для освоения, сейчас или в недалеком будущем слагается в основном породами неоген-палеогенового возраста, а в некоторых районах и мелового. Эта часть разреза представлена преимущественно терригенными породами—песками, песчаниками, алевритами, алевролитами, глинами, лишь в палеогене и верхнем мелу заметную роль играют карбонатные породы.

Нефть и газ приурочены к обломочным породам-коллекторам порового типа. Это в основном средне-, крупно-, реже мелкозернистые песчаники с глинистым, карбонатно-глинистым и глинисто-карбонатным цементами сгусткового и контактного типов. В мел-палеогеновых отложениях среди известняков, мергелей и сильно уплотненных обломочных пород наблюдается трещиноватость, что позволяет их оценивать как потенциальные коллекторы. Прямые определения коллекторских параметров свидетельствуют о высоком качестве песчаных пород-коллекторов из продуктивной толщи. По данным М.Б. Хеирова, Э.А. Даидбековой с соавторами, на глубине свыше 5000 м открытая пористость песчаных пород достигает 20 %, а проницаемость — $5000 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$ (Бахар, Булла-море, Зыря-море). Алевролиты из продуктивной толщи (Банка Андреева) в интервале глубин 6218–6220 м имеют открытую пористость 9,5 %, проницаемость $10 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$. Дебиты газа с глубины более 6 км достигают 1 млн. $\text{м}^3/\text{сут}$ и конденсата — до 500 $\text{м}^3/\text{сут}$.

В меловых отложениях, представленных органогенными известняками, кристаллическими доломитами и карбонатными породами смешанного состава, распространены коллекторы трещинно-порового, каверново-трещинного и трещинного типов. По данным Т.М. Гадиевой, трещинные коллекторы встречаются на глубинах более 5800 м.

Основываясь на фактических данных, экстраполируя их на глубину, исследователи приходят к выводу о возможности развития коллекторов до глубины 8000 м. Моделирование, выполненное Л.А. Буряковским с соавторами [4], позволило опустить нижнюю границу развития коллекторов в Южно-Каспийской впадине до глубины 9000 м. Мы считаем эту границу вполне реальной и, может быть, с учетом положительного влияния УВ, ее следует опустить даже несколько ниже.

Северо-Кавказская и Предкавказско-Крымская нефтегазоносные провинции (в пределах Северного Кавказа). Геологическое строение провинций весьма сложно. Палеозойские и более древние отложения в большинстве районов метаморфизованы. Как коллекторы нефти и газа они

интереса не представляют. Глубокозалегающие осадочные породы приурочены к впадинам – Терско-Кумской, Западно-Кубанской, Восточно-Кубанской, Чернолесской. Возраст глубокопогруженных осадочных толщ преимущественно мезозойский (триасовый, юрский, меловой, а в некоторых районах и палеогеновый).

Обломочные породы-коллекторы представлены песчаниками, алевролитами с глинистым (гидрослюдистый, каолинитовый, смешанный), кальцитовым и карбонатно-глинистым цементом. На больших глубинах триасовые обломочные коллекторы развиты преимущественно в Восточно-Манычском прогибе, юрские – в Восточно-Кубанском, меловые – в Терско-Каспийском, Западно-Кубанском прогибах и Чернолесской впадине и палеогеновые – в Западно-Кубанском прогибе. В этих глубокопогруженных впадинах и прогибах пробурены сотни глубоких скважин, многие из которых глубиной 5000–6000 м, а самая глубокая из них – Бурунная скв. 1 имеет забой 7501 м. Типы пород-коллекторов на таких глубинах трещинно-поровые и поровые. Величина коллекторских параметров на глубинах выше 4000 м обычно небольшая. Открытая пористость составляет 5–10 %, а проницаемость $(0,1–1,0) \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$. Максимальные значения открытой пористости до 20 %, а проницаемости до $400 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$. С коллекторами подобного качества, по-видимому, связаны мощные притоки УВ. Так, на Кошебельской структуре с глубины около 5120 м дебит газа составил до 1 млн. $\text{м}^3/\text{сут}$.

Базируясь на фактическом материале, Г.Н. Чепак, И.А. Бурлаков и др. [16] считают, что триасовые песчаники и гравелиты Прикумского района могут быть коллекторами на глубинах 5000–5500 м. Примерно такую же глубину называют для пермотриасовых коллекторов Равнинного Дагестана Г.Г. Гасангусейнов с соавторами и В.А. Ханин [35] для неокомских средне- и крупнозернистых песчаных коллекторов Восточно-Кубанской впадины. В Западно-Кубанской впадине юрские алевролиты и разнозернистые песчаники являются коллекторами нефти и газа до глубины 5100 м. По прогнозной оценке В.И. Гладкова, подобные породы могут быть удовлетворительными коллекторами до глубины 7000 м и более, а зооценовые обломочные породы-коллекторы в этой же впадине – до 5300 м [11].

Анализ фактических данных – литологического состава, катагенетических изменений пород с глубиной, геотермических условий с учетом вышеизложенных материалов и положительного влияния УВ на сохранность коллекторских свойств позволяет считать перечисленные границы для каждого из районов вполне реальными. Следует только увеличить для региона в целом максимальную глубину развития обломочных пород-коллекторов до 8000 м.

Карбонатные породы-коллекторы на больших глубинах развиты среди нижнетриасовых и верхнеюрских отложений. Литологический состав пород – известняки органогенные, реже биогермные кораллово-водорослевые и доломиты тонко-, мелко- и среднезернистые. Нередко встречаются известняки доломитизированные. Как правило, породы сильно уплотнены. Карбонатные породы-коллекторы в обоих стратиграфических комплексах относятся к каверново-трещинным и реже – к трещинным. Откры-

тая пористость таких пород на больших глубинах невелика – 1,5–8 %, хотя в единичных случаях может быть и выше. Например, в Восточно-Кубанской впадине пористость доломитизированных известняков и доломитов верхней юры, по данным А.П. Агулова и В.П. Пекло, на глубинах 4850–5350 м достигает 15–23 %.

Выполненные исследования позволили провести прогнозирование карбонатных коллекторов на больших глубинах на Северном Кавказе. В Западно-Кубанской и Восточно-Кубанской впадинах, по материалам А.П. Агулова, В.П. Пекло, О.Ф. Дементьевой, Р.Н. Петровой и других, карбонатные коллекторы промышленного значения ожидаются на глубинах 5000–5500 м. Подобные границы развития карбонатных коллекторов называют для триасовых отложений Прикумского района Г.Н. Чепак, И.А. Бурлаков и другие, а для Равнинного Дагестана – Г.Г. Гасангусейнов с соавторами. В Чечено-Ингушской АССР, по прогнозу Е.Ф. Лозгачевой, верхнеюрские подсолевые известняки и доломиты могут быть коллекторами каверново-трещинного типа до глубины 7000 м. Эта граница развития карбонатных коллекторов в регионе на современном этапе исследования является самой глубокой, однако не исключено, что новые данные позволят провести ее еще ниже.

Тимано-Печорская нефтегазоносная провинция. Мощность осадочного чехла в провинции варьирует в широких пределах, достигая 10000 м. Минимальная она на валах, максимальна во впадинах. На больших глубинах залегают нижне- и верхнепалеозойские отложения – от кембрийских до каменноугольных включительно. Наиболее погруженной является пока малоизученная Косью-Роговская впадина, расположенная на северо-востоке Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции. Породы-коллекторы представлены обломочными и карбонатными осадочными образованиями. Открытые на больших глубинах залежи нефти и газа сосредоточены в основном в отложениях девонского возраста.

Обломочные породы-коллекторы представлены средне- и мелкозернистыми песчаниками и алевролитами с кальцитовым, гидрослюдистым, каолинитовым, хлоритовым или смешанным цементами порового или сгусткового типов. На глубинах свыше 4000 м такие породы обычно обладают низкой открытой пористостью – от 1,5 до 7 % и слабой проницаемостью – до $0,1 \cdot 10^{-15}$ м². Вместе с этим на глубинах более 4000 м встречаются песчаники открытой пористостью 13–18 % и проницаемостью до $900 \cdot 10^{-15}$ м².

Регион пока разбурен очень слабо, да и максимально вскрытые глубины составляют около 6000 м. Имеющиеся фактические данные и тенденция изменения коллекторских свойств обломочных пород с глубиной, а также низкий геотермический градиент позволяют прогнозировать развитие обломочных пород-коллекторов до глубины 7000–8000 м.

Карбонатные породы развиты в ордовике, силуре, девоне, карбоне. Максимальная глубина их залегания до 10000 м, однако вскрыты они лишь до глубин 5500–6000 м. Среди карбонатных пород широко развиты известняки сероцветные органогенные, дегритовые, тонкозернистые и доломиты от тонко- до крупнозернистых, причем тонко- и микрозернистые

тые доломиты обычно первичные, а крупнозернистые вторичные. Нередко встречаются и промежуточные разности пород — доломитизированные известняки.

На глубинах свыше 4000 м коллекторские свойства известняков невысоки — открытая пористость до 5 %, а проницаемость до $0,1 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$. В.М. Бузинова, Л.П. Гмид, М.Х. Булач показали, что с глубиной коллекторские свойства известняков понижаются. Первичные доломиты не отличаются высокими коллекторскими свойствами, а вторичные имеют открытую пористость до 15 % и проницаемость до $50 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$. Тип коллектора в этом случае поровый (межзерновой) или порово-трещинный. Известняки и первичные доломиты при повышенных значениях коллекторских параметров представляют собой коллекторы каверново-трещинного типа.

Ориентируясь на тенденцию изменения коллекторских свойств, типы пород, реально существующие месторождения УВ, консервирующее влияние УВ на коллекторские свойства пород, геотермические условия, надо полагать, что породы-коллекторы нефти и газа могут быть встречены до глубин 7000–8000 м.

Западно-Сибирская нефтегазоносная провинция. Нефтегазоносность на больших глубинах приурочена здесь к меловым и юрским отложениям севера Тюменской области и к палеозойским породам центральной и южной частей. К настоящему времени геологический разрез вскрыт на глубину до 6000 м. Нефтегазоносность и коллекторские свойства пород на глубинах свыше 4000 м изучены очень слабо.

Обломочные породы-коллекторы характерны для юрских и меловых отложений. Представлены они преимущественно мелкозернистыми песчаниками и алевролитами серой, светло-серой и буровато-серой (в нижней юре) окраски. Наблюдается региональное увеличение мощности пород в северном направлении. Вместе с этим в северных районах (Надым) появляются и среднезернистые песчаники. Коллекторские свойства обломочных пород отчетливо снижаются с глубиной. По данным И.Н. Ушатинского, открытая пористость уменьшается — от 25 до 5 % (на глубине более 5000 м). В Надымской скв. 7 на глубине 4380 м пористость составляет 4–5 %, а проницаемость менее $10 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$. В.И. Белкин и А.Д. Сторожев установили, что в Западной Сибири пористость обломочных пород имеет прямую связь с мощностью, а также и то, что в ходе постседиментационных преобразований происходит смещение глубинной границы развития первичных коллекторов в сторону все более грубозернистых пород. Таким образом, на больших глубинах в северных районах коллекторские свойства песчаников и алевролитов должны быть выше, чем в центральных и южных. Исходя из оценки обломочных пород-коллекторов, выполненной геологами для различных районов Западной Сибири с учетом тенденции изменения глубины залегания пород, их литологического состава, зависимостей коллекторских свойств от последнего, а также геотермических условий региона, надо полагать, что во внутренних прогибах провинции и на ее севере породы-коллекторы промышленного значения могут быть встречены до глубины 6000–7000 м. На юге провинции среди

палеозойских отложений известны песчаники, которые представляют практический интерес.

Карбонатные породы палеозоя (девон, карбон, пермь) наиболее известны на юге провинции, в Нюрольской впадине. Представлены они органогенными и хемогенными известняками, доломитами, промежуточными известково-доломитовыми породами, мергелями и составляют большую часть вскрытого палеозойского разреза. Максимальная глубина вскрытия 4600 м. Пористость органогенных известняков на глубинах 3000–3500 м не превышает 25 %, а на глубинах выше 4000 м – 10 %. Проницаемость таких пород невысока – до $5 \cdot 10^{-15}$ м². Породы со следами выщелачивания, трещиноватые и по этим признакам относятся к коллекторам каверново-трещинного типа.

Перерывы в осадконакоплении, гипергенные процессы, а также интенсивные поглощения бурового раствора, провалы инструмента в процессе бурения скважин позволяют сделать заключение о том, что в палеозойских карбонатных отложениях на больших глубинах (выше 4000–4500 м) могут быть встречены каверново-трещинные и трещинные коллекторы удовлетворительного качества.

Наряду с традиционными терригенными и карбонатными породами-коллекторами в Западной Сибири имеется кора выветривания пород фундамента. Она сформировалась на породах различного генезиса и состава. В Среднем Приобье кора выветривания залегает на глубине до 4500 м и, по данным Я.М. Хахилевой, обладает удовлетворительными коллекторскими свойствами: пористостью 10–24 % и проницаемостью до $75 \cdot 10^{-15}$ м². В Нюрольской впадине наибольший интерес как коллекторы представляют коры выветривания палеозойских карбонатных пород. Их открытая пористость достигает 20 %. Существенно ниже этот параметр у кор выветривания магматических пород.

Лено-Вилюйская нефтегазоносная провинция. На территории Восточной Сибири породы-коллекторы на больших глубинах наиболее характерны для Лено-Вилюйской синеклизы и сопряженных с ней Предверхоянским и Анабарским региональных прогибов, а на крайнем севере – для Енисей-Хатангского прогиба. Мощность осадочной толщи в отдельных наиболее погруженных участках достигает 10000–12000 м, ниже залегает кристаллический фундамент. В строении толщи принимают участие протерозойские, палеозойские и мезозойские карбонатные и терригенные породы. На юге Восточной Сибири выделяется Иркутский амфитеатр, где терригенные вендско-нижнекембрийские отложения вскрыты на глубине более 5000 м.

Коллекторские свойства пород этой огромной провинции изучены крайне слабо. В пределах Хапчагайского поднятия и Предверхоянского прогиба из пород, залегающих на больших глубинах, наиболее изученными являются верхнепермские. Коллекторами здесь служат песчаники кварцевые с небольшим количеством цемента без явлений регенерации. На глубине выше 4000–4500 м открытая пористость варьирует в пределах 3–10 %. Полимиктовые разнозернистые песчаники на глубине 3500–4000 м теряют свои коллекторские свойства. На Хапчагайском поднятии

Е.И. Бодуновым и В.А. Пантелеевым [11] отмечена трещиноватость песчаных коллекторов. На больших глубинах в пределах Лено-Вилюйской нефтегазоносной провинции ожидаются верхнепалеозойские, а также силурийские, ордовикские и даже верхнепротерозойские песчаники и алевролиты, возможные коллекторы трещинного типа. В нижнем палеозое и верхнем протерозое возможны карбонатные коллекторы каверново-трещинного типа на глубинах свыше 6 км.

На юго-востоке Восточно-Сибирской платформы, в пределах Иркутского амфитеатра на глубинах свыше 4000 м вскрыты песчаные коллекторы докембрийского возраста. На глубинах 3800–4000 м, по данным Л.А. Буддо и С.Г. Шашина, эти песчаники обладают значительной открытой пористостью (до 20 %) и проницаемостью (до $210 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$). В более полных разрезах такие породы представляют интерес как возможные коллекторы нефти и газа и на больших глубинах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арапорская сверхглубокая скважина. — Труды МИНХиГП, М., вып. 100, 1972.
2. Атлас геологического строения и нефтегазоносности Днепровско-Донецкой впадины/Ю.А. Арсирий, В.Г. Демьянчук, И.М. Ермаков и др. Киев, Изд. МинГео УССР, 1984.
3. Багринцева К.И. Трещиноватость осадочных пород. М., Недра, 1982.
4. Буряковский Л.А., Джрафаров И.С., Джеваншир Р.Д. Прогнозирование физических свойств коллекторов и покрышек нефти и газа. М., Недра, 1982.
5. Гринсмит Дж. Петрология осадочных пород. Пер. с англ. Под ред. В.П. Петрова, М., Мир, 1981.
6. Демидович Л.А. Формирование коллекторов нефтеносных комплексов Припятского прогиба. Минск, Наука и техника, 1979.
7. Дмитриевский А.Н. Системный литолого-генетический анализ нефтегазоносных осадочных бассейнов. М., Недра, 1982.
8. Добрынин В.М., Серебряков В.А. Методы прогнозирования аномально высоких пластовых давлений. М., Недра, 1978.
9. Закономерности размещения карбонатных трещинных коллекторов нефти и газа/Е.М. Смехов, Л.Г. Белоновская, М.Х. Булач и др. Л. Недра, 1977.
10. Зхус И.Д., Бахтин В.В. Литологические преобразования глин в зонах аномально высоких пластовых давлений. М., Наука, 1979.
11. Изучение коллекторов нефти и газа, залегающих на больших глубинах. — Труды МИНХ и ГП. М., вып. 123, 124, 1977.
12. Катагенез органического вещества подсолевых пород Восточного Прикаспия в связи с нефтегазоносностью/И.Б. Дальян, Т.П. Волкова, В.И. Горшков, А.С. Посадская. — В кн.: Осадочные бассейны и их нефтегазоносность, М., 1983, с. 295—297.
13. Клубова Т.Т. Породы-коллекторы нефти и газа. — Справочник по геологии нефти и газа. М., Недра, 1984, с. 142—205.
14. Козловский Е.А. Кольская сверхглубокая скважина. — В мире науки, 1984, № 3, с. 17—26.
15. Коллекторские свойства пород на больших глубинах. Под ред. Б.К. Прошлякова, В.Н. Холодова. М., Наука, 1985.
16. Коллекторы нефти и газа на больших глубинах. Под ред. Б.К. Прошлякова. М., Изд. МИНХ и ГП, 1980.
17. Кольская сверхглубокая. Исследования глубинного строения континентальной коры с помощью бурения Кольской сверхглубокой скважины. М., Недра, 1984.
18. Копыстянский Р.С. Трещиноватость горных пород и ее значение в нефтегазовой геологии (на примере Карпатского региона). Киев, Наукова думка, 1978.
19. Кузнецов В.Г. Геология рифов и их нефтегазоносность, М., Недра, 1978.
20. Лебедев Б.А. Литологический контроль нефтегазоносности в платформенных областях. — Автореф. дисс. на соиск. учен. степ. докт. геол.-минер. наук, 1983 (ВНИГРИ).
21. Литология и породы-коллекторы на больших глубинах в нефтегазоносных провинциях Украины. Под ред. Д.В. Гурдия. Киев, Наукова думка, 1983.
22. Магара К. Уплотнение пород и миграция флюидов. Прикладная геология нефти. Пер. с англ. М., Недра, 1982.
23. Максимов С.П., Поджевская М.И. Состояние изученности условий формирования и закономерностей размещения залежей нефти и газа на больших глубинах. — В кн.: Особенности формирования залежей нефти и газа в глубокозалегающих пластиах. М., Наука, 1980, с. 3—28.
24. Марьенко Ю.И. Нефтегазоносность карбонатных пород. М., Недра, 1978.
25. Махнач А.А. Постседиментационные изменения межсолевых девонских отложений Припятского прогиба. Минск, Наука и техника, 1980.
26. Мелик-Пашаев В.С., Халимов Э.М., Серегина В.Н. Аномально высокие пластовые давления на нефтяных и газовых месторождениях. М., Недра, 1983.

27. Нестеров И.И. Новый тип коллектора нефти и газа. — Геология нефти и газа, 1970, № 10, с. 26—29.
28. Перспективы нефтегазоносности глубоких горизонтов по данным сверхглубокого бурения последних лет/А.Н. Золотов, М.И. Лоджевская, С.Н. Симаков и др. — В кн.: Месторождения нефти и газа. Докл. на 27 Международн. геол. конгр., т. 13. М., 1984, с. 127—135.
29. Прозорович Г.Э., Махнач А.А., Силошнова Н.С. О взаимосвязи стадиальных и наложенных катагенетических преобразований песчаников подсолевых толщ (на примере кембрия Северо-Африканской плиты и девона Припятского прогиба). — Докл. АН БССР, т. XXV, № 4, 1981, с. 351—354.
30. Саркисян С.Г., Котельников Д.Д. Глинистые минералы и проблемы нефтегазовой геологии. Изд. 2-е. М., Недра, 1980.
31. Селли Р.К. Введение в седиментологию. Пер. с англ. Под ред. В.Н. Холодова. М., Недра, 1981.
32. Сероеодородсодержащие газы — условия и масштабы распространения/Г.И. Амурский, И.П. Жабрев, С.П. Максимов, В.Л. Соколов. — Геология нефти и газа, 1980, № 5, с. 11—18.
33. Страхов Н.М. Общие проблемы геологии, литологии и геохимии. М., Наука, 1983.
34. Формационный анализ палеозойских отложений Прикаспийской владины — основа для регионального прогноза коллекторов/А.К. Замаренов, М.Г. Шебалдина, Д.Л. Федотов, С.В. Янцевич. — В кн.: Коллекторские свойства пород на больших глубинах. М., 1985, с. 31—38.
35. Ханин В.А. Терригенные породы-коллекторы нефти и газа на больших глубинах. М., Недра, 1979.
36. Холодов В.Н., Дементьева О.Ф., Петрова Р.Н. Проблема формирования вторичной пористости в песчаных коллекторах элизионных бассейнов. — В кн.: Коллекторские свойства пород на больших глубинах. М., 1985.
37. Черников О.А. Литологические исследования в нефтепромысловой геологии. М., Недра, 1981.
38. Armstrong A.K., Snavely P.D., Addicott W.O. Porosity evolution of upper miocene reefs Amerika province Soutern Spain. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1980, vol. 64, No. 3, p. 1B8—208.
39. Hawking P. Relationship between diagenesis porosity reduction and oil Emplacement in late Carboniferous Sandstone reservoir, Bothamsall oilfield, E. Midlends. — J. Geol. Soc., 1978, vol. 135, No. 1, p. 7—24.
40. Kinchella R., Scott L. What lone star found at 31441 Ft? — Petrol. Eng. Internat., 1974, No. 7, p. 93—94.
41. Nelson R. Significance of fracture sets associated with stylolite zones. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1981, vol. 65, No. 11, p. 2417—2425.
42. Plumley W. Abnormally high fluid pressure: survey of some basic principles. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1980, vol. 64, No. 3, p. 414—422.
43. Stephenson L. Porosity dependence on temperature limits on maximum possible effect. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1977, vol. 61, No. 3, p. 407—415.

ОГЛАВЛЕНИЕ

| | |
|--|-----|
| Предисловие | 3 |
| Глава 1. Эволюция осадочных пород при погружении | 5 |
| Глава 2. Методы изучения пустотного пространства пород | 22 |
| Глава 3. Типы коллекторов на больших глубинах | 42 |
| Глава 4. Зависимость качества глубокозалегающих коллекторов от геологических и литологических факторов | 60 |
| Глава 5. Обломочные породы-коллекторы некоторых нефтегазоносных регионов СССР | 85 |
| Литологическая характеристика пород-коллекторов | 85 |
| Зависимость коллекторских свойств обломочных пород от литологического состава | 96 |
| Структура порового пространства, время и условия его формирования | 106 |
| Характеристика обломочных пород-коллекторов, залегающих на больших глубинах | 125 |
| Глава 6. Карбонатные породы-коллекторы | 135 |
| Основные группы и подгруппы карбонатных пород | 136 |
| Структурно-генетические особенности пустотного пространства карбонатных пород | 141 |
| Вторичные процессы и их роль в формировании карбонатных пород-коллекторов на больших глубинах | 156 |
| Глава 7. Глинистые породы-коллекторы | 173 |
| Глава 8. Принципы прогнозирования и прогноз коллекторов на больших глубинах | 181 |
| Список литературы | 199 |